



Université de Strasbourg

École doctorale des sciences de la Terre et de l'Environnement

L'institut de Physique du Globe de Strasbourg
Équipe de Dynamique Globale et Déformations Actives

Thèse de Doctorat

Apport de la géodésie à l'étude de la jonction triple de l'Afar

par
Aline Déprez

Pour obtenir le titre de
Docteur de l'Université de Strasbourg
Spécialité : Géophysique

Soutenue le 18 Septembre 2015 devant le jury suivant :

Directeurs de thèse :	
Frédéric MASSON	Professeur à l'Université de Strasbourg
Cécile DOUBRE	Physicienne adjointe à l'Université de Strasbourg
Rapporteurs :	
Christophe VIGNY	Directeur de Recherche à l'ENS Paris
Olivier DAUTEUIL	Directeur de Recherche à l'Université de Rennes 1
Examinateurs :	
Julia AUTIN	Maître de Conférence à l'Université de Strasbourg
Anne SOCQUET	Physicienne adjointe à l'Université J. Fournier de Grenoble

"Les grandes personnes ne comprennent jamais rien toutes seules, et c'est fatigant, pour les enfants, de toujours et toujours leur donner des explications."

Antoine de Saint-Exupéry, Le Petit Prince.

Résumé

L'Afrique de l'est représente un site idéal pour étudier les mécanismes à l'origine de la mise en place et du maintien d'une région en extension. Le rift est africain marque la séparation intra-continentale entre les plaques Nubie et Somalie, dans un contexte principalement tectonique dominé par l'activité de failles normales, alors qu'au niveau des rides de la Mer Rouge et d'Aden l'Arabie se détache du couple de plaques Somalie/Nubie dans un contexte principalement magmatique avec accrétion océanique. Ces trois frontières de plaques se rejoignent au niveau de la dépression Afar. Elles forment une jonction triple qui correspond à une zone de transition entre une lithosphère continentale étirée et des axes d'accrétion océaniques où la présence du point chaud sous la lithosphère a fortement influencé l'extension. À partir de mesures et de traitements géodésiques (GPS, InSAR), l'objectif de ce travail de thèse est de décrire les mouvements actuels de la surface dans cette région de l'Afrique de l'est, où trois plaques s'éloignent les unes des autres, et où les différentes frontières de plaques sont à des stades différents de rifting. L'analyse de la déformation actuelle permet de préciser la dynamique des zones d'extension à court terme, en tenant compte de leur stade d'évolution et notamment des variations de l'activité magmatique et de l'activité sismique. Ainsi trois études ont été menées à des échelles spatiales différentes. La première porte sur l'ensemble du REA (3000 km), la seconde sur la partie centrale de la dépression Afar où se localise la jonction triple (quelques centaines de km), et la troisième sur le rift d'Asal Ghoubbet à Djibouti (quelques dizaines de km).

Abstract

Eastern Africa is a natural laboratory for investigating rifting and break-up. Along the East African Rift, the divergence between Nubia and Somalia plates is accommodated within a mainly tectonic framework dominated by active normal faulting. While Arabia plate moves apart from the African plate couple at the Red Sea and Aden Ridges within a mainly magmatic framework with seafloor spreading. These three plate boundaries meet in Afar Depression forming a triple junction, which correspond to a transition zone between stretched continental lithosphere and oceanic spreading axes, where the role of the mantle plume impacts is determinant. In this thesis, current deformation of the Earth's surface is monitored using geodetics data (GPS, InSAR), in the East African zone where three plates are splitting apart and where the different boundaries encompass areas in all stages of rifting. The current deformation analysis allows clarify extension zone dynamics at short term, taking into account their stage of rifting evolution and especially the variations of magmatic and/or seismic activity. Three studies were carried out at three different spatial scales. The first one considers the whole East African Rift (3000 km), the second one is about the central part of the Afar Depression where the triple junction is situated (a few hundreds of km) and the third focuses on the Asal-Ghoubbet rift in Djibouti (a few tens of km).

Remerciements

J'ai déjà écrit cette page de remerciements (qui sera probablement la plus lue de ce manuscrit) de nombreuses fois, en pensées, en rêves ... sans doute pour me faire oublier la panique liée à mon manque d'inspiration pour les pages suivantes. L'heure est maintenant venue pour moi de remercier les nombreuses personnes sans qui ce travail n'aurait pas été possible. Cette expérience restera pour moi inoubliable, plus difficile que ce que j'avais pu imaginer mais très riche en émotions et en rencontres enrichissantes.

Je tiens tout d'abord à remercier très chaleureusement Frédéric Masson de m'avoir offert des opportunités dans le monde de la recherche scientifique dès ma première année de master et jusqu'à ce travail de thèse. Il m'a accordé sa confiance au début de cette thèse en dépit de ce que les apparences laissaient présager. Merci à lui pour ses commentaires, conseils et encouragements qui ont fait évoluer mes réflexions scientifiques tout au long de cette thèse.

Je remercie tout aussi chaleureusement Cécile Doubre du temps qu'elle a consacré à me guider, me conseiller, me relire, me corriger, m'encourager, ... pour m'aider à me forger un esprit scientifique et rigoureux. Un immense merci à elle de m'avoir permis de découvrir ces contrées magiques éthiopiennes et djiboutiennes, cette Terre Vivante de l'Afar ! !

J'exprime tous mes remerciements aux membres de mon jury de thèse. Merci à Olivier Dauteuil et Christophe Vigny qui ont accepté d'être les rapporteurs de ce manuscrit, ainsi qu'à Anne Socquet et Julia Autin.

Un grand merci à Raphaël pour son accueil à l'IPGP et à Anne pour son accueil à ISTerre. Merci à Patrice, toujours fidèle au poste pour me donner un coup de main depuis mon apprentissage du traitement GPS jusqu'au changement de la cartouche d'encre pour l'impression de ce manuscrit. Merci à Marie-Pierre pour sa gentillesse et son aide lors de mes traitements InSAR.

Ces travaux de thèse ont nécessité de nombreuses missions de terrain impliquant un grand nombre de personnes : chercheurs, ingénieurs, techniciens, chauffeurs, ... français, éthiopiens, djiboutiens,... S'il manque un élément à l'ensemble rien n'est possible ! ! Au risque d'en oublier quelques uns (qui j'espère me le pardonneront) je souhaite que leurs noms apparaissent sur cette page. Merci à Anne (maman de ma première mission... je pense que ni elle ni moi sommes prêtes de l'oublier), Éric J., Alexandre, Arthur, Raphaël, Frédérique, Gilles, Bernard, Éric H., Patrice, Jean-Daniel, Jean-Bernard, Nicolas. Merci à Elias, Atalay, Abebe, Tesfaye et toute l'équipe de l'Université d'Addis Abeba. Merci à

Wogen (pour ce bout de chemin sur les routes éthiopiennes), Haïlu Temechache, Semene, et toute l'équipe du Centre Français des Études Éthiopiennes. Merci à Mohamed (pour entre autre la mission impossible une nuit d'avril 2014), Aden et aux équipes du Centre d'Etudes et de Recherches Djiboutiennes et de l'Observatoire Géophysique d'Arta.

Merci à tous ceux qui se sont succédés à mes côtés au bureau : Yasser, Julien et Pierre qui m'ont accueillie à mon arrivée. Amaury, le petit frère que je n'ai jamais eu. Puis Hugo et Floriane, leur présence au quotidien pour le partage de fou rires et de crises de larmes m'a permis de tenir de coup, leur soutien est inestimable. Merci aux autres collègues des bureaux d'à côté : Romy (pour ses remontées de moral autour d'un café ou d'un superbe gâteau d'anniversaire), Basile, Yann (pour leur écoute lors de mes délires), Jean-Rémi, Julien, Cécile C., Esra, Sémy, Christine, Hakan (pour les chocolats consolateurs), ...

Merci aux équipes d'ingénieurs, techniciens, administratifs, bibliothécaires, d'entretien,... à qui j'ai eu à faire appel au cours de ces années de thèse et sans qui un laboratoire de recherche ne pourrait pas fonctionner.

Quelques merci plus personnels (mais pas des moindres). Merci à mes parents qui ont toujours été à mes côtés, cette page ne suffirait pas à leur exprimer ma reconnaissance. Merci à Lilian et sa p'tite famille. Merci aux autres membres de ma famille et à mes amis (dont bon nombre apparaissent déjà parmi les collègues cités précédemment) qui par des messages d'encouragement, des marques d'attention, ... m'ont permis de trouver l'énergie de continuer.

Merci enfin à blablacar et à Détroit qui m'ont apporté les conditions idéales pour parcourir la dernière ligne droite de cette thèse ...

Table des matières

Résumé ii

Abstract iii

Remerciements iv

1 Introduction 1
- 1.1 Le rifting depuis l'extension lithophérique continentale jusqu'à l'océanisation 2
  - 1.1.1 Les mécanismes de formation des rifts . . . 3
  - 1.1.2 Le rifting continental . . . 5
  - 1.1.3 La transition océan-continent . . . 7
    - 1.1.3.1 Les marges passives volcaniques . . . 7
    - 1.1.3.2 Les marges passives non volcaniques . . . 8
  - 1.1.4 Les rides océaniques . . . 9
    - 1.1.4.1 Morphologie et segmentation des rides océaniques . . . 10
    - 1.1.4.2 Alternances magmato-tectoniques des rides océaniques . 12
- 1.2 Le rifting en Afrique de l'est . . . 13
  - 1.2.1 Le domaine continental : le rift est africain . . . 13
    - 1.2.1.1 Structure longitudinale . . . 13
    - 1.2.1.2 Évolution spatio-temporelle de la déformation extensive . 14
    - 1.2.1.3 Activité récente et actuelle . . . 14
  - 1.2.2 La région Afar . . . 17
    - 1.2.2.1 Point chaud et mise en place de la jonction triple en Afar 17
    - 1.2.2.2 Déformation Pliocène et Quaternaire . . . 19
    - 1.2.2.3 Déformation active en Afar central . . . 22
    - 1.2.2.4 Modèles de la cinématique de l'Afar, mouvement du bloc Danakil . . . 24
    - 1.2.2.5 Modèles de déformation en Afar Central . . . 25
  - 1.2.3 Épisodes de rifting en Afar à l'échelle du segment . . . 31
    - 1.2.3.1 L'épisode de rifting 2005-2009 de Manda Hararo-Dabbahu 32
    - 1.2.3.2 Crise sismo-volcanique de 1978 d'Asal-Ghoubbet . . . 32
- 1.3 Problématique et approche suivie . . . 35

2 Données et Méthodes 49
- 2.1 GPS . . . 50

2.1.1 Description des réseaux et des campagnes de mesures 50
2.1.1.1 Le réseau djiboutien 50
2.1.1.2 Le réseau éthiopien, Afar central 53
2.1.2 Méthodes de traitement 55
2.1.3 Calcul des pôles Nubie et Somalie 56
2.2 Traitement d'interférométrie radar (InSAR) 58
2.2.1 Principe de l'InSAR différentiel D-InSAR 58
2.2.1.1 Principes généraux de l'interférométrie radar 58
2.2.1.2 La chaine de traitement NSBAS 62
2.2.2 Application au cas de l'Afar central 64
2.2.2.1 Les données ENVISAT 64
2.2.2.2 Traitement avec NSBAS 65

3 Déformation sismique et asismique le long du système de rifts est africain à partir d'une ré-analyse du champ de vitesses GPS de l'Afrique 73

4 Déformation actuelle en Afar Central et cinématique de la jonction triple déduite de mesures GPS et InSAR 95

5 Évolution spatio-temporelle de la déformation active à l'extrémité occidentale de la Ride d'Aden en Afar 141
5.1 Champ de déformation régional 144
5.1.1 La frontière Somalie/Danakil en Afar oriental 145
5.1.2 Ouverture dans le golfe de Tadjoura 148
5.1.3 Zone de transfert Tadjoura/Asal-Ghoubbet 153
5.2 Le segment d'Asal-Ghoubbet, champ de déformation local 156
5.2.1 Morphologie du segment d'Asal-Ghoubbet 156
5.2.2 Champ de déformation local 1999-2014 157
5.2.2.1 Résultats 157
5.2.2.2 Déformation horizontale 159
5.2.2.3 Déformation verticale 161
5.3 Évolution temporelle de la déformation de surface dans le rift Asal Ghoubbet 161
5.3.1 Mise en évidence de mouvements transitoires dans le rift 161
5.3.1.1 Activité sismique 161
5.3.1.2 Déformation de surface du rift Asal-Ghoubbet 163
5.3.2 Évolution de la déformation post-rifting dans le rift d'Asal-Ghoubbet 167
5.3.2.1 Déformation horizontale 167
5.3.2.2 Déformation verticale 172
5.3.2.3 Comparaison avec l'activité sismique 174
5.4 Conclusion 176

6 Conclusion 183

Chapitre 1

Introduction

L'ensemble de ce travail de thèse porte sur la quantification de la déformation actuelle au niveau d'une région de rifts actifs, l'Afrique de l'est. L'influence du magmatisme sur la distribution spatiale de la déformation de surface au cours de l'évolution du rifting est un point clé des différents travaux présentés dans ce manuscrit. La zone d'étude renferme des secteurs pouvant illustrer chacune des différentes étapes du rifting, d'un stade immature, continental, le long du rift est africain jusqu'à des stades beaucoup plus avancés, en Afar. Au niveau des secteurs matures, même si l'océanisation n'est pas clairement établie, de nombreux indices morpho-structuraux et géochimiques témoignent d'une rupture continentale imminente ou d'un stade de transition océan-continent. Dans ce chapitre introductif, les connaissances relatives à l'organisation spatio-temporelle de la déformation extensive (des prémices d'extension à l'épanchement océanique) sont décrites, ainsi que les particularités des différentes régions sur lesquelles les études présentées dans ce manuscrit se sont portées. La compréhension des mécanismes à l'origine du rifting et des caractéristiques structurales et dynamiques des zones de rift s'est jusqu'à présent largement appuyée sur des observations long-terme (échelle du million au milliard d'années). Les travaux effectués au cours de cette thèse se basent quant à eux sur des données permettant de quantifier la déformation actuelle (échelle de la décennie).

1.1 Le rifting depuis l'extension lithophérique continentale jusqu'à l'océanisation

Les mécanismes proposés pour permettre la mise en place et le maintien d'une région de rift sont multiples et complexes, faisant intervenir à la fois des forces liées aux mouvements de plaques en champ lointain, et notamment au poids d'un panneau plongeant (slab pull), des forces liées à la traction à la base de la lithosphère produites par l'asthénosphère en convection et des gradients de contrainte et de pression induits par la (ou les) remonté(s) asthénosphérique(s) (ridge push).

Les manifestations en surface sont variées et témoignent de l'état de "maturation" du processus de rifting, allant de la mise en place d'un ou de bassin(s) sédimentaire(s), jusqu'à l'ouverture d'un nouveau bassin océanique, impliquant la formation de marges passives conjuguées. Les modèles de l'évolution structurale et thermique depuis le rifting continental jusqu'à la formation de bassins océaniques se basent en effet principalement sur la connaissance de la déformation finie au niveau des marges passives et des rides océaniques.

1.1.1 Les mécanismes de formation des rifts

À l'échelle lithosphérique, une distinction du type de rifting est souvent établie (Sengör et Burke, 1978) entre les rifts dits "actifs", dont l'évolution répond en premier lieu à une remontée de l'asthénosphère et les rifts dits "passifs" dont l'évolution répond à un champ de contraintes régional extensif (Fig. 1.1).

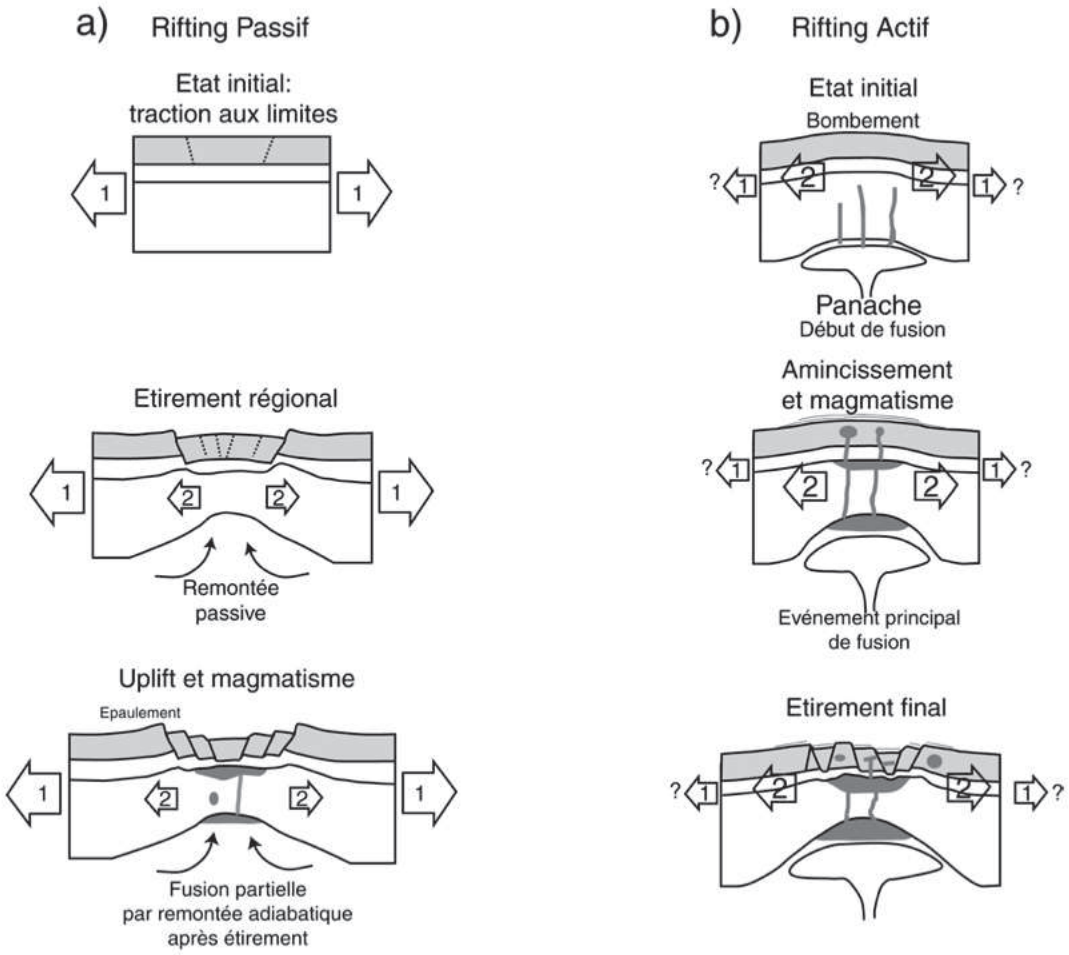


FIGURE 1.1: **Modèles d'évolution des modes de rifting passif (a) et actif (b)**, d'après Callot (2002). Les flèches (1) représentent les tractions aux limites et les flèches (2) les forces de volume.

Dans le cas du modèle "passif", l'étirement lithophérique est initié par les forces aux limites associées à la tectonique des plaques. L'étirement se localise préférentiellement le long de faiblesses préexistantes orientées de façon adéquate (Sengör et Burke, 1978; Buck, 1991). Un amincissement de la lithosphère succède à cet étirement. Le manteau remonte alors de façon passive sous la zone amincie. Cette remontée de matériel mantellique entraine **(a)** la fusion par décompression du manteau et **(b)** le soulèvement

régional qui se traduit par la surrection des épaules du rift. Cependant si les tractions aux limites permettent d'initier l'étirement, elles restent insuffisantes pour conduire à la rupture (Turcotte et Emerman, 1983). Ainsi même dans le cas de rifting passif, la rupture lithosphérique menant à l'océanisation est induite par les forces de volume générées par la remontée mantellique.

Dans le cas du modèle "actif", l'ascension d'un panache mantellique provoque le bombement et la mise en place de contraintes extensives à l'origine de l'amincissement de la lithosphère. Celui-ci s'accompagne d'importantes intrusions magmatiques dans la croûte et le manteau supérieur. Dans le cas du rifting actif, là aussi, pour que la croûte soit soumise à l'extension jusqu'à la rupture, et la formation d'un nouveau plancher océanique, les forces aux limites doivent être suffisamment grandes.

Ainsi, l'histoire structurale des zones de rifts montre souvent que les processus d'extension sont plus complexes et que leur origine est une combinaison de ces deux modèles extrêmes, en particulier sur de grandes échelles de temps (plusieurs Ma) intégrant différents stades de rifting. L'extension "passive" de la lithosphère prévaut dans les premiers stades de rifting alors qu'au cours de stades plus avancés lorsque la quantité de magma disponible est suffisante, et que les forces aux limites le permettent, les mécanismes "actifs" gagnent de l'importance jusqu'à parfois devenir dominants (Khain, 1992; Ziegler et Cloetingh, 2004).

Buck (2004) propose que la déformation extensive dans la lithosphère dépend principalement de la résistance de la croûte et du manteau lithosphérique et distingue deux modèles conceptuels d'étirement continental (Fig. 1.2).

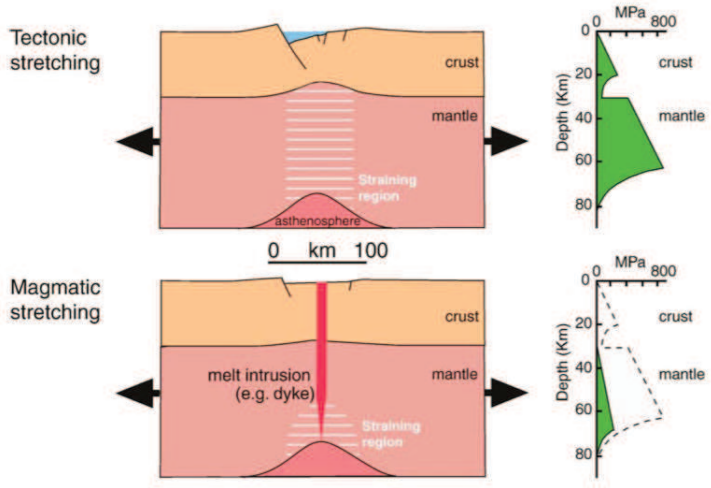


FIGURE 1.2: **Deux modèles conceptuels d'extension** d'une lithosphère continentale rhéologiquement stratifiée, avec ou sans intrusion magmatique (Buck, 2004).

Dans le modèle d'étirement tectonique/mécanique, l'extension est accommodée par des failles à fort rejet au sein des couches cassantes et par une déformation ductile dans la croûte inférieure et la manteau au sein des couches plus faibles. Dans le modèle d'étirement magmatique, les effets des intrusions magmatiques sont pris en compte et contribuent notamment à l'augmentation de la température. La localisation de la déformation et la diminution de la résistance sont favorisées par ces intrusions. Ces deux modèles permettent d'expliquer les deux expressions extrêmes de la déformation crûstale extensive, avec une extension accommodée par la mise en place de bassins par le jeu de grandes failles et donc un amincissement crûstal important et une extension accommodée dans la zone de rift par des intrusions magmatiques sans amincissement crûstal considérable.

1.1.2 Le rifting continental

Un grand nombre de rifts continentaux "avortés" marquent la surface terrestre, alors que d'autres ont évolué jusqu'à la rupture continentale et la mise en place de bassins océaniques. L'étude des rifts continentaux (Fig. 1.3) actuellement en activité apporte des informations supplémentaires quant à la compréhension des processus de rifting avant que la chaleur transférée au cours de l'extension de l'asthénosphère à la plaque ne se dissipe et que l'océan et les sédiments ne recouvrent les structures associées à l'extension (Ebinger *et al.*, 2013). Le rift est africain est l'objet de la plupart des études concernant les rifts continentaux.

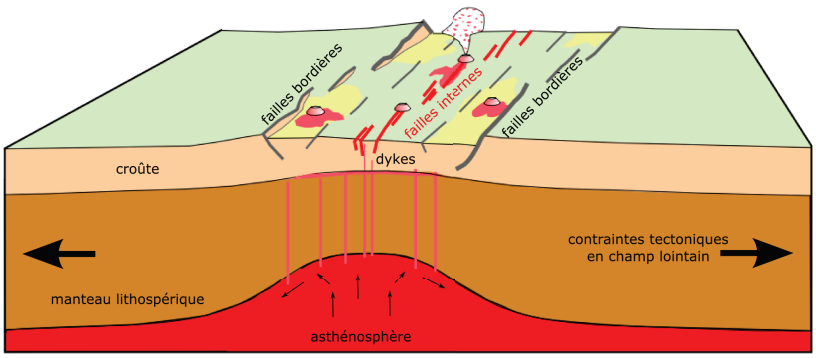


FIGURE 1.3: **Déformation crustale et processus mantelliques d'un rift continental.** La lithosphère stratifiée est amincie par des processus de déformation cassante (failles) et ductile (intrusions magmatiques). La remontée de l'asthénosphère pour remplacer l'amincissement lithosphérique provoque des transferts de chaleur et augmente la propension à la fusion de décompression. L'activité tectonique est transférée progressivement des failles bordières vers des failles internes (Ebinger, 2005; Corti, 2012).

Il est évident que les caractéristiques structurales, thermiques et rhéologiques de la croûte continentale et du manteau lithosphérique différent selon les rifts continentaux, en particulier les dimensions des bassins, le style de déformation et le degrés de magmatisme (Buck, 1991). Des morphologies très différentes sont par exemple observées entre la province Basin and Range dans l'est des Etats-Unis, archétype du rift large avec une distribution de la déformation sur plus de 1000km de large et les systèmes de rifts en Afrique de l'est ou le rift Baïkal, rifts étroits caractérisés par une déformation localisée au sein d'une zone faisant moins de 100km de large. Ces différences ont été en partie attribuées à la résistance initiale de la lithosphère (Buck, 1991; Brun, 1999)

Cependant les mécanismes impliqués sont souvent semblables, permettant d'identifier des traits communs. À grande longueur d'onde, la déformation de surface est largement dominée par l'existence de bassin(s) développés par le jeu des failles bordières mais aussi par la subsidence provoquée par la mise en place de roches mantelliques dans les niveaux sub-crustaux. Le déchargement de la lithosphère de part et d'autre du bassin provoque une remontée des épaules du rift par compensation isostatique locale (Weissel et Karner, 1989). Longitudinalement, les rifts continentaux sont segmentés. La largeur des bassins varie de ∼10 km à ∼70 km et leur longueur de ∼10 km à plus de 100 km (Ebinger *et al.*, 1999). Ces bassins sont limités par des failles bordières. La rhéologie de la lithosphère continentale (épaisseur de la couche effective élastique, épaisseur de la couche sismogénique) a un impact sur la morphologie de surface des bassins de rift (longueur des failles bordières, largeur des bassins) (Ebinger *et al.*, 1999). Les dimensions du rift sont d'autant plus grandes que la couche élastique est épaisse (Ebinger *et al.*, 1999). Des failles de transfert, voire des édifices volcaniques (Hayward et Ebinger, 1996), assurent la connexion entre les failles bordières des bassins successifs.

L'extension est accommodée dans la croûte cassante par glissement le long de systèmes de failles normales mais aussi parfois par la mise en place d'intrusions magmatiques. Concernant la sismicité, la quasi totalité des séismes s'initie au sein de la croûte et leur magnitude dépasse rarement Mw=7. De forts séismes peuvent parfois se produire dans la croûte inférieure, lorsque l'apport en magma est faible (Craig *et al.*, 2011). Ce qui signifie que les failles bordières atteignent probablement la croûte inférieure et que cette dernière peut emmagasiner de fortes contraintes. Lorsqu'un centre éruptif est présent au sein du bassin, la sismicité est restreinte aux 15 premiers km de la croûte (Ebinger *et al.*, 2013). Le style et la distribution de la déformation changent au fur et à mesure de l'extension (Fig. 1.4). L'activité tectonique se déplace depuis les longues failles bordières vers de denses essaims de failles initiés au centre du rift (Ebinger, 2005; Corti, 2012). Cette migration de l'activité s'accompagne d'une diminution de la magnitude et de la

profondeur des séismes témoignant d'un amincissement de la couche cassante associé à un apport de magma plus important.

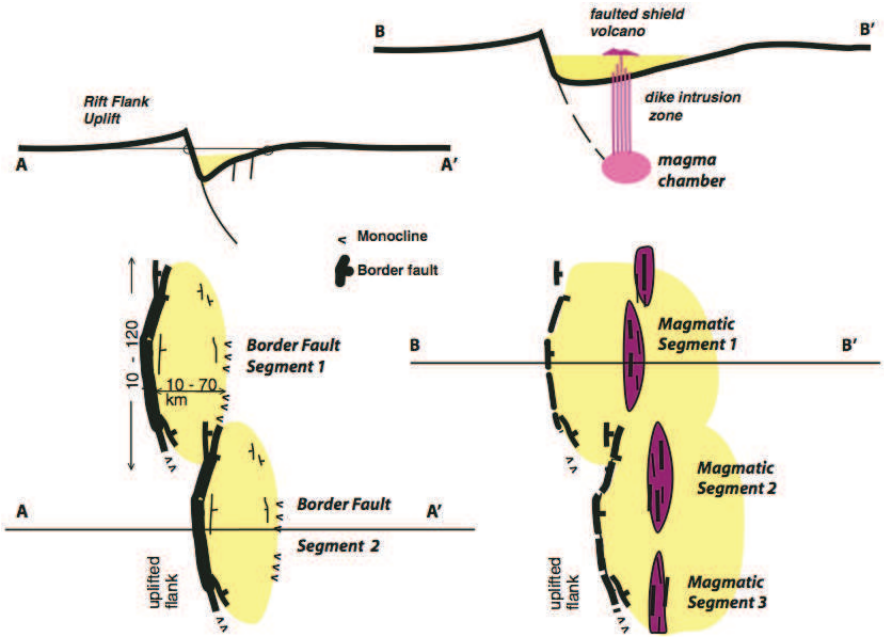


FIGURE 1.4: **Représentation schématique de segments de rift continental,** d'après Ebinger *et al.* (2013). En haut section transversale, en bas représentation de la segmentation le long de l'axe. À gauche, stades initiaux à intermédiaires du rifting continental, amagmatique ou faiblement magmatique. La déformation entre les segments est accommodée au niveau de zones de relais dont l'orientation et la géométrie des failles est susceptible de changer au cours de l'évolution du rifting. À droite, la segmentation le long de l'axe d'une zone de rift plus mature et riche en magma (Hayward et Ebinger, 1996). La déformation se concentre le long des segments magmatiques par des intrusions de dykes alimentées par des réservoirs crustaux superficiels.

1.1.3 La transition océan-continent

Les marges passives constituent des zones de transition entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale. Le degrés de volcanisme, extrêmement variable d'une marge passive à l'autre, a conduit à une différenciation des marges passives volcaniques et non-volcaniques.

1.1.3.1 Les marges passives volcaniques

Le développement de marges passives volcaniques est intimement lié à la présence de larges provinces basaltiques (pre-breakup traps sur la Fig. 1.5), semblables à celles des plateaux éthiopiens et yéménites (localisation : Fig. 1.9), qui précèdent l'extension et constituent la partie continentale des marges passives.

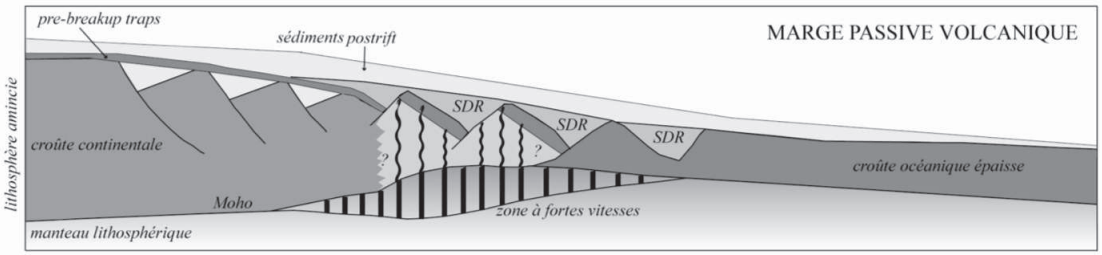


FIGURE 1.5: **Représentation schématique d'une marge passive volcanique**, d'après Peron Pinvidic (2006). Une province de coulées basaltiques (pre-breakup traps) est observée au niveau du plateau continental, ainsi qu'une diminution de l'épaisseur crustale de l'extrémité continentale à la transition océan/continent. Au niveau de cette transition, des structures de blocs basculés et de grabens sont observées en surface avec le développement progressif d'une croûte inférieure de forte vitesse reflet de la présence d'intrusions. Ces intrusions causent également une flexure et la formation de séries de réflecteurs à pendage vers l'océan (SDR).

Dès les premiers stades de rifting, un système complexe de grabens et blocs basculés se forme et se retrouve sur toute la partie continentale des marges passives (Geoffroy, 2005). L'accumulation des intrusions magmatiques provoque une flexure de la plaque affaiblie par son amincissement et la formation de série des réflecteurs sismiques à pendage vers l'océan (SDR sur la Fig. 1.5), identifiables sur des coupes sismiques à travers les marges passives (Leroy *et al.*, 2010, 2012). 75 % marges passives conjuguées de l'Atlantique, les marges Inde-Australie ou Afrique-Madagascar sont des exemples de marges volcaniques (Menzies *et al.*, 2002). L'épaisseur de la croûte des marges passives diminue de 30-40 km sur l'extrémité continentale à 8-10 km à hauteur de la transition continent-océan et reflète l'amincissement crustal provoqué par l'extension (Mckenzie, 1978). À la transition entre les domaines continental et océanique, une croûte inférieure de forte vitesse sismique est observée. Cette anomalie de vitesse est interprétée comme étant le résultat des intrusions refroidies de magma à l'interface croûte-manteau ou "underplating" (Ebinger, 2005). Le passage d'une croûte continentale amincie à une croûte océanique toutes les deux modifiées au cours du rifting est très progressif, ce qui explique la nature toujours débattue de la croûte des zones de transition telle que la province Afar (Hayward et Ebinger, 1996).

1.1.3.2 Les marges passives non volcaniques

Le terme "non-volcanique" apparait comme une exagération de la réalité qui ne présente aucune marge totalement dépourvue de magmatisme et le terme "pauvre en magma" lui est souvent préféré (Franke, 2013). Les marges passives pauvres en magma sont associées à des traits évolutifs et structuraux (Fig. 1.6) permettant de les distinguer des marges passives volcaniques (Geoffroy, 2005). Elles sont caractérisées par la

présence de blocs basculés bordés de failles normales listriques sur une large zone de croûte continentale fortement amincie (Peron Pinvidic, 2006). La croûte continentale inférieure est composée de roches magmatiques basiques (gabbros) résultant de magma stoppés dans leur progression. Le domaine transitionnel est parfois le lieu d'une exhumation du manteau sub-continental (Manatschal et Bernoulli, 1999) entre les derniers blocs continentaux et la première croûte océanique. De forts taux de sédimentation sont généralement observés et les formations sédimentaires enregistrent les différents stades de rifting. Les sédiments pré-rift se déposent avant l'activité tectonique et ont basculé avec l'activité des failles normales, les sédiments syn-rift accompagnent le basculement du bloc et se disposent en éventail avec un épaississement vers le mur de faille et les sédiments post-rift se déposent en discordance et marquent la fin de l'activité tectonique (Peron Pinvidic, 2006). La quantité limitée de magmatisme semble être, de manière systématique, recensée postérieurement à la rupture. Les marges passives conjuguées Angola-Brésil, Ibérie-Terre Neuve ou du nord-ouest de l'Australie sont des exemples de marges pauvres en magma (Franke, 2013).

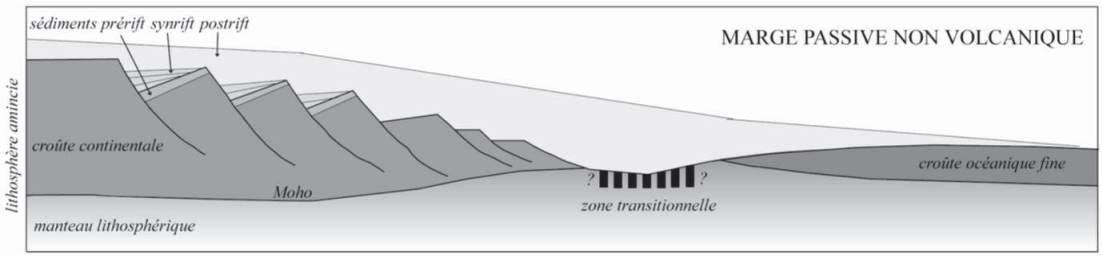


FIGURE 1.6: **Représentation schématique d'une marge passive non-volcanique**, d'après (Peron Pinvidic, 2006). Des blocs basculés de croûte continentale amincie sont observés ainsi qu'une zone de transition, une fine croûte océanique et une quasi absence de produits magmatiques.

1.1.4 Les rides océaniques

L'aboutissement du rifting continental conduit à la mise en place de l'expansion des fonds océaniques le long des dorsales. Ces zones d'accrétion de nouvelle lithosphère océanique présentent le régime tectonique en extension le plus actif et l'activité volcanique la plus volumineuse de la Terre (Macdonald et Fox, 1990). Les vitesses d'extension au niveau des dorsales océaniques à travers le monde varient de ∼10 mm/an à ∼170 mm/an. Cette vitesse exerçant un contrôle de premier ordre sur la structure thermique des frontières de plaques et donc la morphologie de la ride, elle permet une classification des dorsales océaniques (Small, 1998). La morphologie des rides océaniques se scinde généralement en deux extrêmes : les rides lentes (10-40 mm/an) et les rides rapides (plus de 90 mm/an) (Macdonald, 1982).

1.1.4.1 Morphologie et segmentation des rides océaniques

Les rides lentes (Fig. 1.7), comme la ride médio-Atlantique, présentent des vallées axiales profondes (1-2 km) et des flancs comportant un grand nombre de failles à l'origine d'une topographie irrégulière (Sempéré *et al.*, 1990). La zone néo-volcanique est constituée d'une chaîne discontinue de volcans. La discontinuité de la zone volcanique laisse apparaitre des essaims de fissures dans la partie centrale de la ride, entre les volcans (Macdonald, 1982).

Les rides rapides, comme la ride est-Pacifique au sud de 15°N, ne présentent pas de vallée axiale mais un dôme triangulaire étroit (Fig. 1.7). La zone néo-volcanique est matérialisée par une crête continue, seulement interrompue au niveau des failles transformantes. La topographie des rides rapides est moins prononcée que celle des rides lentes avec des structures de horsts et grabens observées à une échelle fine (Macdonald, 1982). L'absence de fissure à fort rejet peut s'expliquer par une lithosphère trop peu résistante pour supporter de telles contraintes. Au lieu de ça, la croûte rompt par simples fissures de tension.

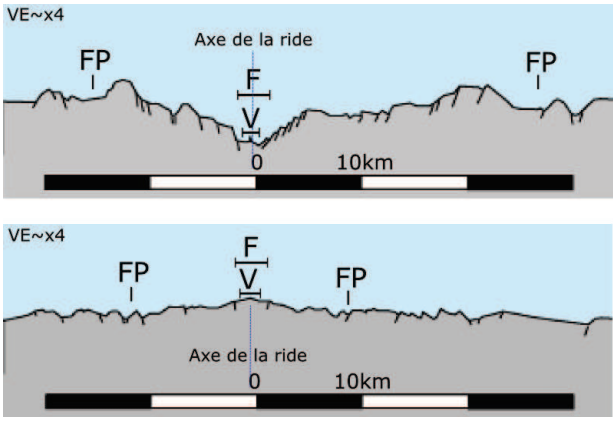


FIGURE 1.7: **Sections transversales des rides océaniques rapide**, d'après Macdonald (1982). La largeur de la zone néo-volcanique s'étend sur la zone marquée d'un "V", le "F" représente la zone de failles et fissures et la zone de frontières de plaques (largeur de la zone de failles actives) est délimitée par "FP". En haut : ride océanique lente, en bas : ride océanique rapide.

La segmentation (Fig. 1.8) de premier ordre des rides océaniques est basée sur une alternance de segments de ∼100 à 1000 km, qui accommodent le mouvement divergent des plaques par de l'ouverture et de failles transformantes, qui accommodent le mouvement relatif entre ces segments par glissement (Pollard et Aydin, 1984). Les discontinuités de second ordre sont associées à des motifs complexes caractérisés par des structures obliques et des zones de recouvrement. Des discontinuités d'ordre supérieur segmentent

les rides océaniques, mais leur durée de vie et leur taille sont nettement moins importantes que les deux premiers ordres (Macdonald et Fox, 1990).

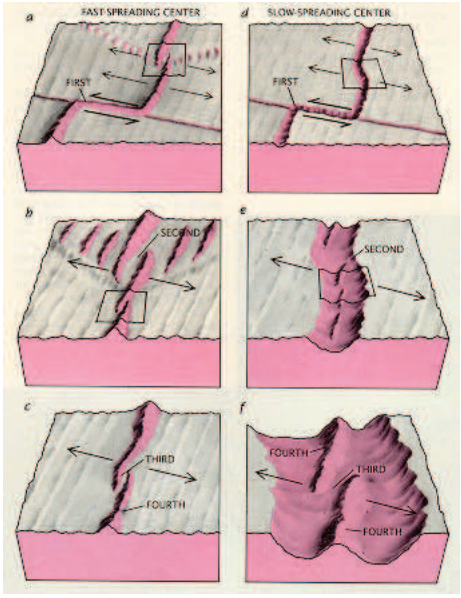


FIGURE 1.8: **Représentation de la segmentation des rides océaniques**, d'après Macdonald et Fox (1990). À gauche, discontinuités des rides rapides avec augmentation de l'ordre de haut en bas. (a) ordre 1, failles transformantes, (b) ordre 2, recouvrement de centres d'expansion avec un décalage d'au moins 2 km, (c) ordre 3, recouvrement de centres d'expansion avec un décalage inférieur à 2 km et ordre 4, légère déviation de linéarité axiale. À droite, discontinuités des rides lentes avec augmentation de l'ordre de haut en bas. (d) ordre 1, failles transformantes, (e) ordre 2, courbure de la vallée de la ride, (f) ordre 3, interruption entre des chaînes de volcans et ordre 4, espace au sein d'une chaîne volcanique.

Concernant les rides océaniques lentes, la segmentation de second ordre est associée à des décalages "non transformants" inférieurs à 50 km (Sempéré *et al.*, 1990) qui séparent des segments d'accrétion océanique dont la longueur varie entre 10 et 80 km. L'apport en magma est inégal le long des segments (Francheteau, 1983). Les portions les plus magmatiques sont souvent associées aux zones les moins profondes au niveau du centre des segments alors que les extrémités des segments, à proximité des discontinuités présentent de faibles apports de magma (Macdonald, 2005). Les centres de segments sont donc en général associés à une croûte plus épaisse, car la production crûstale y est focalisée. La dépression Afar, considérée comme le lieu d'un océan en formation, est constituée d'une croûte amincie qui est soumise à un étirement du fait de la divergence entre les plaques Nubie, Somalie et Arabie. L'activité tectonique et magmatique y est également localisée le long de segments de rift de longueur similaire aux segments de second ordre des rides océaniques lentes. Ces segments se situent à un stade avancé de la rupture

continentale et seront décrits plus en détail dans la section suivante ainsi que dans les chapitres suivants.

1.1.4.2 Alternances magmato-tectoniques des rides océaniques

L'expansion du plancher océanique est accommodée par une combinaison d'intrusions de dykes et de mouvements tectoniques sur les failles (Macdonald et Fox, 1988; Behn et Ito, 2008). Le long des rides rapides, l'apport de magma est uniforme, avec la présence permanente de poches de magma s'étendant sur plusieurs dizaines de kilomètres le long de l'axe (Macdonald, 2005). L'évolution de ce type de rides a été associée à un cycle magmato-tectonique (Haymon *et al.*, 1991). Il débute par une phase de dyking et d'éruptions à laquelle succèdent un drainage magmatique et un effondrement gravitationnel. Ensuite une caldera centrale peut parfois se développer. Au cours de la dernière phase des fissures tectoniques extensives se mettent en place. Cependant cet aspect cyclique est très peu marqué et lorsque l'intervalle entre deux éruptions est significativement inférieur à 1000 ans, la phase tectonique est susceptible de ne pas avoir lieu (Haymon *et al.*, 1991).

Le long des rides océaniques lentes, l'apport en magma est discontinu dans le temps. L'activité magmato-tectonique des segments est cyclique avec des alternances d'épisodes de construction volcanique et d'épisodes d'extension tectonique, amagmatique (Crane et Ballard, 1981; Smith et Cann, 1993), la durée caractéristique des épisodes étant de l'ordre de $\sim 10^5$ à $\sim 10^6$ ans (Small, 1998). Cependant l'évolution magmato-tectonique est propre à chaque segment indépendamment des segments voisins. Les différences concernant le volcanisme et la tectonique sont à l'origine de forts contrastes morphologiques entre les segments (Eberhart *et al.*, 1988; Smith et Cann, 1993). Notamment les variations temporelles d'apport magmatique affectent la longueur des segments, avec un allongement du segment lorsque l'apport en magma est important par rapport au segments voisins et un rétrécissement lorsque l'apport est limité (Macdonald et Fox, 1990).

1.2 Le rifting en Afrique de l'est

1.2.1 Le domaine continental : le rift est africain

1.2.1.1 Structure longitudinale

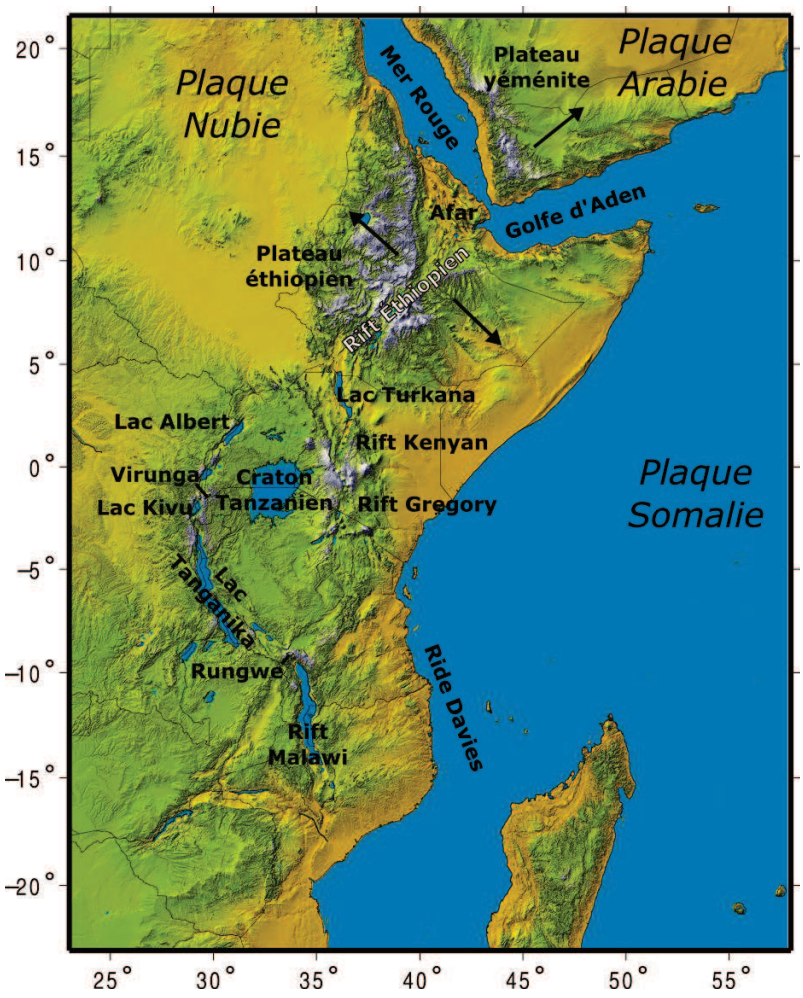


FIGURE 1.9: **Principales structures du système de rifts est-africain**. Les données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) ont été utilisées pour la représentation de la topographie.

Le mouvement divergent entre les plaques Nubie et Somalie s'accommode le long du rift est africain. La segmentation de premier ordre est associée à cinq branches de ∼1000km de long, à savoir du nord au sud : le rift éthiopien, les rifts est et ouest bordant le craton tanzanien, le rift Malawi, la ride Davie (Fig. 1.9). Subdivisées en segments tectoniques de second ordre de 50 à 100 km de long, ces branches actives comme en témoigne l'activité sismique contournent des zones peu déformées et relativement asismiques qui ont été définies comme deux micro-plaques rigides, Victoria au nord et

Rovuma au sud. Les mouvements de ces micro-plaques ont été caractérisés grâce aux vecteurs glissement des séismes et/ou à des vitesses estimées par GPS (Hartnady, 2002; Calais *et al.*, 2006; Stamps *et al.*, 2008; Saria *et al.*, 2013, 2014) (voir également le chapitre 3 de cette thèse). Globalement les taux de déplacement le long des frontières de plaques du rift est africain augmentent du sud au nord avec la distance au pôle de rotation Somalie/Nubie. Le taux d'ouverture est quasiment nul au sud du Mozambique, à proximité du pôle de rotation Somalie/Nubie et la vitesse d'écartement de la Somalie par rapport à la Nubie est de l'ordre de 5mm/an selon une direction quasiment est-ouest au niveau de l'extrémité nord du rift éthiopien.

1.2.1.2 Évolution spatio-temporelle de la déformation extensive

Si on considère la branche ouest, du rift est africain du nord du Kenya au sud du Malawi, les premiers signes de subsidence datent de 12 Ma au niveau du lac Albert, la subsidence du bassin du lac Tanganyika commence entre 12 et 9 Ma et entre 9 et 8 Ma pour le rift Malawi (Chorowicz, 2005) (Fig. 1.9). Les provinces volcaniques Virunga et Rungwe coïncident avec les zones d'accommodation entre les bassins et se sont développées respectivement il y a 12,6 Ma et 8,6 Ma (Ebinger, 1989) (Fig. 1.9).

Le long du rift éthiopien et de la branche est du craton tanzanien (rift kenyan et rift Gregory)(Fig. 1.9), la distribution et la chronologie du magmatisme et de la tectonique sont étroitement liées à l'activité du panache mantellique, comme le montrent de nombreux indices géophysiques et géochimiques (George *et al.*, 1998; Ebinger et Sleep, 1998; Ebinger *et al.*, 2000). La première période de volcanisme intense du rift est africain se produit de ∼45 à 35 Ma au niveau de la frontière entre l'Éthiopie et le Sud-Soudan avec la mise en place d'une séquence de près de un à deux kilomètres d'épaisseur de laves basaltiques (Davidson et Rex, 1980; Ebinger *et al.*, 1993; George *et al.*, 1998). Le volcanisme s'étend vers le sud jusqu'au nord du rift kenyan (à l'ouest de l'actuel lac Turkana Fig. 1.9) vers ∼35-25Ma (Ebinger *et al.*, 2000; Macdonald *et al.*, 2001) et est associé à la formation de bassins majeurs actuellement inactifs (Morley *et al.*, 1992). L'activité magmatique et tectonique se décale ensuite vers l'est, au niveau du lac Turkana (Ebinger *et al.*, 2000) et se propage vers le nord et le sud. Vers le nord, les premiers signes de rifting sont observés dans les secteurs sud et central du rift éthiopien vers ∼18-15 Ma (WoldeGabriel *et al.*, 1990; Ebinger *et al.*, 2000). Vers le sud, l'activité atteint le nord de la Tanzanie vers ∼8-5 Ma (Macdonald *et al.*, 2001).

1.2.1.3 Activité récente et actuelle

Le système de rifts est africain présente du volcanisme actif et une sismicité modérée : les séismes de magnitude supérieure à Mw=6 sont peu fréquents. La quasi totalité des séismes localisés le long du rift est africain sont peu profonds ($\leq$ 40 km et une majorité entre 10 et 25 km (Hayes *et al.*, 2014)) et la majorité des mécanismes au foyer calculés indiquent des mouvements en extension (Delvaux et Barth, 2010; Craig *et al.*, 2011). Les quelques séismes en décrochement recensés marquent la jonction entre deux segments de rift en extension. La branche orientale est composée du rift éthiopien, du rift à l'est du craton tanzanien (ou rift kenyan) et de la ride Davie. Les rifts éthiopien et kenyan sont des secteurs où un apport important de magma a pour conséquence une accommodation de la déformation par des intrusions magmatiques. Le faible niveau de contraintes d'un tel environnement ne permet pas de fort séismes associés au glissement de grandes failles. Le rift kenyan a cependant connu un séisme de magnitude 6.9 en 1928 mais les essaims de séismes qui se sont produits depuis dans ces secteurs sont de magnitude inférieure à Mw=6 (Hayes *et al.*, 2014). La crise sismo-tectonique observée en juillet-août 2007 à la frontière entre le Kenya et la Tanzanie (rift Natron, Fig. 1.10) est associée à une intrusion magmatique et à un relâchement de contraintes essentiellement asismique (Calais *et al.*, 2008; Biggs *et al.*, 2009). Le long de la ride Davie deux séismes de magnitude 6.0-6.3 sont enregistrés en Mai 1985 (Hayes *et al.*, 2014). La branche occidentale, composée du rift à l'ouest du craton tanzanien et du rift Malawi, est relativement plus sismique. Les données instrumentales recensent deux événements majeurs. En Mai 1990 un séisme de magnitude 7.1 frappe le Sud-Soudan, à $\sim$300 km au nord du lac Albert. Le séisme de magnitude élevée le plus récent frappe le Mozambique (Fig. 1.10) avec une magnitude 7.0 en février 2006 (Raucoules *et al.*, 2010; Saunders *et al.*, 2010). Plusieurs séismes de magnitude supérieure à Mw=6 ont également été recensés le long de cette branche (Mavonga, 2007), en République Démocratique du Congo en 1992 (Mw=6.4), en Ouganda en 1994 (Mw=6.2) et le long du lac Tanganyika (Mw=6.5 en 2000, Mw=6.2 en 2002, Mw=6.8 en 2005). Deux séismes de magnitudes 5.9 ont également été recensées en 2008 et 2009 respectivement au niveau des provinces volcaniques du Kivu (d'Oreye *et al.*, 2011) et Rukwa (Biggs *et al.*, 2010; Fagereng, 2013).

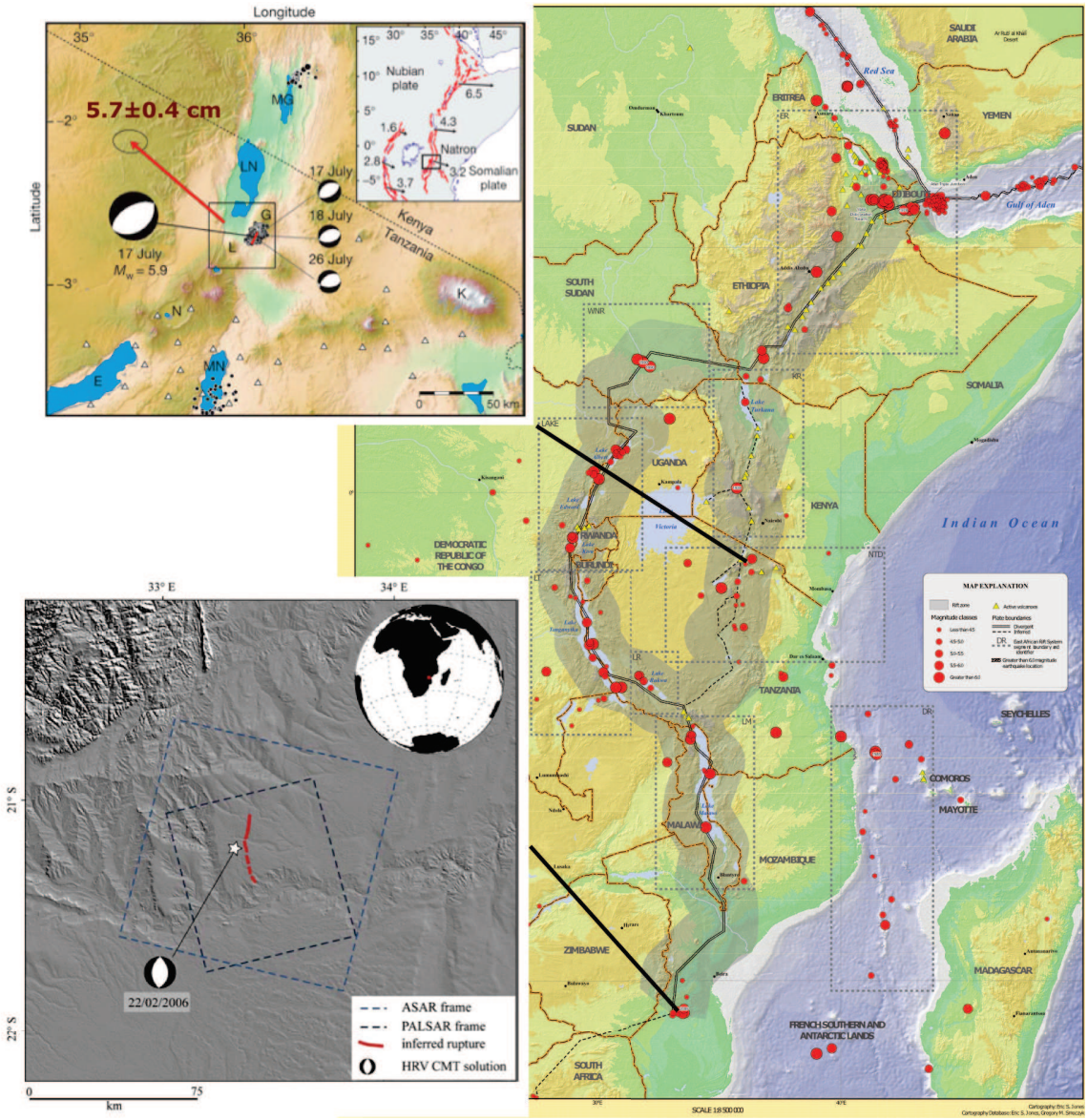


FIGURE 1.10: **Sismicité le long du rift est africain.** À droite, distribution des séismes principaux (en rouge) entre 1900 et 2013, d'après Hayes *et al.* (2014). Les zones grisées représentent la déformation distribuée autour des zones de rift et les frontières de plaques (double traits ou pointillés) sont assimilées à l'axe des rifts. Les triangles jaunes représentent les centres volcaniques. En haut à gauche, localisation et mécanisme au foyer des événements associés à la crise sismo-magmatique du rift Natron en 2007, d'après (Calais *et al.*, 2008). En bas à gauche, localisation et mécanisme au foyer du séisme de 2006 au Mozambique, d'après Raucoules *et al.* (2010).

1.2.2 La région Afar

1.2.2.1 Point chaud et mise en place de la jonction triple en Afar

À l'extrémité nord du rift est africain, un épisode volcanique de grande ampleur a affecté une grande partie de l'Éthiopie et du Yémen entre ~31 et 28 Ma (Ebinger *et al.*, 2000; Yirgu *et al.*, 2006). Cet épisode est lié à l'impact du panache mantellique Afar sous la lithosphère africaine à 45 Ma (Ebinger et Sleep, 1998), qui est à l'origine de la surrection de l'ensemble de la région (Fig. 1.11). Un à deux kilomètres d'épaisseur de coulées basaltiques, les trappes, sont émises et forment les actuels plateaux éthiopiens et yéménites.

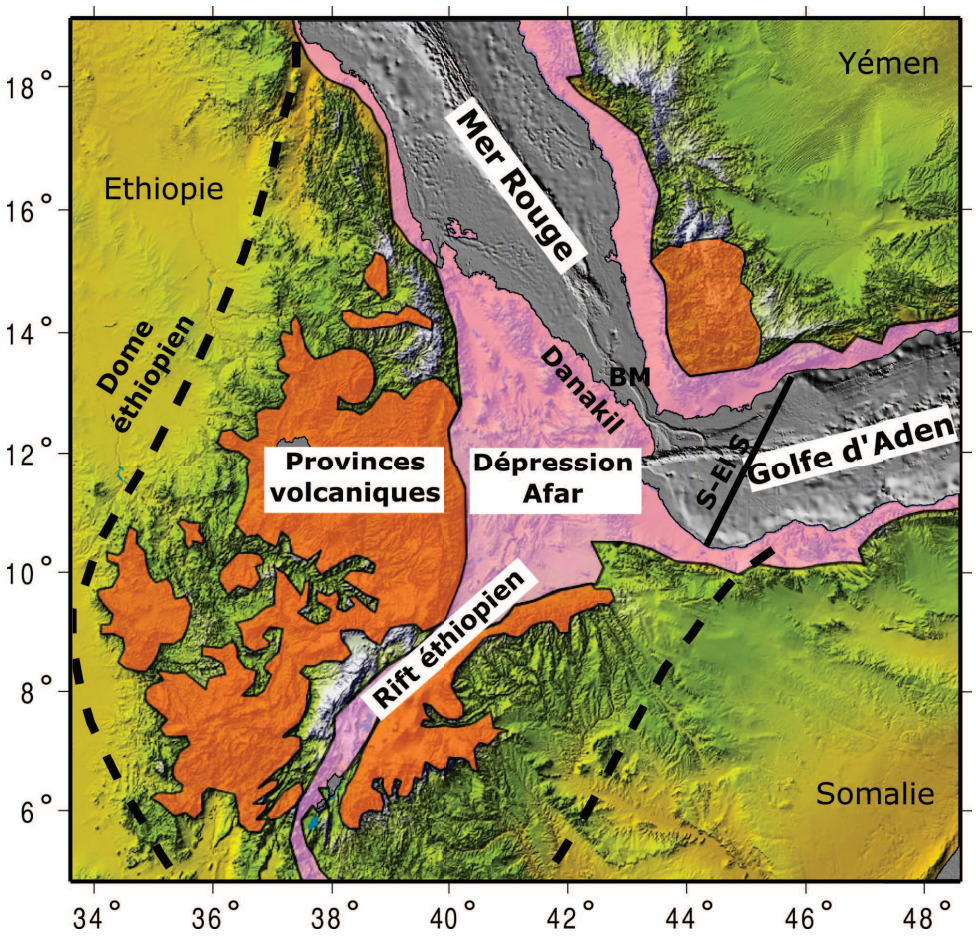


FIGURE 1.11: **Impact du panache mantellique Afar**, d'après Wood et Guth (2008). La limite du dôme éthiopien sont cartographiée d'après Pik *et al.* (2008). S-El S : zone de fractures de Shukra El-Sheikh, BM : détroit de Bab El Mandeb.

L'extension continentale commence à ~28-25 Ma au niveau des parties centrales de la ride de la Mer Rouge, entre 17°N et 18°N de latitudes (Kenea *et al.*, 2001) et de la ride d'Aden entre 45°E et 50°E de longitudes (Wyn-Hughes *et al.*, 1991). Les premiers signes

d'extension en Afar sont estimés à ∼25 Ma (Bosworth *et al.*, 2005) avec notamment des failles et du volcanisme entre le bloc Danakil et le plateau éthiopien, à l'origine des bassins marginaux qui forment la limite ouest actuelle de la dépression Afar (Tesfaye *et al.*, 2003; Wolfenden *et al.*, 2005). C'est approximativement à cette même période qu'est estimé le début de rotation anti-horaire du bloc Danakil (Sichler, 1980; Tesfaye *et al.*, 2003). Vers ∼20 Ma, les rides d'Aden et de la Mer Rouge subissent une subsidence suffisante pour être envahies par la mer (Garfunkel et Beyth, 2006) alors que l'extension et le rifting continental débutent de façon significative en Afar (Courtillot *et al.*, 1987; Audin *et al.*, 2004). Le mouvement divergent de la plaque Arabe conduit à la mise en place d'un plancher océanique à partir ∼16 Ma au niveau de la ride d'Aden à l'est de la zone de fractures de Shukra El-Sheikh (Manighetti, 1993).

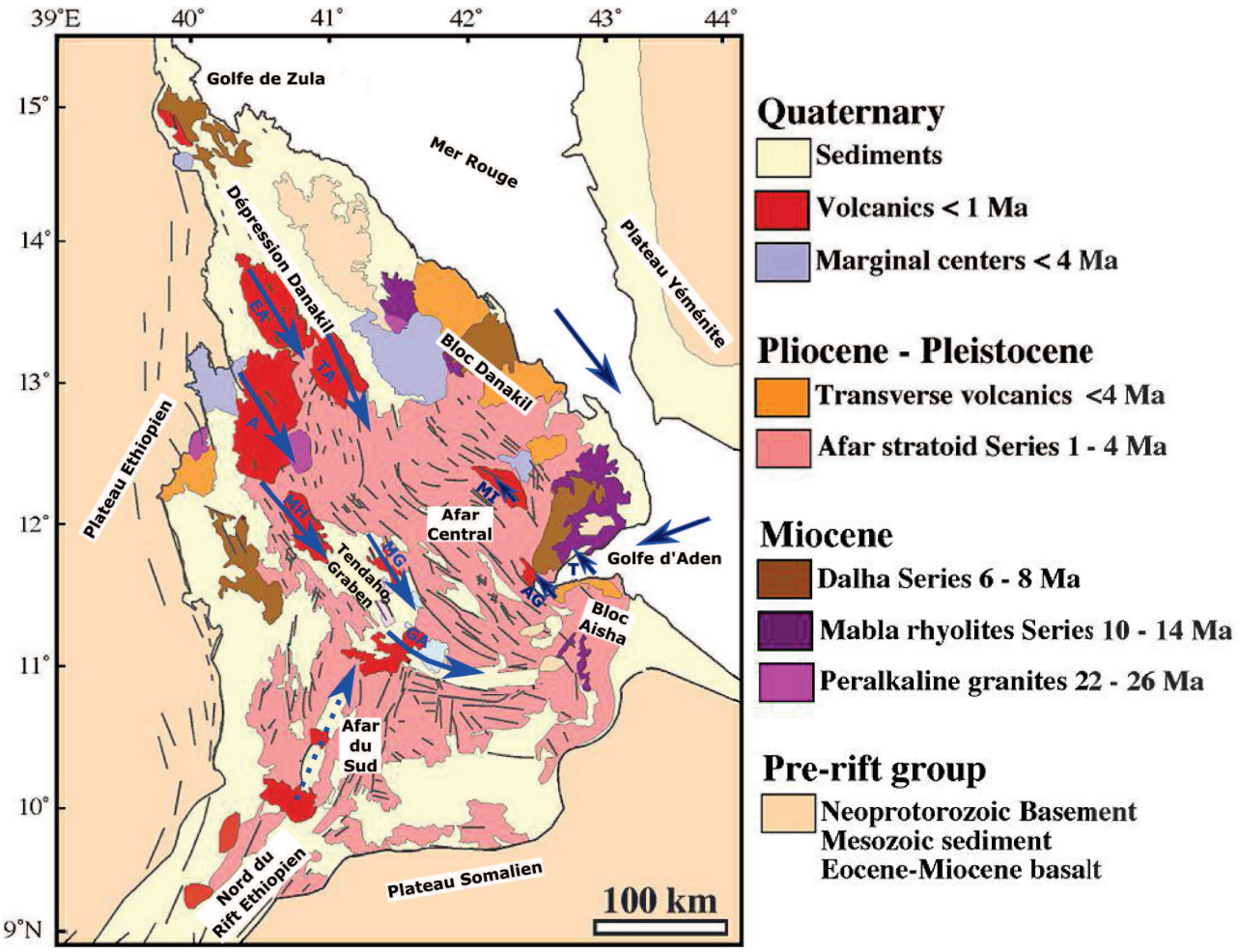


FIGURE 1.12: **Carte géologique simplifiée de la dépression Afar**, d'après Varet et Gasse (1978); Beyene et Abdelsalam (2005). Les flèches bleues représentent les rifts actifs et leur direction de propagation, la propagation de la ride d'Aden en bleu foncé et la propagation de la ride de la Mer Rouge en bleu plus clair. En pointillés, le rift éthiopien. EA=Erta Ale, A=Alayta, TA=Tat'Ali, MH=Manda Hararo, MG=Manda Gargori, GA=Goba'Ad, AG=Asal-Ghoubbet, MI=Manda Inakir, T=Tadjoura

Au cours du Miocène l'activité volcanique (Varet et Gasse, 1978) est surtout associée à la mise en place de séries essentiellement basaltiques (série rhyolitique de Mabla, ∼15-10 Ma et série basaltique du Dahla, ∼8-6 Ma). L'extension entre la Somalie et la Nubie le long du rift éthiopien à la latitude de l'Afar débute vers ∼11 Ma près de 15 Ma après l'initiation du rifting le long des rifts du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge (Wolfenden *et al.*, 2004). Mais la chronologie et la géométrie du rifting initial du rift éthiopien sont moins bien contraintes que celles des autres branches. Vers ∼11 Ma (Eagles *et al.*, 2002; McClusky *et al.*, 2010), la ride de la Mer Rouge a abandonné la connexion directe à la ride d'Aden par le détroit de Bab El Mandeb et opère, à une latitude de ∼15°N, un décalage vers l'ouest au sein de l'Afar (Sichler, 1980; Manighetti *et al.*, 1997). La propagation émergée de la Mer Rouge est constituée d'une étroite ceinture orientée nord-ouest qui comprend un réseau dense de fissures, des failles normales actives et du volcanisme (Barberi et Varet, 1977).

Après s'être maintenue pendant près de ∼13 Ma en butée au niveau de la zone de fractures de Shukra El-Sheikh (Manighetti *et al.*, 1997), vers ∼5 Ma la ride d'Aden poursuit sa propagation (Courtillot, 1980; Cochran, 1981; Audin *et al.*, 2004; Leroy *et al.*, 2012). Après plusieurs tentatives de propagation vers le nord, elle contourne le détroit de Bab El Mandeb et pénètre en Afar via le golfe de Tadjoura et la passe du Ghoubbet avant de dévier vers le nord en direction du rift de Manda Inakir, au cours des derniers 2 Ma (Tapponnier *et al.*, 1990; Acton et Stein, 1991; Manighetti *et al.*, 1997). Elle forme ainsi une autre étroite ceinture émergée, tectoniquement et volcaniquement active, orientée nord-ouest, qui suit la bordure ouest du bloc Danakil (Manighetti *et al.*, 1997). Les anomalies magnétiques témoignent de l'accrétion de plancher océanique le long de la Mer Rouge débutant vers ∼4 Ma (Wolfenden *et al.*, 2004; Garfunkel et Beyth, 2006) à la latitude de ∼15°N, c'est à dit au nord de la région Afar (Bosworth *et al.*, 2005).

La dépression Afar est actuellement recouverte en grande partie par une série de basaltes Stratoïdes (i.e. déposée sous forme de strates)(Fig. 1.12). La mise en place de cette série vers ∼4-1 Ma résulte principalement d'écoulements fissuraux de laves basaltiques peu visqueuses. Elle est généralement considérée comme un marqueur de la transition entre un rift continental et un rift proto-océanique (Barberi et Varet, 1977; Barberi et Santacroce, 1980; Lahitte, 2003) et constitue un niveau repère pour l'étude de l'activité tectonique et volcanique quaternaire postérieure.

La déformation actuelle en Afar est principalement localisée le long des trois frontières de plaques, un rift continental (le rift éthiopien) et deux rides océaniques (les rides d'Aden et de la Mer Rouge) se propageant à terre et formant une jonction triple. Le rift éthiopien sépare la Nubie et la Somalie, l'écartement s'effectue selon une direction

est-ouest à une vitesse de ∼5mm/an à la latitude de l'Afar. L'Arabie se détache du couple de plaques africaines selon une direction nord-est à une vitesse de ∼15mm/an au niveau des rides d'Aden et de la Mer Rouge.

1.2.2.2 Déformation Pliocène et Quaternaire

Une période d'activité volcanique de ∼1 Ma (entre 2.2 Ma et 1.3 Ma) suivie d'une période de l'ordre de ∼0.1 à ∼0.3 Ma avec une activité volcanique réduite au cours de laquelle la zone est soumise à une activité tectonique se manifestant par la rotation horaire de $14.5^{\circ} \pm 7.5^{\circ}$ d'un micro-bloc régional (Fig. 1.13), ont été mises en évidence par un échantillonnage paléomagnétique et géochronologique détaillé de la région entre les lacs Abhé et Asal au début des années 1980 (Courtillot *et al.*, 1984). Le volcanisme reprend de façon limitée sur les zones de Goba'ad-Dama Ali et d'Asal-Ghoubbet vers 1.2 Ma et 0.7 Ma respectivement. Cette alternance de phases effusives et de phases tectoniques de durée respective de l'ordre de $\sim 10^6$ et $\sim 10^5$ ans a une portée plus générale pour les frontières de plaques en accrétion et est en accord avec des observations le long de segments de la ride médio Atlantique (Storzer et Selo, 1976; Douaran *et al.*, 1982).

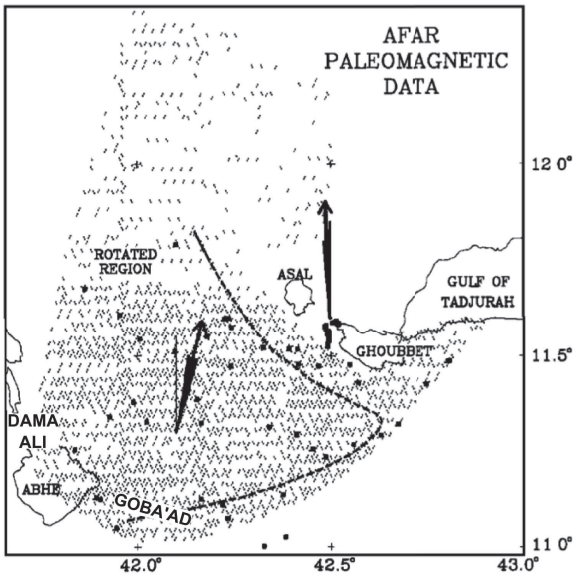


FIGURE 1.13: **Premières mesures paléomagnétiques en Afar.** Les carrés représentent les sites de mesure et les déclinaisons moyennes pour les deux régions sont données par les flèches. La zone de rotation initialement définie par Courtillot *et al.* (1984) est représentée par le secteur bordé de pointillés (Acton et Stein, 1991).

L'activité volcanique et tectonique quaternaire de l'Afar se localise principalement sur des zones de 60 km de long et 10 km de large (Ebinger *et al.*, 2010) représentant

la segmentation de second ordre du rift éthiopien et les propagations à terre des rides d'Aden et de la Mer Rouge. Ces segments présentent des coulées fissurales, des cônes basaltiques, des volcans récents et actifs ainsi que de la sismicité superficielle et relativement faible par rapport aux déplacements observés (Barberi et Varet, 1977; Hayward et Ebinger, 1996; Manighetti *et al.*, 1997; Doubre *et al.*, 2007a,b; Medynski *et al.*, 2013). Leur taille, leur morphologie, leur structure et leur espacement sont similaires à ceux des segments de second ordre des rides médio-océaniques lentes (Hayward et Ebinger, 1996; Oppenheimer et Francis, 1998). Cependant il n'apparaît pas, contrairement à ce qui est observé au niveau des dorsales médio-océaniques lentes, de clairs systèmes de failles obliques ou orthogonaux comparables à des zones transformantes (Ebinger *et al.*, 2010).

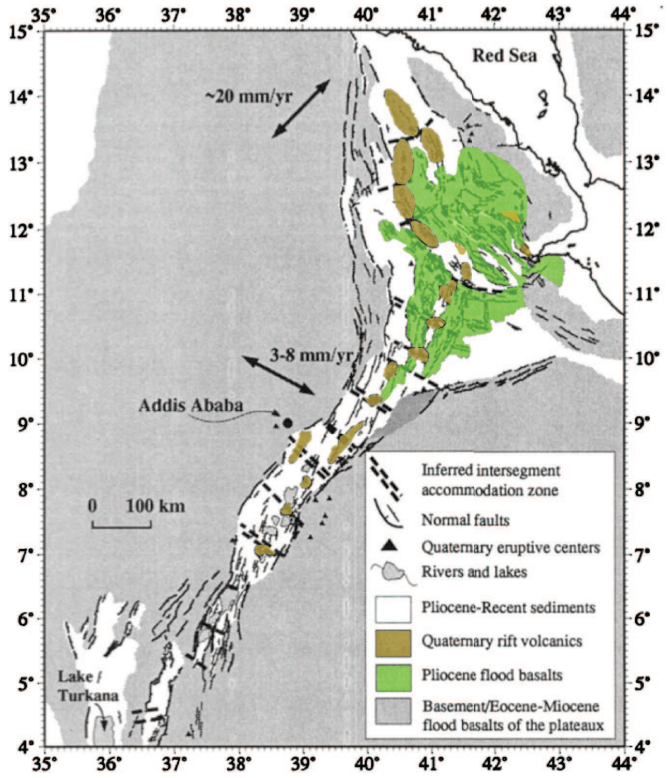


FIGURE 1.14: **Carte géologique simplifiée des systèmes de rifts éthiopien et de l'Afar** modifiée d'après (Hayward et Ebinger, 1996).

En Afar central, la propagation à terre des deux rides le long de deux ceintures d'extension se faisant face forme une zone de recouvrement (Manighetti *et al.*, 1998, 2001). Cette zone de ∼150 km de long et ∼90 km de large (Fig. 1.15) est située entre les segments tectono-magmatiques Asal-Ghoubbet / Manda-Inakir (propagation à terre de la ride d'Aden) et Manda-Hararo / Goba'ad (propagation à terre de la ride de la Mer Rouge). Elle est quasiment entièrement recouverte par la série de basaltes stratoïdes

(∼1-4 Ma), ne comporte pas de volcanisme récent (Fig. 1.12) et est affectée par des systèmes de failles en moyenne sub-parallèles aux rifts bordiers (N130°E-N150°E).

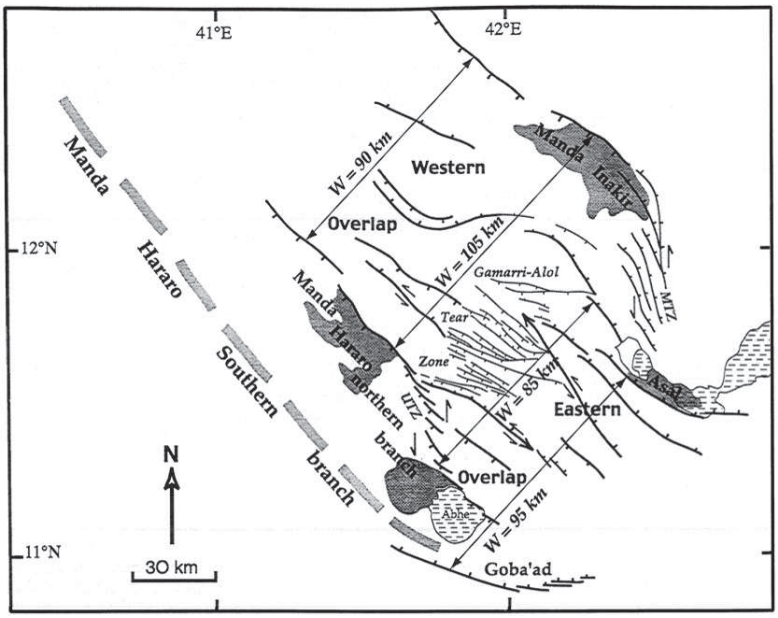


FIGURE 1.15: **Carte schématique de la zone de recouvrement de Asal Ghoubbet-Manda Inakir/Manda Hararo-Goba'ad** (Manighetti *et al.*, 2001). Les segments de rifts sont grisés avec un gris plus foncé pour les segments ayant subi une activité récente. La zone de recouvrement est divisée en une partie orientale et une partie occidentale séparée par la bande densément faillée de Gamarri-Alol.

Cette région est généralement subdivisée en trois secteurs structurellement différents (Souriot et Brun, 1992; Manighetti *et al.*, 2001). Le secteur sud-est comporte 4-5 blocs orientés NO-SE peu déformés de ∼50-80 km de long sur ∼20-30 km de large dont le basculement est à l'origine de la formation de grands bassins (Goba'ad, Hanle, Gaggade-Der'êla, Dika). Les escarpements de faille entre le fond de bassin et le relief adjacent sont souvent de plus de 1km. Les failles sont rectilignes dans leur partie centrale et s'incurvent à leurs extrémités du fait de déformations tectoniques secondaires. Le secteur nord-ouest présente une topographie beaucoup plus plane avec 4 larges blocs principaux sub-horizontaux séparés par des grabens étroits et symétriques. Ces deux secteurs distincts du point de vue géométrique présentent également des différences significatives concernant les rotations paléomagnétiques avec ∼10° de moins au NO qu'au SE (Acton *et al.*, 2000; Manighetti *et al.*, 2001). Ils sont connectés par une bande de déformation étroite et densément faillée par des faisceaux de failles normales secondaires (Tapponnier et Varet, 1974). Cette bande de déformation est considérée suivant les auteurs comme une zone transformante (Barberi et Varet, 1977), de transfert (Souriot et Brun, 1992) ou de segmentation (Manighetti *et al.*, 2001).

1.2.2.3 Déformation active en Afar central

La majeure part de la déformation en Afar central est accommodée par des épisodes de rifting, enregistrés au niveau de certains segments de rift des propagations à terre des rides d'Aden et de la Mer Rouge. Ces épisodes sont décrits dans la section suivante.

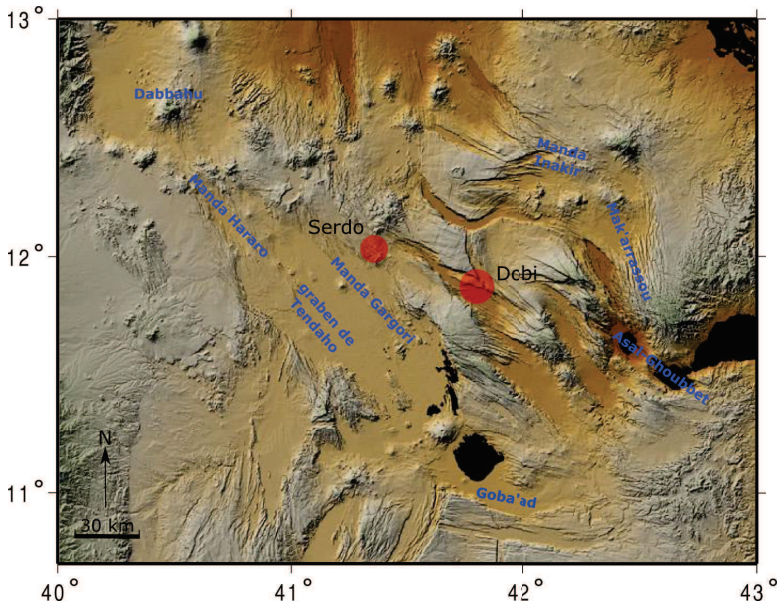
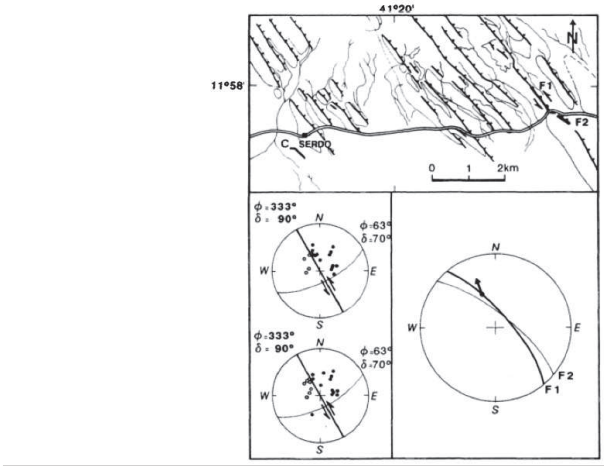
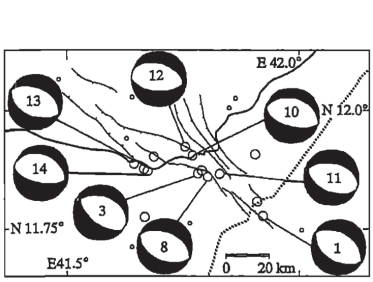


FIGURE 1.16: **Localisation des principaux événements sismiques historiques.** Les cercles rouges permettent de situer approximativement les deux séquences sismiques principales (Serdo, 1969 et Dobi, 1989). Les cercles cherchent à couvrir la zone affectée par la séquence et les diamètres ne sont pas liés aux magnitudes cumulées de chaque séquence.

Au sein de la zone de recouvrement, deux séquences de tremblement de terre notables ont été enregistrées (Fig. 1.16 et Fig. 1.17). Les 29 mars et 5 avril 1969 des séismes de magnitude respective m_b=5.9 et m_b=6.2 affectent la région de Serdo dans le secteur nord-ouest du recouvrement. L'étude des ruptures de surface (Gouin, 1979) et des mécanismes au foyer (Mckenzie et Davies, 1970; Kebede *et al.*, 1989) révèlent une composante significative de déplacement latéral sénestre le long de la rupture principale sur un escarpement N140°E (Tapponnier *et al.*, 1990). Les 20 et 21 août 1989 une séquence d'une quinzaine de séismes de magnitude m_b >5 frappe la région de Dôbi (Sigmundsson, 1992; Noir *et al.*, 1997; Jacques *et al.*, 1999). Une épaisseur crustale de ∼13km est affectée par au moins 15 failles normales (Jacques *et al.*, 2011). Le relâchement d'énergie sismique est considérable (∼100 fois plus important que l'énergie relâchée au cours de la crise de rifting de 1978 à Asal, (Sigmundsson, 1992)). Il reflète un contexte fortement amagmatique pour cette séquence extensive au sein de la zone de recouvrement à mi-chemin entre les deux ceintures de rifts principales.





No.	Origin Time	North	East	Depth	m_b	M_s
	08/20/89:					
1	11:16:56.3	11.773	41.925	11.6	5.8	6.3
2	11:17:55.3	11.905	41.912	10.1	5.6	
3	11:46:27.9	11.866	41.785	10.0	6.1	5.6
4	11:56:18.4	11.805	41.907	10.0	5.3	
5	13:25:26.5	11.899	41.689	10.0	5.2	6.1
6	13:26:19.6	11.870	41.791	10.0	5.3	
7	18:27:33.2	11.775	41.667	10.0	5.1	
8	18:39:48.5	11.857	41.804	10.0	5.4	
9	18:54:05.6	11.874	41.667	10.0	5.2	
10	19:25:56.4	11.906	41.772	11.7	6.2	5.7
	08/21/89:					
11	01:09:06.3	11.864	41.830	15.8	6.3	6.2
12	05:03:05.2	11.919	41.741	9.7	5.8	5.7
13	05:05:46.2	11.886	41.647	10.0	5.3	
14	07:07:39.2	11.868	41.677	10.0	5.0	4.7

FIGURE 1.17: **Principales séquences sismiques ayant affectées la zone de recouvrement.** En haut, le réseau de failles affecté par la séquence sismique de 1969 de Serdo (Gouin, 1979) et les mécanismes au foyer proposés par Mckenzie et Davies (1970). En bas, la relocalisation des épicentres des 14 séismes de magnitude m_b >5 de la séquence de 1989 de Dobi. Les paramètres hypocentraux sont recensés dans le tableau. Les mécanismes au foyer sont issus de Dziewonski *et al.* (1990).

1.2.2.4 Modèles de la cinématique de l'Afar, mouvement du bloc Danakil

Sichler (1980) a abordé le problème posé par le motif de déformation complexe observé en Afar en considérant la cinématique des grandes plaques (Arabie et Nubie) et en estimant que cette cinématique à l'échelle continentale régit les mouvements des plaques de plus petite taille. Le modèle cinématique proposé se définit autour de l'articulation du bloc continental Danakil (Fig. 1.18), frontière orientale de l'Afar s'étendant de la région de Zula au nord jusqu'au golfe de Tadjoura au sud. Ce bloc est articulé au nord, dans la région de Zula-Dahla, avec la plaque Nubie et au sud, dans le Bab el Mandeb, avec la plaque Arabie (Fig. 1.18). Son mouvement est lié au mouvement relatif de ses points d'articulation et donc au mouvement relatif de l'Arabie par rapport à la Nubie.

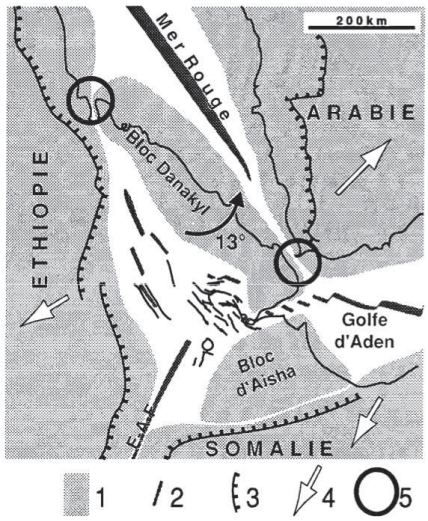


FIGURE 1.18: **Modèle géodynamique da la biellette Danakil**, d'après Sichler (1980).**1)**Plaque continentale ou bloc **2)**Axe de rift océanique ou continental **3)**Principaux escarpements **4)**Mouvement relatif des plaques **5)**Axes de rotation du bloc Danakil.

Cependant aucune explication n'est proposée pour la fixation du bloc Danakil à l'Arabie, alors que la nécessité d'une mobilité entre le bloc Danakil et l'Arabie ressort de l'étude détaillée de la cinématique finie de la ride d'Aden (Manighetti *et al.*, 1998). Plus récemment, la rotation de cette micro-plaque a pu être illustrée et quantifiée au moyen de reconstructions basées sur des observations topographiques, structurales, géologiques (Collet *et al.*, 2000) et/ou magnétiques (Eagles *et al.*, 2002). Ces reconstructions aboutissent également sur une nécessaire mobilité entre le bloc Danakil et l'Arabie. Un modèle de rotation de bloc/plaques rigides basé sur un champ de vitesses GPS a quant à lui permis à McClusky *et al.* (2010) de contraindre le mouvement actuel du bloc Danakil par rapport aux plaques majeures avoisinantes (Nubie, Arabie).

1.2.2.5 Modèles de déformation en Afar Central

Le modèle dit de biellette de Sichler (1980) s'insère dans la cinématique générale de la région au cours des derniers 4-5 My et rend compte du motif de déformation observé en Afar comme le montrent Souriot et Brun (1992) par la réalisation d'un modèle analogique (Fig. 1.18).

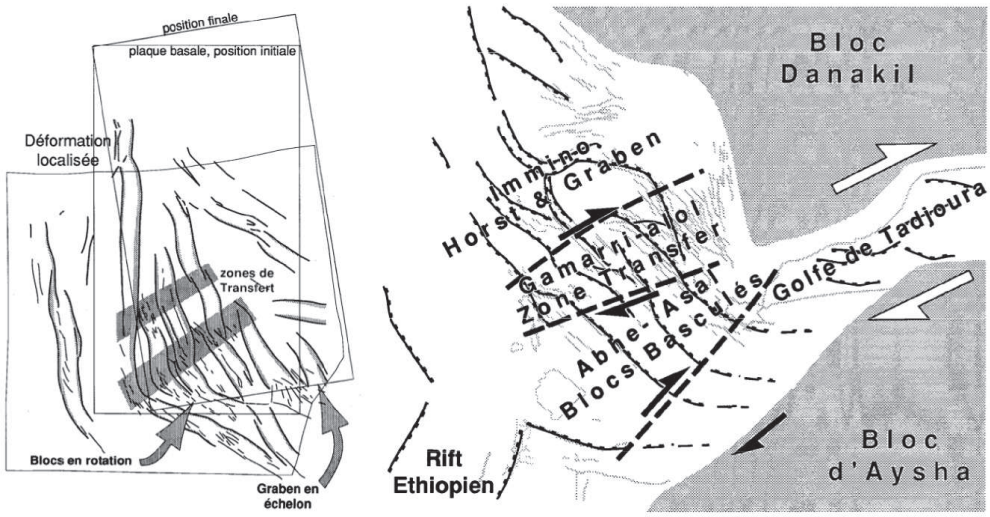


FIGURE 1.19: **Modélisation analogique du motif de déformation en Afar central** d'après (Souriot et Brun, 1992). Représentation du motif de déformation obtenu suite à une modélisation analogique (à gauche) et comparaison avec la géométrie des structures de l'Afar central (à droite). Le dispositif expérimental de la modélisation analogique consiste en une plaque tournante recouverte par une couche de gomme de silicone (croûte inférieure) et un niveau de sable (croûte supérieure).

La trajectoire du bloc Danakil provoque l'ouverture du golfe de Tadjoura avec une composante initialement décrochante puis de plus en plus extensive. Les différentes structures du golfe de Tadjoura seraient donc le résultat de l'évolution progressive du contexte cinématique. La composante de cisaillement se propage ensuite en Afar au niveau de la frontière nord du bloc Aïsha provoquant la rotation dextre au sud-est de l'Afar entre les lacs Asal et Abhé observée dans les données paléomagnétiques. La région plus au nord est uniquement soumise à une composante extensive qui conduit à la formation de horsts et grabens. La différence de morphologie du nord au sud de l'Afar s'explique également dans ce modèle analogique par l'augmentation nord-sud de la vitesse d'extension du fait de l'augmentation de la distance au pôle de rotation Danakil/Nubie. La faible vitesse au nord produit une déformation localisée sur la seule chaîne axiale de l'Erta Ale (localisation Fig. 1.12). En Afar central la déformation sur quelques zones localisées et symétriques résulte d'une vitesse d'extension intermédiaire. Et la déformation distribuée au sud associée à la formation de blocs basculés est liée à une forte vitesse. Ces deux dernières zones sont séparées par la bande de fracturation intense de Gamarri-Alol qui est interprétée comme une zone de transfert entre deux secteurs contrastés du point de vue du type de déformation et des taux d'extension et de rotation (Souriot et Brun, 1992). Ce modèle analogique de la déformation en Afar central, basé sur mouvement de biellette du bloc Danakil, montre que le déplacement et la rotation imposés sur la frontière orientale du triangle Afar permet d'obtenir une bonne approximation du motif

de déformation au sein de la région mais il ne décrit pas les mouvements relatifs de blocs internes à chaque grande zone déformée (Rouby *et al.*, 1996).

L'absence de structures typiques de failles transformantes soulève la question du mode de transfert de la déformation d'un segment d'expansion axial à un autre. Tapponnier et Varet (1974) proposent que la première expression d'une faille transformante se manifeste en Afar sous la forme d'une série de failles en échelons présentant un angle significatif (15° à 30°) par rapport à la direction du mouvement et un caractère extensif en plus de la composante en cisaillement. Ce motif est identifiable au niveau de la zone de Makarassou (entre les segments de rift d'Asal-Ghoubet et de Manda-Inakir) mais il n'apparait pas de signes de zones transformantes lorsque le décalage entre les segments extensifs est faible par rapport à leur longueur (au nord et à l'ouest de l'Afar).

Cette caractérisation de l'expression émergée des failles transformantes océaniques (Tapponnier et Varet, 1974) ainsi qu'une analogie entre les segments d'expansion de plancher océanique et les axes extensifs en Afar permettent à Barberi et Varet (1977) de suggérer un modèle régional de micro-plaques tectoniques. Ce modèle d'évolution des 4 derniers Ma (âge de la série stratoïde couvrant une grande partie de l'Afar), élaboré à partir de résultats géophysiques et de caractéristiques géologiques de la zone, s'organise autour d'un motif complexe de segments en expansion et de zones transformantes. La région est ainsi partitionnée en micro-plaques ayant des pôles de rotation indépendants, conduisant à l'estimation d'un grand nombre de paramètres. Par ailleurs, les secteurs affectés par la déformation le long des frontières de blocs (en particulier les frontières transformantes) ont généralement une largeur du même ordre de grandeur que les dimensions des micro-plaques, et la présence de déformation au sein des micro-plaques ne peut être exclue. Ainsi, si l'utilisation de la théorie des plaques tectoniques contribue à une meilleure compréhension de la géodynamique de l'Afar au premier ordre, elle ne peut être rigoureusement appliquée du fait de la mise en défaut de la notion de plaque rigide.

L'application de la cinématique des plaques rigides à la dépression Afar est soumise à des restrictions (Courtillot *et al.*, 1980; Courtillot, 1980) du fait de la distribution de la déformation, de la taille restreinte des micro-blocs introduits dans la plupart des modèles et de la caractérisation incertaine des frontières de plaques naissantes. Cependant les déformations tectoniques régionales présentent de fortes similitudes avec les zones d'accrétion océanique de par la rotation plus ou moins rigide d'une mosaïque de micro-blocs crustaux en réponse à la propagation des rifts d'Aden et de la Mer Rouge. En s'appuyant sur cette similarité avec les zones d'accrétion océanique, Acton et Stein (1991) expliquent la rotation (entre les lacs Asal et Abhé) ainsi que la morphologie, la

géologie et la tectonique régionales par un processus de propagation et de localisation du rifting depuis la mise en place de la série stratoïde.

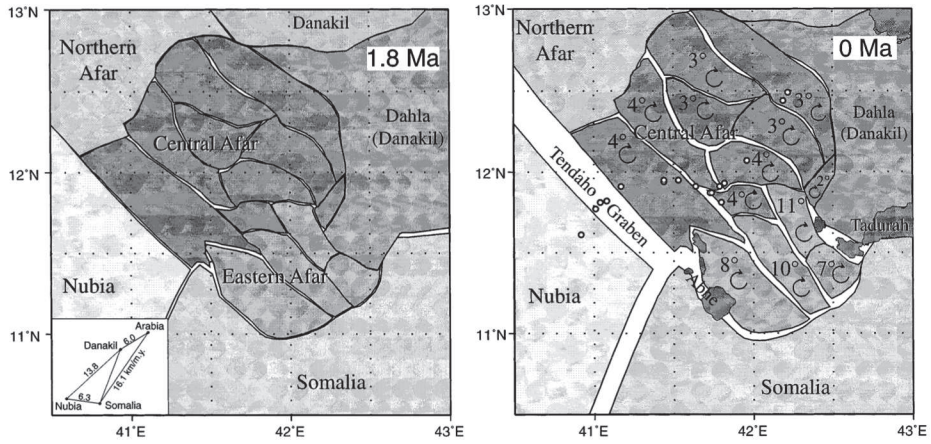


FIGURE 1.20: **Modèle d'évolution de micro-plaques rigides en Afar**. Reconstruction de ∼1.8 Ma à l'actuel, basée sur la rotation de blocs crustaux. Les cercles représentent les sites de mesure paléomagnétiques (Acton *et al.*, 2000).

Leur modèle suggère une première phase de déformation dans l'est de l'Afar jusque vers ∼2 Ma. L'activité extensive se concentre alors principalement au niveau du segment de rift de Goba'ad (la frontière sud-ouest de la zone) et des déformations secondaires conduisent à la formation des bassins de Hanlé et Gaggadé. Puis avec la propagation du golfe d'Aden en Afar le rifting se localise sur le segment d'Asal-Ghoubbet, qui se comporte comme un jeune centre d'expansion océanique. Le transfert de la majorité du mouvement sur le seul segment dominant d'Asal-Ghoubbet provoque la rotation observée de l'est de l'Afar. Suite à une densification des données paléomagnétiques plus au nord (entre le Rift Tendaho et le rift de Manda-Inakir), la rotation nettement plus faible en Afar central par rapport à la région située plus au sud-est est expliquée (Acton *et al.*, 2000) par une propagation naissante du rifting de la ride d'Aden vers le nord-ouest (vers le segment de rift de Manda-Inakir). Le processus de localisation est donc toujours en cours dans cette zone (Fig. 1.20). Ce modèle explique les rotations issues des données paléomagnétiques (et en particulier la distinction Afar oriental / Afar occidental) et permet de reconstruire la géométrie des structures observées. Il ne prend cependant pas en compte d'éventuelles interactions entre les blocs ou des déformations internes aux blocs. La région est découpée en micro-plaques indéformables séparées par de vrais rifts qui localisent la déformation, alors que la déformation en Afar central est largement distribuée.

Le modèle dit de "bookshelf faulting" proposé par Tapponnier *et al.* (1990) est le premier modèle structural complet et reste un des plus communément admis (Fig.

1.21). Il a subi quelques modifications suite à l'enrichissement des connaissances de la géodynamique de l'Afar.

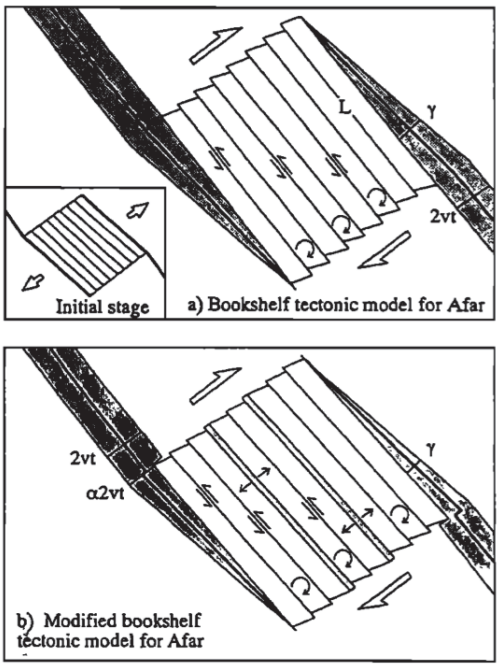


FIGURE 1.21: **Modèle de "bookshelf faulting".** Au dessus, le modèle initialement proposé par Tapponnier *et al.* (1990) pour expliquer la tectonique au niveau de la zone de recouvrement des rifts en Afar. En dessous, modèle modifié par Sigmundsson (1992), par l'ajout d'une fraction α du taux de séparation total entre l'Afrique et l'Arabie accommodée dans la zone de recouvrement entre les rifts principaux.

En particulier, les séquences de tremblements de terre décrites précédemment (Fig. 1.15 et Fig. 1.17) ont permis d'obtenir des indices quant à la géométrie de la déformation instantanée et à la nature du mouvement actuel. Le concept de "bookshelf faulting" permet d'expliquer les rotations paléomagnétiques des 4 derniers Ma observées au niveau de la zone de recouvrement entre les propagations à terre des rides d'Aden et de la Mer Rouge et les observations structurales de second ordre telles que des glissements senestres sur des failles normales orientées NO-SE (sub-orthogonales à la direction d'extension régionale) observés sur des images SPOT. Ce modèle a été envisagé postérieurement à la séquence sismique de Serdo (1969) qui présente également les signes d'une composante dominante en décrochement senestre (Mckenzie et Davies, 1970; Gouin, 1979; Kebede *et al.*, 1989). La zone de recouvrement est divisée en une succession de micro-blocs de forme parallélépipédique mobiles autour d'axes verticaux, par analogie avec la rotation autour d'axes horizontaux de livres placés sur une étagère. Les décrochements sénestres sur les failles normales sont assimilés aux glissements des livres les uns sur les autres. Suite à la séquence sismique de Dôbi (1989) présentant un mécanisme dominant en failles normales, Sigmundsson (1992) apporte une modification au modèle de "bookshelf

faulting". Il suggère la présence d'une composante extensive sur les failles NO-SE de la zone de recouvrement qui accommode ∼15% de la divergence entre l'Arabie et le couple de plaques africaines (Fig. 1.21). L'accumulation de fortes contraintes tectoniques, nécessaires aux ruptures de la crise sismique de Dôbi, est vue comme une conséquence d'un apport de magma réduit au niveau des rifts principaux (Sigmundsson, 1992).

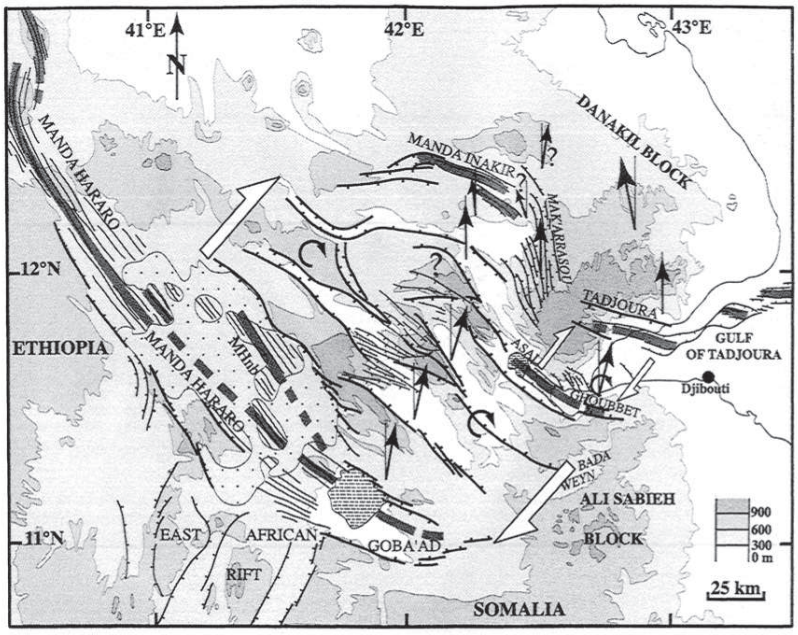


FIGURE 1.22: **Carte structurale, synthétique de l'Afar central**, proposée par Manighetti *et al.* (2001). Les flèches noires représentent les anomalies de déclinaison mesurées. Seules les failles et les blocs de premier ordre sont représentés et les rifts actifs sont grisés. Les zones de blocs en rotation actuelle sont signalées par des flèches courbes et les 1/2 flèches blanches indiquent des zones de cisaillement du fait de l'ouverture simultanée de rifts déconnectés se faisant face.

Pour expliquer les différences de rotation paléomagnétique et de géométrie des secteur NO et SE de la zone de recouvrement d'Afar central, Manighetti *et al.* (2001) proposent une chronologie des rotations étroitement liée à la propagation à terre de la ride d'Aden. Le début des rotations dans la partie SE est associée à l'ouverture en Afar du segment d'Asal-Ghoubbet vers ∼0.9 Ma. Entre ∼0.9 Ma et ∼0.2 Ma, seule cette partie présente des rotations. Les blocs en rotation sont fixés au bloc Aisha à leur extrémité SE au niveau d'une zone d'ancrage où une flexure diffuse des failles et des blocs est observée. Et ils sont cisaillés et se fracturent à leur extrémité NO au niveau de la zone de segmentation de Gamarri-Alol qui expose un réseau dense de petites failles de direction moyenne plus E-O que les failles majeures. La propagation récente (vers ∼0.2 Ma) de la ride d'Aden vers le NO au niveau du rift de Manda-Inakir marque le début de la rotation de la partie NO. Cette rotation est trop récente pour être visible sur les données paléomagnétiques. Quant aux glissements déduits du modèle, ils sont si grands sur les

failles majeures bordant les blocs de premier ordre (∼6mm/an) qu'ils renforcent l'hypothèse que la rotation globale est largement distribuée sur un ensemble de structures secondaires au sein de la zone de recouvrement (Manighetti *et al.*, 2001). Ce modèle qui s'est affiné au cours du temps (Fig. 1.22) permet de rendre compte du transfert de l'extension entre les frontières de plaques émergées d'Aden et de la Mer Rouge en étant en accord avec les données structurales, paléomagnétiques et géochronologiques.

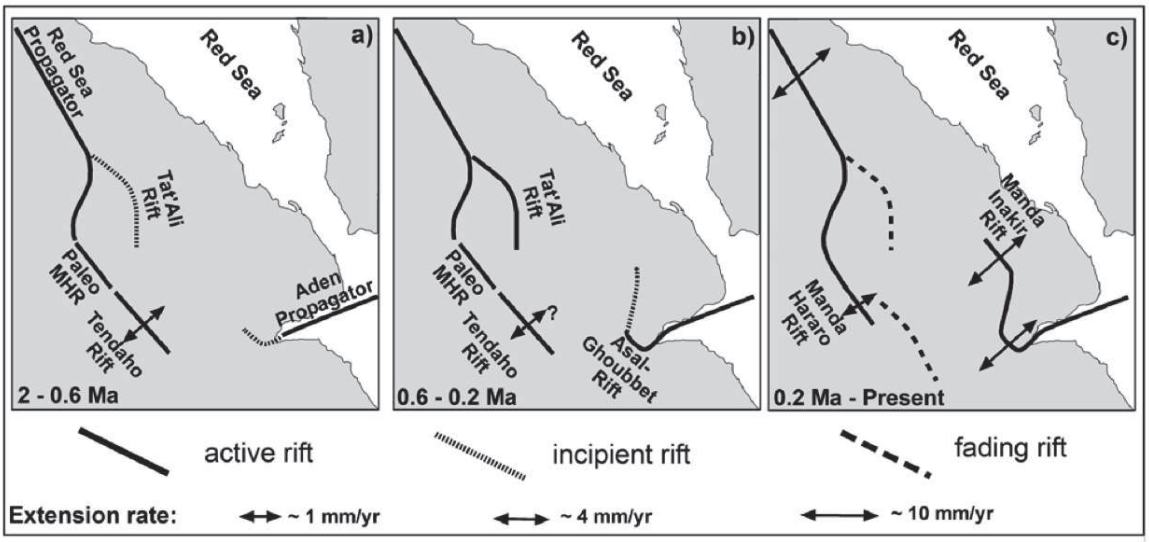


FIGURE 1.23: **Modèle d'évolution de la propagation des rifts en Afar au cours des derniers 2 Ma**, d'après Acocella *et al.* (2008).

Acocella *et al.* (2008) conduisent une étude tectonique et structurale détaillée de l'évolution de la propagation en Afar de la ride de la Mer Rouge au moyen de télédétection et d'analyses structurales de terrain. Leur étude se concentre sur le rift de Manda Hararo et le graben de Tendaho, à l'extrémité sud de la propagation de la ride de la Mer Rouge. Ils constatent qu'entre ∼2Ma et ∼0.6Ma la majeure part de l'extension en Afar central est accommodée le long de la propagation de la ride de la Mer Rouge (principalement le long du graben de Tendaho). La propagation en Afar de la ride d'Aden s'effectue entre ∼0.9Ma et ∼0.7Ma par la naissance du rift d'Asal-Ghoubbet. Il se développe et se propage vers le nord entre ∼0.6Ma et ∼0.2Ma. Entre ∼0.2Ma et l'actuel. Le modèle ainsi proposé, implique que la propagation à terre des rides d'Aden et de la Mer Rouge ne se recouvrent jamais réellement avec des taux d'ouverture comparables. L'extension alterne et la conséquence du motif de "bookshelf faulting" observé serait cette alternance plutôt que des taux d'extension similaires, simultanés le long de segments se faisant face.

1.2.3 Épisodes de rifting en Afar à l'échelle du segment

Les épisodes de rifting sont des événements de déformation transitoire correspondant à des intrusions magmatiques dans la croûte. Mécaniquement le magma à tendance à se mettre en place perpendiculairement à la direction de la contrainte principale minimale (σ_3) et parallèlement à la direction de la contrainte principale maximale (σ_1). Dans un environnement subissant une extension d'origine tectonique, σ_1 est verticale et σ_3 correspond à la direction d'extension. La géométrie préférentielle des intrusions magmatiques correspond donc à des filons magmatiques, des dykes, d'épaisseur métrique à pluri-métrique.

1.2.3.1 L'épisode de rifting 2005-2009 de Manda Hararo-Dabbahu

L'épisode de rifting le plus récent en Afar s'est produit entre 2005 et 2009 dans le rift de Manda Hararo-Dabbahu, le long de la frontière de plaque entre la Nubie et l'Arabie (Hamling *et al.*, 2010). Il constitue un événement majeur du processus d'accrétion crustale de par son ampleur et sa durée. Entre le 14 septembre et le 4 octobre 2005, 162 séismes de magnitude comprise entre 4.1 et 5.2 sont enregistrés (Yirgu *et al.*, 2006). Le séisme de magnitude maximale se produit le 26 septembre 2005 auquel succède l'intrusion d'un mega-dike. Les données InSAR ont permis de reconstituer le champ de déformation de surface créé par cet événement. Ces études géodésiques relèvent la mise en place d'une intrusion magmatique de 60 km de long entre 2 et 9 km de profondeur avec une ouverture moyenne de 5 m et un volume de $2km^3$ (Wright *et al.*, 2006; Ayele *et al.*, 2007; Grandin *et al.*, 2009). Des signes de subsidence contemporains à l'intrusion témoignent du rôle des réservoirs magmatiques à l'extrémité nord et au centre du segment pour l'alimentation du dike en magma (Grandin *et al.*, 2009; Hamling *et al.*, 2010). Un total de 13 intrusions, d'un volume 10 fois moins important, ont ensuite été détectées entre 2006 et 2009 (Wright *et al.*, 2006; Ayele *et al.*, 2007; Grandin *et al.*, 2009) entre lesquelles sont observées des déformations transitoires associées au remplissage d'un réservoir crustal (Grandin *et al.*, 2010). L'ensemble de ces déformations se sont déroulées dans un contexte particulièrement asismique, avec un moment sismique relâché plus d'un ordre de grandeur plus faible que l'estimation du moment géodésique, $6.7.10^{18}$ Nm contre $\sim 8.0.10^{19}$ Nm d'après les estimations de Wright *et al.* (2006).

1.2.3.2 Crise sismo-volcanique de 1978 d'Asal-Ghoubbet

La crise sismo-volcanique de 1978 débute le 6 novembre avec une série de plus de 800 séismes enregistrés à l'Observatoire Géophysique d'Arta (Allard *et al.*, 1979). Du

7 au 10 novembre, le nombre de de séismes (m_b>0) par jour atteint plus de 2000 avec deux chocs principaux les 7 et 8 novembre de magnitude respective m_b=5.3 et m_b=5. Cette crise sismique s'étend sur 2 mois. La majorité des séismes sont localisés au niveau de la partie axiale du Ghoubbet (Abdallah *et al.*, 1979; Lépine *et al.*, 1980). L'activité sismique du secteur émergé du rift reste plus faible.

Le 7 novembre, au niveau de l'axe actif du rift émergé, débute une séquence éruptive d'une semaine qui aboutit à la formation du cône volcanique de l'Ardoukoba. Cette éruption fissurale se développe sur un segment de faille normale de ∼0.75km de long (Allard *et al.*, 1979). Du point de vue tectonique (Le Dain *et al.*, 1980), les failles et les fissures ouvertes réactivées sont nombreuses et se concentrent au sein d'une bande de ∼3-4km de large et ∼15km de long dans la partie interne du rift. La tendance générale de ces structures est parallèle à la direction du rift. Les failles présentent des longueurs de 100m à plusieurs km, des écartements de quelques dizaines de mm à plus de 1m et un rejet maximal supérieur à 0.5m (Abdallah *et al.*, 1979; Allard *et al.*, 1979). Des mesures géodésiques avant et après la crise de rifting (Fig. 1.24) ont permis de mettre en évidence une extension horizontale perpendiculaire à l'axe du rift de plus de 2m à travers une zone centrale étroite alors que les zones plus externes (au niveau des flancs du rift) présentent plusieurs dizaines de centimètres de contraction (Ruegg *et al.*, 1979). Quant aux déformations verticales, une subsidence du plancher interne de ∼70cm au sein d'une zone de ∼2km de large est observée alors que les flancs subissent une surrection de ∼20cm sur des bandes de ∼1km de large. La conséquence générale de cette déformation verticale est une accentuation de la topographie pré-existente (Abdallah *et al.*, 1979), suggérant que la morphologie actuelle du rift s'est construite par une succession d'événements similaires de rifting actif (Gasse et Fontes, 1989; Stein *et al.*, 1991).

Un modèle mécanique élastique a été établi à partir d'une inversion des données géodésiques en surface (Tarantola *et al.*, 1979, 1980). La lithosphère amincie de la zone de rift est assimilée à une couche élastique homogène d'épaisseur constante (∼4.5km après inversion). L'asthénosphère sous-jacente est fluide et en équilibre hydrostatique avec la lithosphère. Le champ de contraintes horizontales généré par le mouvement des plaques provoque un étirement uniaxial progressif du système qui se déforme élastiquement. Le modèle propose un épisode de rupture, lorsque la limite d'élasticité est atteinte (∼1.8. 10^{-4} après inversion) mettant en jeu deux dykes. Les dykes sont localisés au sein du champ de fissures émergées et dans le Ghoubbet, avec des longueur respectives de 4.1km et 8.9km (la localisation, la longueur et l'orientation des dyke sont obtenues après inversion) (Tarantola *et al.*, 1980). Le modèle permet d'estimer la largeur des dykes à 2.1m et 4.1m dans la partie émergée et dans le Ghoubbet respectivement. Le volume total des dykes est $0.2km^3$.

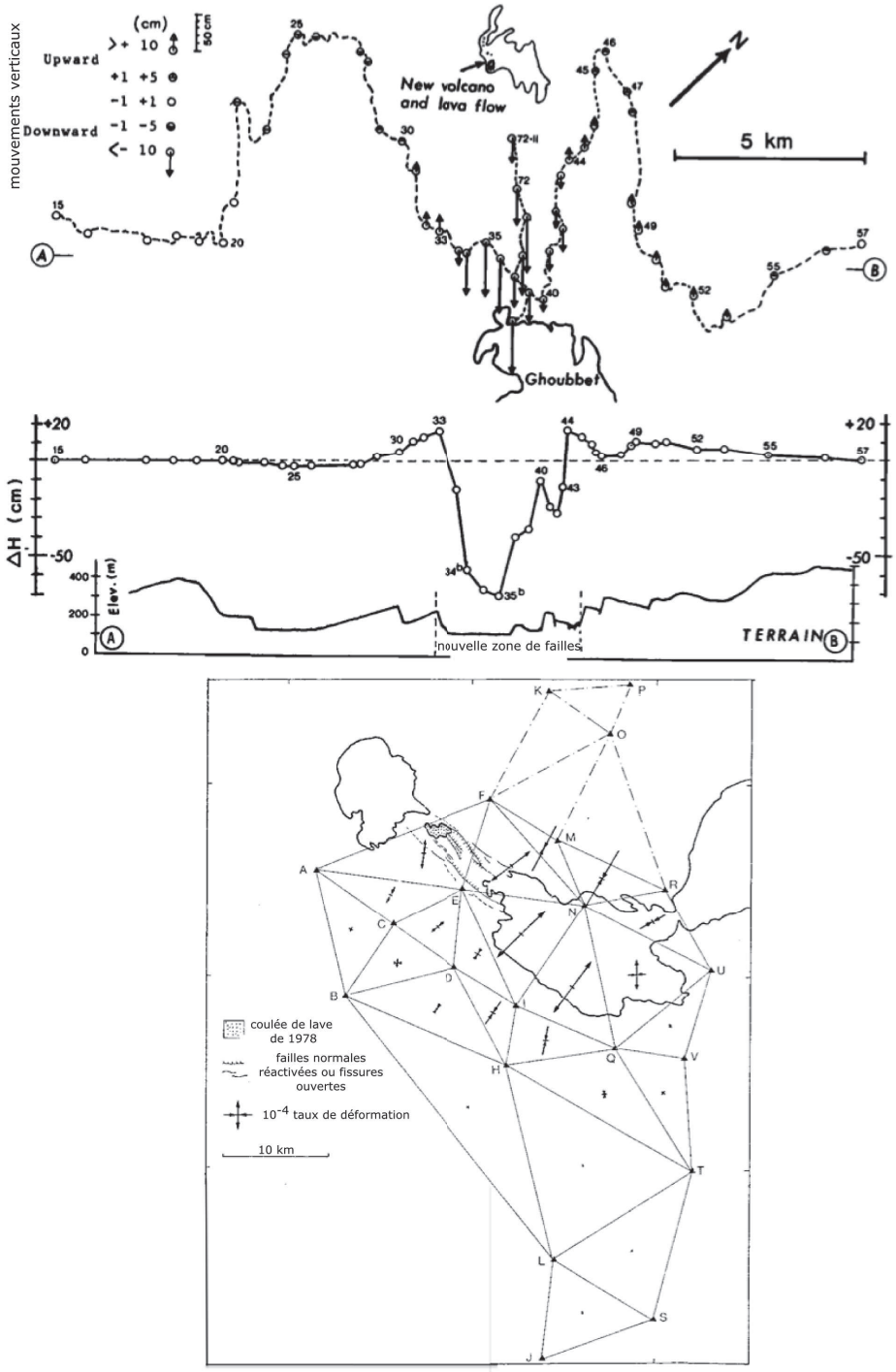


FIGURE 1.24: **Mouvements verticaux au travers du rift d'Asal-Ghoubbet** (en haut) mesuré par nivellement entre 1973 et 1978. La première figure permet de localiser la ligne de nivellement, les flèches indiquent la direction et l'amplitude du mouvement. La seconde figure montre les changements d'altitude en projection sur un profil perpendiculaire à l'axe du rift. La troisième figure représente la topographie (Ruegg *et al.*, 1979). **Directions principales et valeurs du tenseur des déformations** (en bas) pour chaque triangle du réseau géodésique, déduites de mesures géodésiques expérimentales. Superposées à une carte tectonique schématique du rift d'Asal-Ghoubbet, indiquant les principales failles réactivées et l'étendue de l'éruption fissurale de Novembre 1978 au sein de la partie émergée du rift (Ruegg *et al.*, 1979; Tarantola *et al.*, 1980).

De telles crises, associées à une éruption courte mais impliquant un volume magmatique important intrudé dans la croûte et émis en surface, sont caractéristiques des zones de rift (Allard *et al.*, 1979; Ruegg *et al.*, 1979; Pollard et Aydin, 1984; Rubin, 1992). Elles renforcent l'hypothèse que les mécanismes de rifting et par extension les mécanismes d'expansion du plancher océanique sont régis par des épisodes soudains et quasiment instantanés qui se produisent à une fréquence de l'ordre du siècle. Un taux moyen d'extension de 1.5 m par siècle est donc plus approprié que 15 mm/an pour le segment d'Asal-Ghoubbet (Allard *et al.*, 1979).

Suite à cette crise de rifting de 1978, l'intérêt pour le rift d'Asal-Ghoubbet s'est accru. De nombreuses études géophysiques, en particulier géodésiques et sismologiques, ont été conduites au niveau de ce segment avec la mise en place de réseaux pérennes de mesures d'instrumentation permanente (notamment pour la sismologie). Il constitue un site idéal pour observer la déformation co-, post- et inter- diking au sein et autour du rift. L'évolution temporelle et les aspects transitoires de l'activité du rift seront décrits au Chapitre 5.

1.3 Problématique et approche suivie

Les processus physiques participant à l'extension continentale jusqu'à la formation d'un plancher océanique ont été particulièrement étudiés au niveau des marges continentales passives ou des rifts avortés, présentant des structures crustales et lithosphériques témoignant de leur évolution thermique et rhéologique. Contrairement à ces études qui ont essentiellement porté sur la déformation finie, l'objet du travail présenté ici est de décrire et analyser la déformation instantanée et son évolution spatio-temporelle affectant des systèmes extensifs actifs.

L'est de l'Afrique constitue une région unique dans le monde puisque la déformation extensive peut être observée depuis le domaine intra-continental, au sud du Rift Est-Africain, jusqu'au domaine mature, océanique, au nord de l'Afar, "en passant" par un domaine de transition en Afar Central où il semble que la rupture continentale s'initie "en direct". Dans le cadre d'un projet de recherche, le projet DoRA (financé par l'ANR, 2009-2014, PI : C. Doubre), de nombreuses données géophysiques (principalement sismologiques et géodésiques) ont été acquises pour décrire la dynamique à court terme des frontières de plaques divergentes, depuis le rifting continental jusqu'à l'accrétion océanique.

À partir du traitement de données de géodésie spatiales (GPS et InSAR, voir Chapitre 2), mon travail a porté sur trois sites, à trois échelles spatiales différentes : à l'échelle du continent pour l'étude du Rift Est-Africain (Chapitre 3), à l'échelle régionale pour

l'étude de la déformation en Afar et plus particulièrement de la cinématique du point triple (Chapitre 4) et enfin à l'échelle locale pour l'étude de la déformation post-dyking dans le segment d'Asal-Ghoubbet où de nombreuses et longues séries de mesures ont été effectuées depuis plus de 30 ans (Chapitre 5).

A l'échelle du continent, le Rift Est-Africain (REA) sépare la plaque africaine sur près de 3000 km entre la plaque Nubie et Somalie. L'évolution structurale du sud au nord des différentes branches le long du REA témoigne de la modification des conditions aux limites (principalement liée à l'accroissement des vitesses d'ouverture en fonction de la distance du pôle de rotations des deux plaques), mais aussi de la modification des conditions thermiques et rhéologiques induites par la présence du point chaud Afar au nord. Une étude géodésique effectuée à partir des données issues du réseau de stations GPS permanentes installées sur l'ensemble du continent africain a pour objectif de préciser la cinématique de cette frontière de plaques et plus particulièrement la cinématique de la plaque Somalie qui reste mal contrainte dans les modèles de tectoniques des plaques actuels et qui nous est pourtant cruciale pour étudier les sites en Afar des chapitres suivants. Les principales questions qui se sont imposées à partir de cette étude grande échelle ont porté sur l'évolution du comportement sismique/asismique le long de cette frontières de plaques. Est-il possible d'identifier une évolution du rapport de l'énergie sismique et de l'énergie géodésique ? Si oui, cette évolution témoigne-t-elle de l'évolution latitudinale de la maturité du rifting sur cette frontière ? Tenant compte de cette évolution spatiale du comportement sismique peut-on identifier des zones de lacunes sismiques ?

À l'échelle régionale, la dépression Afar correspond à la région de rencontre de trois frontières de plaques divergentes située au dessus du niveau de la mer. La déformation extensive y est donc forcément importante et organisée le long d'une série de segments magmato-tectonqiues concentrant l'essentiel de l'extension tectonique et de l'activité magmatique quaternaire. Ainsi, la dynamique de ces segments de rift est complexe car elle ne suit pas l'image classique du cycle sismique caractérisant généralement les frontières de plaques transformantes ou convergentes. Des sources de pression ponctuelles et des mouvements transitoires significatifs caractérisent la déformation de surface de cette région. La détermination d'un champ de vitesse homogène sur l'ensemble de la région apparaît donc crucial pour décrire la déformation à court-terme et identifier les principales zones de déformation. Il s'agit en premier temps d'analyser la déformation actuelle extensive affectant ou non certains segments actifs quaternaires, et dans un deuxième temps de pouvoir décrire la distribution spatiale de l'extension entre ces segments. Les modèles existants permettant d'expliquer la cinématique à l'échelle de la région Afar se basent sur des données géologiques et paléo-magnétiques long-termes (<2-4 Ma). La détermination du champ de vitesse actuel a donc pour objectif de rendre

compte des mécanismes de transfert de la déformation extensive entre des segments affectés par de très forts déplacements transitoires liés au magmatisme, et donc de permettre de préciser la cinématique de cette jonction triple.

À l'échelle locale, c'est-à-dire à l'échelle du segment de rift magmato-tectonique (∼100 à 150 km), la déformation active est dominée par l'occurrence d'épisodes de rifting, sur une échelle de temps de l'ordre de 100 à 150 ans, en Afar. Lors de la mise en place de dykes, des déplacements métriques sont observés. Le segment de rift partiellement émergé d'Asal-Ghoubbet, à l'extrémité occidentale de la ride d'Aden, a été le lieu d'une crise de rifting en 1978, et de nombreuses séries de mesures ont été mises en place depuis plus de 30 ans et ont été poursuivies ces dernières années. En dehors de ces périodes, de nombreux mouvements asismiques et non-stationnaires ont pu être identifiés grâce à la géodésie terrestre et spatiale. Les dernières mesures acquises ces dernières années dans le cadre de ce projet et de cette thèse, avaient pour objectifs de préciser ces mouvements et de contraindre l'évolution de la déformation du champ de vitesse au court du temps sur l'ensemble de la période post-dyking. Alors que le rôle du magmatisme semble mineur, l'ouverture du rift se fait-elle de façon stationnaire ou voit-on cette frontière se sceller dans le temps ? Les vitesses d'ouverture diminuant, il s'agit de comprendre si les contraintes extensives s'accumulent au niveau de la frontière de plaques ou si la déformation se redistribue en Afar à l'échelle régionale, là où la déformation quaternaire s'est distribuée sur l'ensemble de l'Afar Central et oriental.

Bibliographie

Abdallah, A., Courtillot, V., Kasser, M., Le Dain, A. Y., Lépine, J. C., Robineau, B., Ruegg, J. C., Tapponnier, P. et Tarantola, A. (1979). Relevance of Afar seismicity and volcanism tothe mechanics of accreting plate boundaries. *Nature*, 282:17–23.

Acocella, V., Abebe, B., Korme, T. et Barberi, F. (2008). Structure of Tendaho Graben and Manda Hararo Rift : Implications for the evolution of the southern Red Sea propagator in Central Afar. *Tectonics*, 27(4).

Acton, G. D. et Stein, S. (1991). Block rotation and continental extension in Afar : A comparison to oceanic microplate systems. *Tectonics*, 10(3):501–526.

Acton, G. D., Tessema, A., Jackson, M. et Bilham, R. (2000). The tectonic and geomagnetic significance of paleomagnetic observations from volcanic rocks from central Afar , Africa. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 180:225–241.

Allard, P., Tazieff, H. et Dajlevic, D. (1979). Observations of seafloor spreadin in Afar during the November 1978 fissure eruption. *Nature*, 279:30–33.

Audin, L., Quidelleur, X., Coulié, E., t, V., Gilder, S., Manighetti, I., Gillot, P.-Y., Tapponnier, P. et Kidane, T. (2004). Palaeomagnetism and K-Ar and 40 Ar/ 39 Ar ages in the Ali Sabieh area (Republic of Djibouti and Ethiopia) : constraints on the mechanism of Aden ridge propagation into southeastern Afar during the last 10 Myr. *Geophys. J. Int.*, 158(1):327–345.

Ayele, A., Jacques, E., Kassim, M., Kidane, T., Omar, A., Tait, S., Nercessian, A., de Chabalier, J.-B. et King, G. (2007). The volcano–seismic crisis in Afar, Ethiopia, starting September 2005. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 255(1):177–187.

Barberi, F. et Santacroce, R. (1980). The Afar Stratoid Series and the magmatic evolution of East African rift system. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 22(6):891–899.

Barberi, F. et Varet, J. (1977). Volcanism of Afar : Small-scale plate tectonics implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88:1251–1266.

Behn, M. D. et Ito, G. (2008). Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges : 1. Controls on fault characteristics. *Geoch. Geophys. Geosyst.*, 9(8).

Beyene, A. et Abdelsalam, M. G. (2005). Tectonics of the Afar Depression : A review and synthesis. *J. Afr. Earth Sci.*, 41(1-2):41–59.

Biggs, J., Amelung, F., Gourmelen, N., Dixon, T. H. et Kim, S.-W. (2009). InSAR observations of 2007 Tanzania rifting episode reveal mixed fault and dyke extension in an immature continental rift. *Geophys. J. Int.*, 179(1):549–558.

Biggs, J., Nissen, E., Craig, T., Jackson, J. et Robinson, D. (2010). Breaking up the hanging wall of a rift-border fault : The 2009 Karonga earthquakes, Malawi. *Geophys. Res. Lett.*, 37(11).

Bosworth, W., Huchon, P. et McClay, K. (2005). The Red Sea and Gulf of Aden Basins. *J. Afr. Earth Sci.*, 43(1–3):334 – 378.

Brun, J. P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts : inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 357:695–712.

Buck, W. R. (1991). Modes of Continental Lithospheric Extension. *J. Geophys. Res.*, 96(B12):20,161–20,178.

Buck, W. R. (2004). Rheology and deformation of the lithosphere at continental margins in Karner G et al. (eds). *Columbia Univ. Press*, pages 92–137.

Calais, E., d'Oreye, N., Albaric, J., Deschamps, A., Delvaux, D., Déverchere, J., Ebinger, C., Ferdinand, R. W., Kervyn, F., Macheyeki, A. S. *et al.* (2008). Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa. *Nature*, 456(7223):783–787.

Calais, E., Ebinger, C., Hartnady, C. et Nocquet, J. (2006). Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data in The Afar Volcanic Province Within the East African Rift System. *The Geol. Soc. of London*, 259:9–22.

Callot, J. (2002). *Structure et développement des marges volcaniques : l'exemple du Groenland*. Thèse de doctorat.

Chorowicz, J. (2005). The East African rift system. *J. Afr. Earth Sci.*, 43(1-3):379–410.

Cochran, J. R. (1981). The Gulf of Aden : structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. *J. Geophys. Res. : Solid Earth (1978–2012)*, 86(B1): 263–287.

Collet, B., Taud, H., Parrot, J., Bonavia, F. et Chorowicz, J. (2000). A new kinematic approach for the Danakil block using a Digital Elevation Model representation. *Tectonophysics*, 316(3):343 – 357.

Corti, G. (2012). Evolution and characteristics of continental rifting : Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics*, 522-523:1–33.

Courtillot, V. (1980). Opening of the gulf of aden and afar by progressive tearing. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21:343–350.

Courtillot, V., Achache, J., Landre, F., Bonhommet, N., Montigny, R. et Féraud, G. (1984). Episodic spreading and rift propagation : new paleomagnetic and geochronologic data from the Afar nascent passive margin. *J. Geophys. Res.*, 89(B5):3315–3333.

Courtillot, V., Armijo, R. et Tapponnier, P. (1987). Kinematics of the Sinai triple junction and a two-phase model of Arabia-Africa rifting. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 28(1):559–573.

Courtillot, V., Galdeano, A. et Le Mouel, J. L. (1980). Propagation of an accreting plate boundary : A discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjurah and southern Afar. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 47:144–160.

Craig, T., Jackson, J., Priestley, K. et McKenzie, D. (2011). Earthquake distribution patterns in Africa : their relationship to variations in lithospheric and geological structure, and their rheological implications. *Geophys. J. Int.*, 185(1):403–434.

Crane, K. et Ballard, R. D. (1981). Volcanics and structure of the FAMOUS narrowgate rift : evidence for cyclic evolution : AMAR 1. *J. Geophys. Res. : Solid Earth (1978–2012)*, 86(B6):5112–5124.

Davidson, A. et Rex, D. C. (1980). Age of volcanism and rifting in southwestern Ethiopia. *Nature*, 283:657–658.

Delvaux, D. et Barth, A. (2010). African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics*, 482(1):105–128.

d'Oreye, N., González, P. J., Shuler, A., Oth, A., Bagalwa, L., Ekström, G., Kavotha, D., Kervyn, F., Lucas, C., Lukaya, F. *et al.* (2011). Source parameters of the 2008 Bukavu-Cyangugu earthquake estimated from InSAR and teleseismic data. *Geophys. J. Int.*, 184(2):934–948.

Douaran, S. L., Needham, H. D. et Francheteau, J. (1982). Pattern of opening rates along the axis of the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 300(5889):254–257.

Doubre, C., Manighetti, I., Dorbath, C., Dorbath, L., Jacques, E. et Delmond, J. C. (2007a). Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift

(Asal-Ghoubbet, Afar, East Africa) : 1. Insights from a 5-month seismological experiment. *J. Geophys. Res.*, 112(B5):B05405.

Doubre, C., Manighetti, I., Dorbath, L., Dorbath, C., Bertil, D. et Delmond, J. C. (2007b). Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift (Asal-Ghoubbet, Afar, East Africa) : 2. Insights from the 23-year recording of seismicity since the last rifting event. *J. Geophys. Res.*, 112(B5):B05406.

Dziewonski, A., Ekström, G., Woodhouse, J. et Zwart, G. (1990). Centroid-moment tensor solutions for October-December 1989. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 62(3-4):194 – 207.

Eagles, G., Gloaguen, R. et Ebinger, C. (2002). Kinematics of the Danakil microplate. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 203:607–620.

Eberhart, G. L., Rona, P. A. et Honnorez, J. (1988). Geologic controls of hydrothermal activity in the Mid-Atlantic Ridge rift valley : tectonics and volcanics. *Marine Geophysical Researches*, 10(3-4):233–259.

Ebinger, C., Ayele, A., Keir, D., Rowland, J., Yirgu, G., Wright, T., Belachew, M. et Hamling, I. (2010). Length and Timescales of Rift Faulting and Magma Intrusion : The Afar Rifting Cycle from 2005 to Present. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 38(1):439–466.

Ebinger, C. J. (1989). Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101(July):885–903.

Ebinger, C. J. (2005). Continental break-up : The East African perspective. *the Bullerwell Lecture*, 46(April):2.16–2.21.

Ebinger, C. J., Jackson, J. A., Foster, A. N. et Hayward, N. J. (1999). Extensional basin geometry and the elastic lithosphere. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 357:741–765.

Ebinger, C. J. et Sleep, N. H. (1998). Cenozoic magmtism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *letters to nature*, 395(October):788–791.

Ebinger, C. J., Wijk, J. V. et Keir, D. (2013). The time scales of continental rifting : Implications for global processes. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 500:1–26.

Ebinger, C. J., Yemane, T., Harding, D. J., Tesfaye, S., Kelley, S. et Rex, D. C. (2000). Rift deflection , migration , and propagation : Linkage of the Ethiopian and Eastern rifts , Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 112(2):163–176.

Ebinger, C. J., Yemane, T., WoldeGabriel, G., Aronson, J. L. et Walter, R. C. (1993). Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift. *J. Geol. Soc., London*, 150:99–108.

Fagereng, Å. (2013). Fault segmentation, deep rift earthquakes and crustal rheology : Insights from the 2009 Karonga sequence and seismicity in the Rukwa–Malawi rift zone. *Tectonophysics*, 601:216–225.

Francheteau, J. (1983). The Oceanic Crust. *Scientific American*, 249(3):114–19.

Franke, D. (2013). Rifting, lithosphere breakup and volcanism : Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology*, 43:63–87.

Garfunkel, Z. et Beyth, M. (2006). Constraints on the structural development of Afar imposed by the kinematics of the major surrounding plates in The Afar Volcanic Province Within the East African Rift System. *The Geol. Soc. of London*, 259:23–42.

Gasse, F. et Fontes, J.-C. (1989). Palaeoenvironments and palaeohydrology of a tropical closed lake (Lake Asal, Djibouti) since 10,000 yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 69:67–102.

Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1395–1408.

George, R., Rogers, N. et Kelley, S. (1998). Earliest magmatism in Ethiopia : Evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology*, 26(10):923–926.

Gouin, P. (1979). Earthquake History of Ethiopia and the Horn of Africa. *International Development Research Center, Ottawa, Ont.*

Grandin, R., Socquet, a., Binet, R., Klinger, Y., Jacques, E., de Chabalier, J.-B., King, G. C. P., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, a. et Pinzuti, P. (2009). September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia) : Constraints provided by geodetic data. *J. Geophys. Res.*, 114(B8):B08404.

Grandin, R., Socquet, A., Doin, M.-P., Jacques, E., de Chabalier, J.-B. et King, G. (2010). Transient rift opening in response to multiple dike injections in the Manda Hararo rift (Afar, Ethiopia) imaged by time-dependent elastic inversion of interferometric synthetic aperture radar data. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 115(B9).

Hamling, I. J., Wright, T. J., Calais, E., Bennati, L. et Lewi, E. (2010). Stress transfer between thirteen successive dyke intrusions in Ethiopia. *Nature Geoscience*, 3(10):713–717.

Hartnady, C. (2002). Earthquake hazard in Africa : perspectives on the Nubia-Somalia boundary. *S. Afr. J. Sci.*, 98:425–428.

Hayes, G., Jones, E. S., Stadler, T. J., Barnhart, W. D., McNamara, D. E., Benz, H. M., Furlong, K. P. et Villaseñor, A. (2014). Seismicity of the Earth 1900-2013 East African Rift. Rapport technique, US Geological Survey.

Haymon, R. M., Fornari, D. J., Edwards, M. H., Carbotte, S., Wright, D. et Macdonald, K. C. (1991). Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9 09'-54' N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 104(2):513–534.

Hayward, N. J. et Ebinger, C. J. (1996). Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system. *Tectonics*, 15(2):244–257.

Jacques, E., Kidane, T., Tapponnier, P., Manighetti, I., Gaudemer, Y., Meyer, B., Ruegg, J. C., Audin, L. et Armijo, R. (2011). Normal Faulting during the August 1989 Earthquakes in Central Afar : Sequential Triggering and Propagation of Rupture along the Dobi Graben. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 101(3):994–1023.

Jacques, E., Ruegg, J. C., Lépine, J. C., Tapponnier, P., King, G. C. P. et Omar, A. (1999). Relocation of M $\geqslant$ 2 events of the 1989 Dobi seismic sequence in Afar : evidence for earthquake migration. *Geophys. J. Int.*, 138:447–469.

Kebede, F., Kim, W. Y. et Kulhanek, O. (1989). Dynamic source parameters of the March-May 1969 Serdo Earthquake Sequence in central Afar, Ethiopia, deduced from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 94(B5):5603–5614.

Kenea, N. H., Ebinger, C. J. et Rex, D. C. (2001). Late Oligocene volcanism and extension in the southern Red Sea Hills, Sudan. *Journal of the Geol. Soc.*, 158(2):285–294.

Khain, V. (1992). The role of rifting in the evolution of the Earth's crust. *Tectonophysics*, 215:1–7.

Lahitte, P. (2003). New age constraints on the timing of volcanism in central Afar, in the presence of propagating rifts. *J. Geophys. Res.*, 108(B2):2123.

Le Dain, A., Robineau, B. et Tapponnier, P. (1980). Les effets tectoniques de l'événement sismique et volcanique de novembre 1978 dans le rift d'Asal-Ghoubbet. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6):817–822.

Lépine, J., Ruegg, J. et Anis, A. (1980). Sismicité du rift d'Asal-Ghoubbet pendant la crise sismo-volcanique de novembre 1978. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6):809–816.

Leroy, S., Lucazeau, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Autin, J., Rouzo, S., Bellahsen, N., Tiberi, C., Ebinger, C., Beslier, M.-O., Perrot, J., Razin, P., Rolandone, F., Sloan, H., Stuart, G., Al Lazki, A., Al-Toubi, K., Bache, F., Bonneville, A. et Goutorbe, B. (2010). Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden : A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey. *Geoch. Geophys. Geosyst. : G3*, 11(7).

Leroy, S., Razin, P., Autin, J., Bache, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Robinet, J., Baurion, C., Denéle, Y., Bellahsen, N., Lucazeau, F., Rolandone, F., Rouzo, S., Kiel, J., Robin, C., Guillocheau, F., Tiberi, C., Basuyau, C., Beslier, M.-O., Ebinger, C., Stuart, G., Ahmed, A., Khanbari, K., Al Ganad, I., de Clarens, P., Unternehr, P., Al Toubi, K. et Al Lazki, A. (2012). From rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden : a synthesis. *Arabian Journal of Geosciences*, 5(5):859–901.

Macdonald, K. (2005). Mid-ocean ridges. *Encyclopedia of geology*, pages 372–387.

Macdonald, K. C. (1982). Mid-ocean ridges : Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10:155.

Macdonald, K. C. et Fox, P. (1988). The axial summit graben and cross-sectional shape of the East Pacific Rise as indicators of axial magma chambers and recent volcanic eruptions. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 88(1–2):119 – 131.

Macdonald, K. C. et Fox, P. J. (1990). The mid-ocean ridge. *Scientific American*, 262(6):42–49.

Macdonald, R., Rogers, N. W., Fitton, J. G., Black, S. et Smith, M. (2001). Plume/Lithosphere Interactions in the Generation of the Basalts of the Kenya Rift , East Africa. *J. Petrol.*, 42(5):877–900.

Manatschal, G. et Bernoulli, D. (1999). Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins : Present-day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, 18(6):1099–1119.

Manighetti, I. (1993). *Dynamique des systèmes extensifs en Afar*. Thèse de doctorat.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gallet, Y., Jacques, E. et Gillot, P.-Y. (2001). Strain transfer between disconnected, propagating rifts in Afar. *J. Geophys. Res.*, 106(B7):13,613–13,665.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S. et Gillot, P.-Y. (1997). Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : The Gulfs of Aden and Tadjoura. *J. Geophys. Res.*, 102(B2):2681–2710.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P.-Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J. C. et King, G. (1998). Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : Into Afar. *J. Geophys. Res.*, 103(B3):4947–4974.

Mavonga, T. (2007). Some characteristics of aftershock sequences of major earthquakes from 1994 to 2002 in the Kivu province, Western Rift Valley of Africa. *Tectonophysics*, 439(1):1–12.

McClusky, S., Reilinger, R., Ogubazghi, G., Amleson, A., Healeb, B., Vernant, P., Sholan, J., Fisseha, S., Asfaw, L., Bendick, R. et Kogan, L. (2010). Kinematics of the southern Red Sea-Afar Triple Junction and implications for plate dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, 37(5).

Mckenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 40(1):25–32.

Mckenzie, D. et Davies, D. (1970). Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 226:243–248.

Medynski, S., Pik, R., Burnard, P., Williams, A., Vye-Brown, C., Ferguson, D., Blard, P.-H., France, L., Yirgu, G., Seid, J., Ayalew, D. et Calvert, A. (2013). Controls on magmatic cycles and development of rift topography of the Manda Hararo segment (Afar, Ethiopia) : Insights from cosmogenic 3He investigation of landscape evolution. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 367:133–145.

Menzies, M. A., Klemperer, S. L., Ebinger, C. J. et Baker, J. (2002). Characteristics of volcanic rifted margins. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 362:1–14.

Morley, C. K., Wescott, W. A., Stone, D. M., Harper, R. M., Wigger, S. T. et Karanja, F. M. (1992). Tectonic evolution of the northern Kenyan Rift. *J. Geol. Soc., London*, 149:333–348.

Noir, J., Jacques, E., Bekri, S., Adler, P. M., Tapponnier, P. et King, G. C. P. (1997). Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 24(18):2335–2338.

Oppenheimer, C. et Francis, P. (1998). Implications of longeval lava lakes for geomorphological and plutonic processes at Erta 'Ale volcano, Afar. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 80(1-2):101–111.

Peron Pinvidic, G. (2006). *Morphotectonique et architecture sédimentaire de la transition océan-continent de la marge Ibérique*. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg.

Pik, R., Marty, B., Carignan, J., Yirgu, G. et Ayalew, T. (2008). Timing of East African Rift development in southern Ethiopia : Implication for mantle plume activity and evolution of topography. *Geology*, 36(2):167–170.

Pollard, D. D. et Aydin, A. (1984). Propagation and linkage of oceanic ridge segments. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 89(B12):10017–10028.

Raucoules, D., Ristori, B., De Michele, M. et Briole, P. (2010). Surface displacement of the Mw 7 Machaze earthquake (Mozambique) : Complementary use of multiband InSAR and radar amplitude image correlation with elastic modelling. *Remote Sensing of Environment*, 114(10):2211–2218.

Rouby, D., Souriot, T., Brun, J. P. et Cobbold, P. R. (1996). Displacements, strains, and rotations within the Afar depression (Djibouti) from restoration in map view. *Tectonics*, 15(5):952–965.

Rubin, A. M. (1992). Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones. *J. Geophys. Res. : Solid Earth (1978–2012)*, 97(B2):1839–1858.

Ruegg, J. C., Lépine, J. C. et Tarantola, A. (1979). Geodetic measurements of rifting associated with a seismo-volcanic crisis in Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 6(11):817–820.

Saria, E., Calais, E., Altamimi, Z., Willis, P. et Farah, H. (2013). A new velocity field for Africa from combined GPS and DORIS space geodetic Solutions : Contribution to the definition of the African reference frame (AFREF). *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 118(4):1677–1697.

Saria, E., Calais, E., Stamps, D. S., Delvaux, D. et Hartnady, C. J. H. (2014). Present-day kinematics of the East African Rift. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 119:1–17.

Saunders, I., Brandt, M., Molea, T., Akromah, L. et Sutherland, B. (2010). Seismicity of southern Africa during 2006 with special reference to the MW 7 Machaze earthquake. *South African Journal of Geology*, 113(4):369.

Sempéré, J.-C., Purdy, G. et Schouten, H. (1990). Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24 N and 30 40'N. *letters to nature*, 344(March):427–431.

Sengör, A. et Burke, K. (1978). Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 5(6):419–421.

Sichler, B. (1980). La biellette danakile : un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 22:925–933.

Sigmundsson, F. (1992). Tectonic implications of the 1989 Afar earthquake sequence. *Geophys. Res. Lett.*, 19(9):877–880.

Small, C. (1998). Global systematics of mid-ocean ridge morphology. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 106:1–26.

Smith, D. K. et Cann, J. R. (1993). Building the crust at the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 365(6448):707–715.

Souriot, T. et Brun, J. P. (1992). Faulting and block rotation in the Afar triangle, East Africa : The Danakil "crank-arm" model. *Geology*, 20:911–914.

Stamps, D. S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.-M., Ebinger, C. J. et Fernandes, R. M. (2008). A kinematic model for the East African Rift. *Geophys. Res. Lett.*, 35(5):L05304.

Stein, R. S., Briole, P., Ruegg, J. C. et Tapponnier, P. (1991). Contemporary, Holocene, and Quaternary Deformation of the Asal Rift, Djibouti : Implications for the Mechanics of Slow Spreading Ridges. *J. Geophys. Res.*, 96(B13):21,789–21,806.

Storzer, D. et Selo, M. (1976). Uranium content and fission track ages of some basalts from the Famous area. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18:807–810.

Tapponnier, P., Armijo, R., Manighetti, I. et Courtillot, V. (1990). Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 17(1):1–4.

Tapponnier, P. et Varet, J. (1974). La zone de Mak'arassou en Afar : un équivalent émergé de "failles transformantes" océaniques. *C. R. Acad. Sci.*, 278:317–329.

Tarantola, A., Ruegg, J. C. et Lépine, J. C. (1979). Geodetic Evidence for Rifting in Afar : A brittle-elastic model of the behaviour of the lithosphe. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 45:435–444.

Tarantola, A., Ruegg, J. C. et Lépine, J. C. (1980). Geodetic Evidence For Rifting in Afar, 2. Vertical Displacements. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 48:363–370.

Tesfaye, S., Harding, D. J. et Kusky, T. M. (2003). Early continental breakup boundary and migration of the Afar triple junction, Ethiopia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 115(9):1053.

Turcotte, D. L. et Emerman, S. H. (1983). Mechanisms of active and passive rifting. *Tectonophysics*, 94(1-4):39 – 50.

Varet, J. et Gasse, F. (1978). Géologie de l'Afar Central et Méridional. *Centre Natl. de la Res. Sci., Paris*.

Weissel, J. K. et Karner, G. D. (1989). Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 94(B10): 13919–13950.

WoldeGabriel, G., Aronson, J. L. et Walter, R. C. (1990). Geochronology and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopian Rift. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102:439–485.

Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Deino, A. et Ayalew, D. (2004). Evolution of the northern Main Ethiopian rift : birth of a triple junction. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 224(1-2):213–228.

Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Renne, P. R. et Kelley, S. P. (2005). Evolution of a volcanic rifted margin : Southern Red Sea, Ethiopia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 117(7):846.

Wood, J. et Guth, A. (2008). East Africa's Great Rift Valley : A Complex Rift System. *Michigan Technological University*.

Wright, T. J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D. et Stork, A. (2006). Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature*, 442(7100):291–4.

Wyn-Hughes, G., Varol, O. et Beydoun, Z. R. (1991). Evidence for Middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for Late Oligocene rifting of the southern Red Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 8(3):354 – 358.

Yirgu, G., Ebinger, C. et Maguire, P. K. H. (2006). The Afar volcanic province within the East African Rift System : introduction. *The Geol. Soc. of London*, 259:1–6.

Ziegler, P. a. et Cloetingh, S. (2004). Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, 64(1-2):1–50.

Chapitre 2

Données et Méthodes

2.1 GPS

2.1.1 Description des réseaux et des campagnes de mesures

2.1.1.1 Le réseau djiboutien

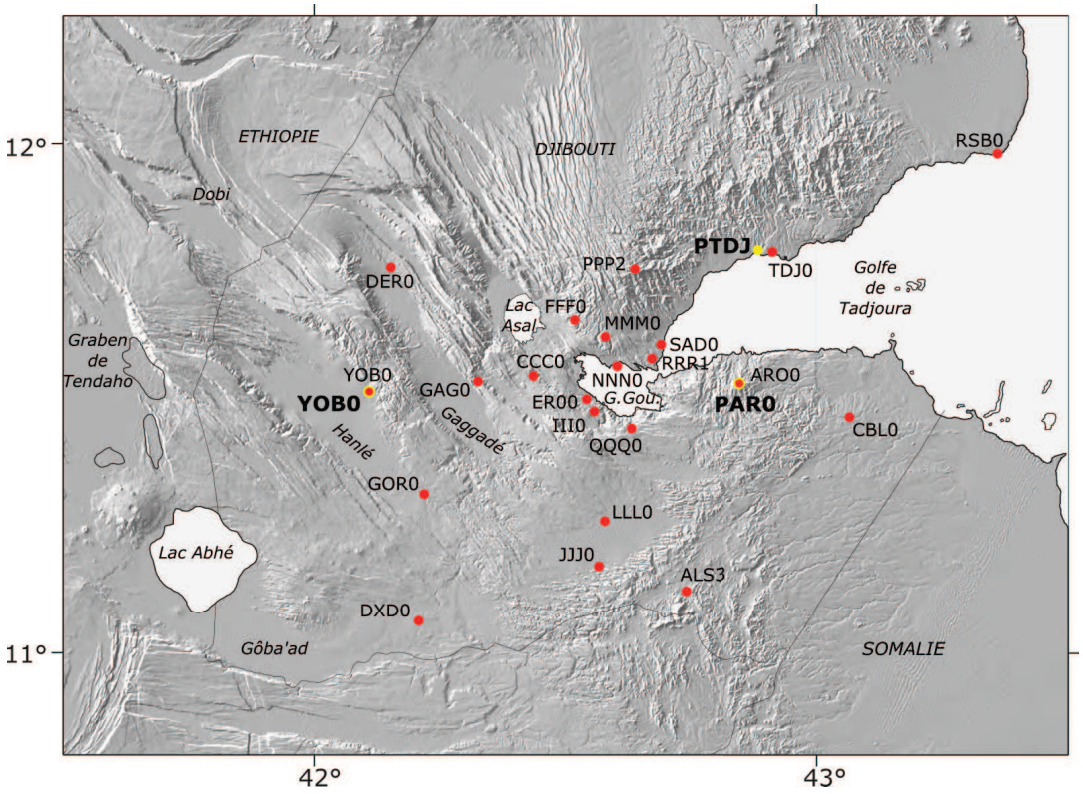


FIGURE 2.1: **Cartographie du réseau djiboutien de sites de mesures géodésiques.** Les points rouge représentent les points de campagne et les points jaunes représentent les stations permanentes.

La région de Djibouti est intensément étudiée par des équipes de géodésiens français depuis le début des années 1970, grâce à des méthodes de géodésie traditionnelle jusqu'au début des années 1990 (Ruegg *et al.*, 1979; Ruegg et Kasser, 1987) puis grâce à des mesures GPS (Ruegg *et al.*, 1993; Walpersdorf *et al.*, 1999; Vigny *et al.*, 2007). Le réseau régional s'organise autour du golfe de Tadjoura et du segment de rift d'Asal-Goubbhet. En plus des sites de campagne (Fig. 2.1), il comporte les stations permanentes de PAR0 et PTDJ, installées en 2003 respectivement au niveau des localités d'Arta et de Tadjoura ainsi que la station permanente de Yoboki (YOB0) installée en 2013 mais dont les données ne sont pas exploitées dans cette thèse.

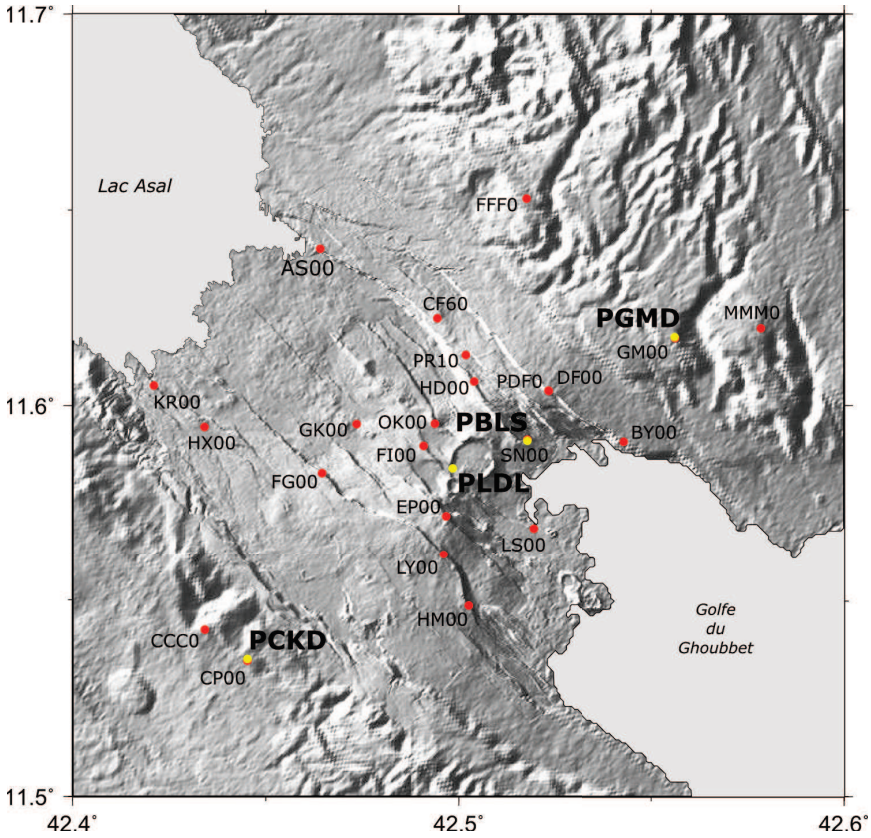


FIGURE 2.2: **Cartographie du réseau de points géodésiques du rift d'Asal-Ghoubbet.** Les points rouge représentent les points de campagne et les points jaunes représentent les stations permanentes.

Quelques points de mesures sont situés sur les marges nord et sud du golfe de Tadjoura et le réseau s'étend sur une cinquantaine de kilomètres au sud et une vingtaine de kilomètres au nord du segment d'Asal-Goubbhet. Ce réseau géodésique a été densifié à partir de 1987 suite à l'étude de la déformation post-diking (Ruegg et Kasser, 1987). Le rift d'Asal-Ghoubbet comporte un dense réseau de points, constitué d'une vingtaine de points de campagne et de 4 stations permanentes (Fig. 2.2). Les stations permanentes PGMD et PCKD ont été installées en 2003 et les stations PLDL et PBLS en 2009, dans le cadre du projet DoRA. Toutes les données des stations permanentes sont transmises une fois par jour par radio ou wifi (PCKD) à l'observatoire géophysique d'Arta (OGA), où elles sont archivées. Le jeu de données djiboutien exploité au cours de cette thèse comporte les données des campagnes de 1999, 2001, 2003, 2010, 2012 et 2014 (Fig. 2.3) ainsi que les données de 6 stations permanentes.

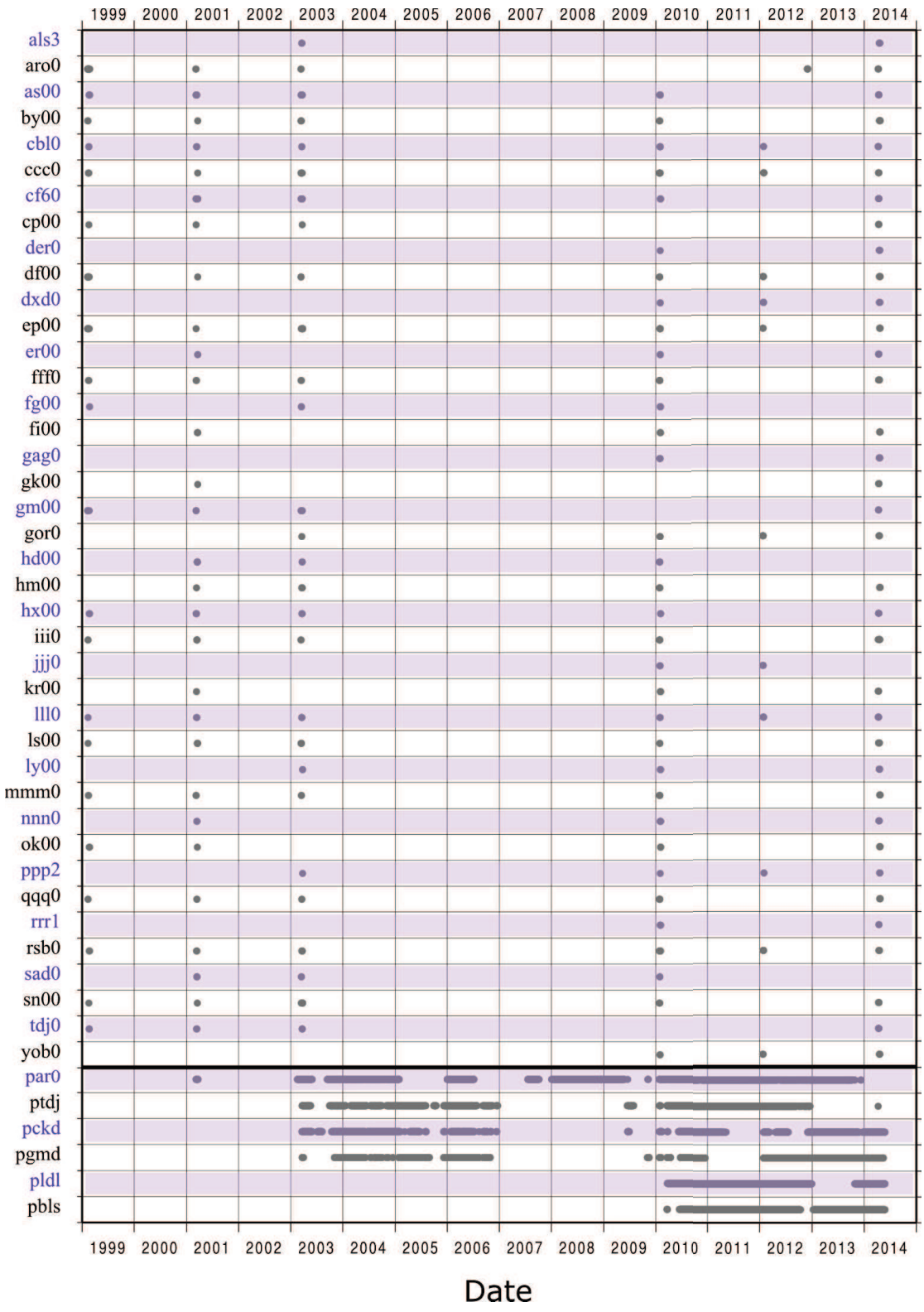


FIGURE 2.3: **Tableau récapitulatif des mesures GPS à Djibouti entre 1999 et 2014.**

2.1.1.2 Le réseau éthiopien, Afar central

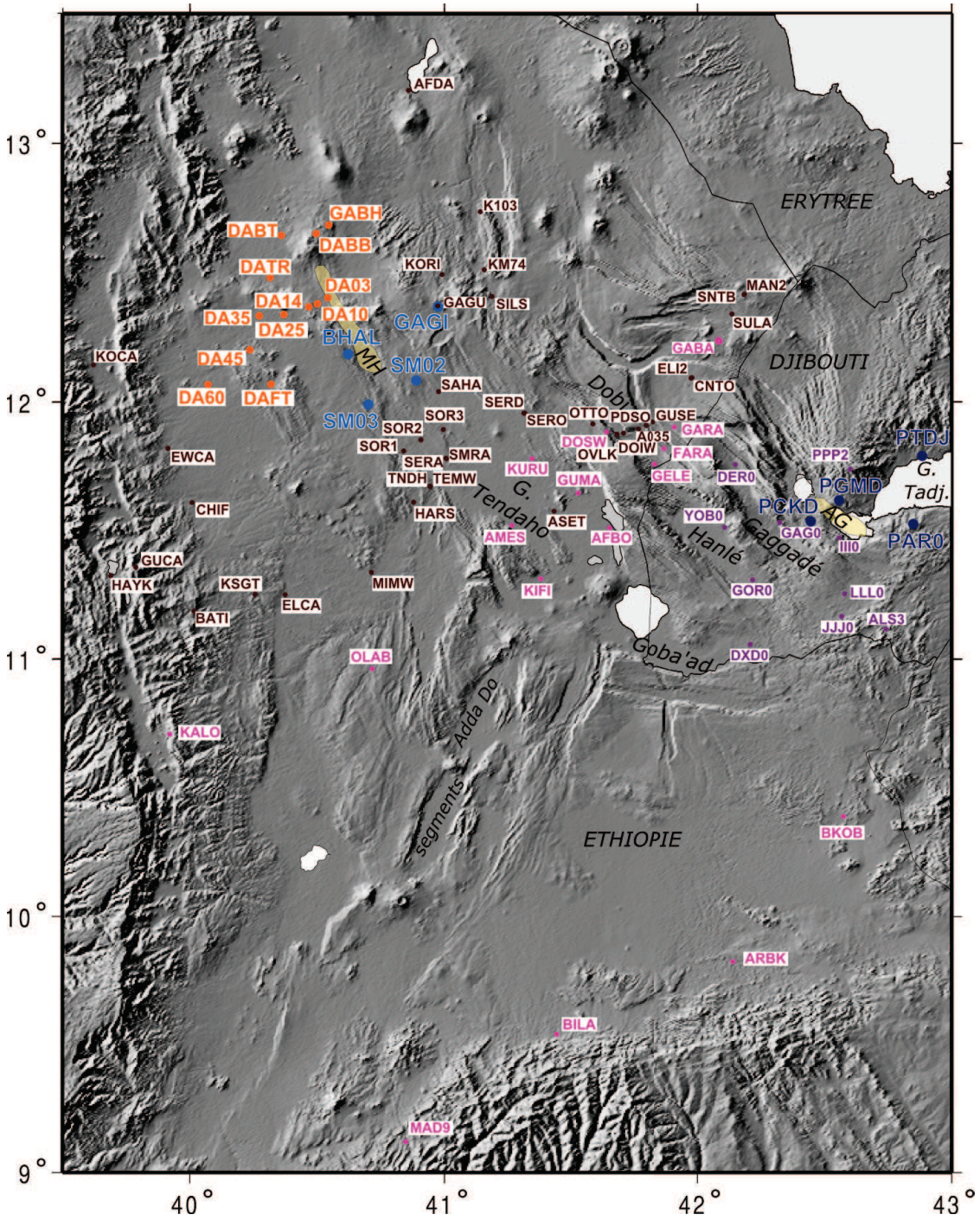


FIGURE 2.4: **Cartographie du réseau de points géodésiques d'Afar central.** En orange, les stations permanentes UNAVCO. En bleu clair, les stations permanentes de l'ANR DoRA. En rouge foncé, les sites de campagne mis en place par l'UNAVCO en 2007. En rose, les points de campagne installés en 2012. Côté djiboutien, quelques stations sont représentées avec en bleu foncé, les stations permanentes et en violet, les points de campagne.

Suite à l'épisode de rifting dans le segment de rift de Manda-Harraro à partir de 2005, un réseau de 12 stations GPS continues (en orange, Fig. 2.4) est mis en place par l'UNAVCO dans les alentours du rift (Calais, 2007; Nooner *et al.*, 2009). Ce réseau a fonctionné entre 2006 et 2009. Dans le cadre de l'ANR DoRA, 4 stations permanentes ont été installées par la suite au sud du segment de Manda Hararo en champ proche (en bleu clair, Fig. 2.4) et ont été maintenues entre 2010 et 2014. À l'échelle régionale, un réseau d'une trentaine de points de campagne (en rouge, Fig 2.4) a été mis en place en 2007 et remesuré en 2008 et 2009 par des équipes de l'UNAVCO (Calais et Buck, 2007, 2008; Calais, 2009a,b; Kogan *et al.*, 2012). En 2012, nous avons effectué de nouvelles mesures au niveau de ces points de campagne et densifié le réseau par 12 nouveaux points en Afar central et 4 points au niveau de la marge sud de la dépression (en rose, Fig 2.4). L'ensemble de ces points de campagne a été remesuré en 2014 (Fig. 2.5).

	2007	2008	02/2009	10/2009	2012	2014
A035	x		x	x		x
AFBO					x	x
AMES					x	x
ASET	x	x	x	x	x	x
ARBK					x	x
BATI	x	x			x	x
BILA					x	x
BKOB					x	x
CHIF	x	x		x	x	x
DOIW	x	x	x	x	x	x
DOSW					x	x
EWCA	x	x		x		
FARA					x	x
GARA					x	x
GELE					x	x
GUCA	x	x		x	x	x
GUMA					x	x
GUSE	x	x		x	x	x
HARS	x	x	x	x	x	x
K103	x	x		x		
KIFI					x	x
KM74	x	x		x	x	x
KOCA	x	x		x		x
KURU					x	x
MAD9					x	x
MAN2	x	x		x	x	x
MIMW	x	x		x	x	x
OLAB					x	x
OTTO	x	x	x	x	x	x
OVLK	x			x		x
PDSO	x			x		x
SERD	x	x			x	x
SILS	x	x			x	x
SOR1			x		x	x
SOR2			x		x	x
SOR3			x		x	
TNDH	x			x	x	x

FIGURE 2.5: **Tableau récapitulatif des mesures de campagne éthiopiennes.** En rose, les points installés en 2012.

2.1.2 Méthodes de traitement

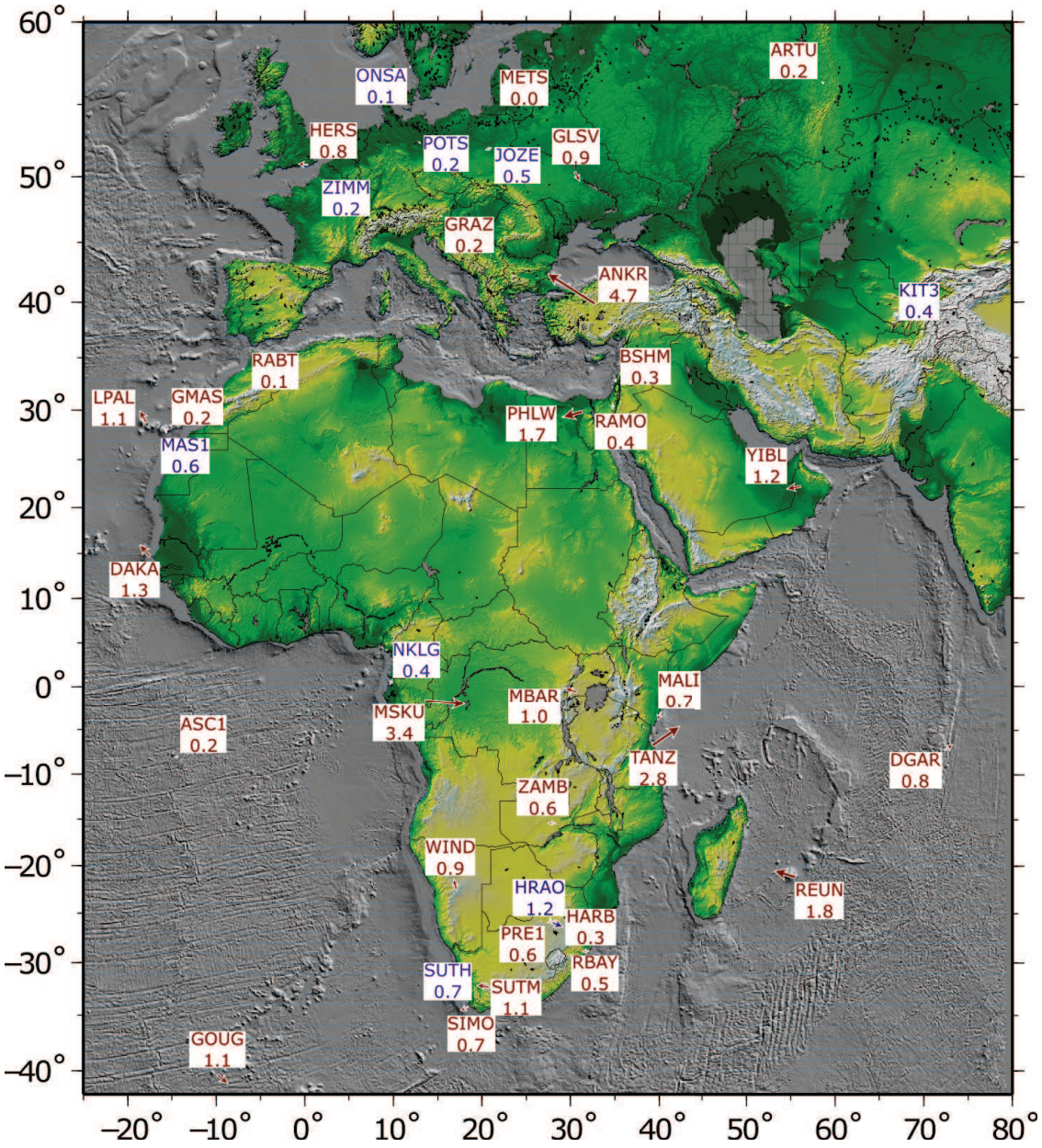


FIGURE 2.6: **Carte du réseau de stabilisation.** En violet, les stations prises en compte dans la stabilisation. En rouge, les autres sites IGS inclus dans le traitement.

Les données GPS sont composées de fichiers RINEX journaliers échantillonnés à 30 secondes. Le traitement a été effectué avec le logiciel GAMIT/GLOBK version 10.5 (King et Bock, 2010). Une combinaison linéaire (LC) des fréquences L1 et L2 est utilisée pour annuler la contribution ionosphérique. Le traitement est effectué avec les orbites fixées, ces dernières sont fournies par l'IGS (International GNSS Service). L'estimation des retards atmosphériques est effectuée grâce aux grilles VMF1 (Vienna Mapping Function)

et le modèle FES2004 est utilisé pour le calcul des charges de marées océaniques. Un ensemble de 9 stations permanentes a été utilisé (en violet, Fig. 2.6) pour la stabilisation de notre traitement et le calcul d'une solution par rapport à l'ITRF 2008 (International Terrestrial Reference Frame) (Altamimi *et al.*, 2012). Ces 9 stations présentent des séries temporelles longues de 14 ans (de 1999 à 2013 inclus). La vitesse moyenne d'ajustement sur l'ITRF08 pour les 9 stations utilisées est de 0.5 mm/an (0.3 mm/an en est et 0.3 mm/an en nord). Une trentaine d'autres stations recensées dans l'ITRF08 (en rouge, Fig. 2.6) présentent une vitesse moyenne d'ajustement de 1 mm/an (0.8 mm/an en est et 0.5 mm/an en nord) qui diminue à 0.7 mm/an, en ne considérant pas les 3 stations les plus mauvaises (ANKR, MSKU et TANZ) probablement soumises à des perturbations locales.

2.1.3 Calcul des pôles Nubie et Somalie

Le calcul des pôles eulériens des plaques Nubie et Somalie est décrit dans le chapitre 3. Par l'utilisation de différents tests statistiques, nous avons évalué le jeu de stations le plus fiable et le plus représentatif du mouvement des plaques Nubie et Somalie. Pour le calcul du pôle de la plaque Nubie, les sites utilisés ont tous été mesurés pendant plus de 3 ans et sont situés loin des zones sismiquement actives et des frontières. Le pôle de la plaque Somalie a été évalué avec toutes les combinaisons de stations possibles parmi les 9 disponibles et un jeu de 4 stations présentant une moyenne quadratique pondérée (WRMS) significativement plus faible a finalement été sélectionné. La carte (Fig. 2.7) et les tableaux (Fig. 2.8 et Fig. 2.9) présentés ici correspondent à de nouveaux calculs effectués mi-2014 suite au dernier traitement de données GPS. Ce nouveau calcul ne fait varier que de façon négligeable la position des pôles du précédent calcul et ne remet pas en cause les résultats publiés dans le chapitre 3.

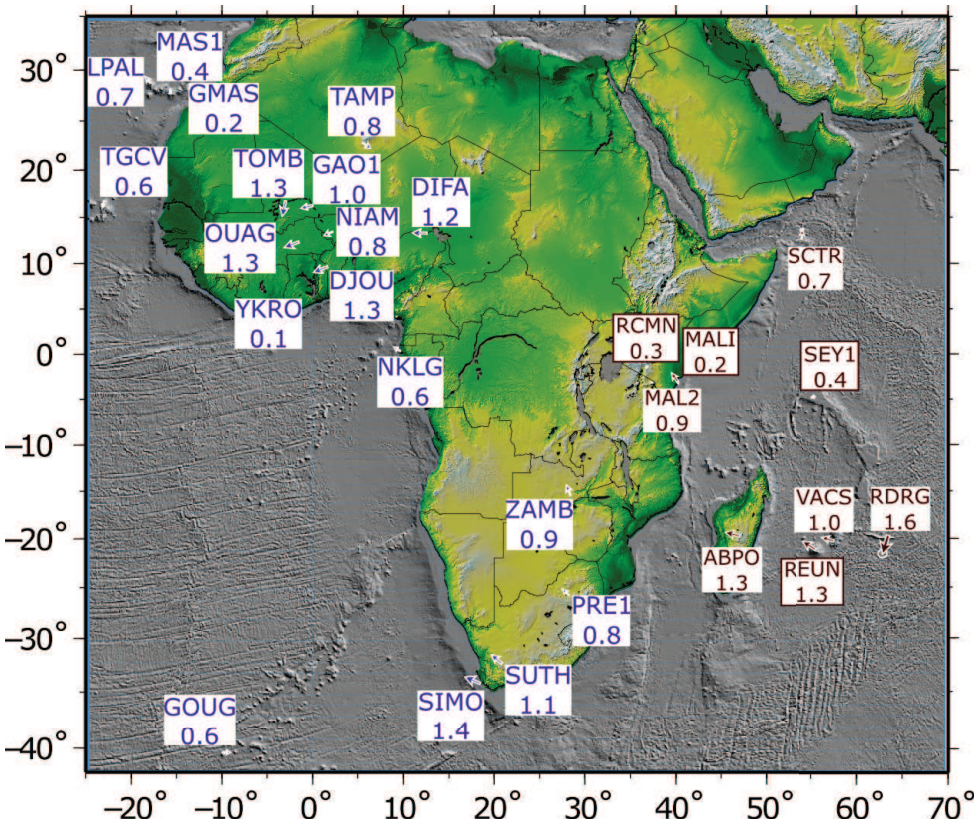


FIGURE 2.7: **Vitesse résiduelles par rapport à chacune des plaques (Nubie et Somalie) avec les pôles calculés.** En violet, vitesse par rapport à la Nubie des stations utilisées pour l'évaluation du pôle de la plaque Nubie. En rouge avec encart, vitesse par rapport à la Somalie des stations utilisées pour l'évaluation du pôle de la plaque Somalie. En rouge sans encart, vitesse par rapport à la Somalie d'autres stations situées sur la plaque Somalie.

Pour l'évaluation du pôle de la plaque Nubie, 18 stations dont les séries temporelles s'étendent sur au moins 3 ans (en violet, Fig. 2.7) ont été utilisées et la WRMS des vitesses résiduelles est de 0.8 mm/an (0.6 mm/an pour la composante est et 0.4 mm/an pour la composante nord). Pour l'évaluation du pôle de la plaque Somalie, 4 stations ont été utilisées (en rouge avec encart, Fig. 2.7) et la WRMS des vitesses résiduelles est de 0.5 mm/an (0.4 mm/an pour la composante est et 0.3 mm/an pour la composante nord). Au total, les 9 stations situées sur la plaque Somalie incluses dans notre traitement présentent une WRMS des vitesses résiduelles de 0.8 mm/an (0.4 mm/an pour la composante est et 0.6 mm/an pour la composante nord).

Site	Lon	Lat	V_e ITRF08	V_n ITRF08	V_e Nubie	V_n Nubie	σ_e	σ_n	Corr.
DIFA	12.60631	13.31236	21.37	19.07	-1.2407	.0311	0.89	1.25	-0.014
DJOU	1.66164	9.69206	21.05	18.52	-1.1744	-.4927	0.74	0.68	0.022
GAO1	359.99399	16.25212	20.25	18.72	-.9817	-.2271	0.69	0.75	0.050
GMAS	344.36573	27.76478	16.48	17.42	-.1603	-.0139	0.29	0.42	0.070
GOUG	350.11929	-40.34883	22.06	18.09	.6426	-.0341	0.85	1.07	0.124
LPAL	342.10617	28.76387	15.59	17.63	-.4225	.5295	0.30	0.45	0.051
MAS1	344.36673	27.76374	16.58	17.77	-.0607	.346	0.13	0.16	0.091
NIAM	2.18319	13.47926	21.10	18.73	-.7197	-.3231	0.79	0.60	0.043
NKLG	9.67213	0.35391	22.40	19.46	-.5448	.3485	0.49	0.42	0.002
OUAG	358.48750	12.35639	20.47	18.38	-1.2203	-.465	0.71	0.85	0.044
PRE1	28.22404	-25.74634	17.34	18.53	-.553	.5207	0.63	0.61	0.045
SIMO	18.43958	-34.18794	15.88	19.38	-1.2814	.5441	1.24	1.19	0.011
SUTH	20.81046	-32.38021	16.39	19.39	-.8286	.7047	0.64	0.57	-0.003
TAMP	5.52965	22.79265	21.39	18.61	.6509	-.4463	0.75	0.77	0.036
TGCV	337.01724	16.75477	18.91	15.67	-.1695	-.6055	0.34	0.22	0.064
TOMB	357.00255	16.73065	20.58	17.49	-.2815	-1.291	0.79	0.81	0.035
YKRO	354.75991	6.87056	22.25	18.67	.0204	.124	0.32	0.37	0.051
ZAMB	28.31101	-15.42554	19.56	18.47	-.8456	.4704	0.63	0.61	0.058
MALI	40.19440	-2.99591	26.11	16.05	3.721	-.2292	0.82	0.65	0.085
RCMN	36.89348	-1.22083	26.39	16.93	3.6948	.1019	0.98	1.05	0.009
REUN	55.57172	-21.20822	16.85	12.12	.5119	-.9339	0.51	0.48	0.006
SEY1	55.47941	-4.67372	24.86	11.37	3.1292	-1.7164	3.08	1.24	0.029

FIGURE 2.8: **Vitesses des sites GPS par rapport à l'ITRF 2008 et par rapport à la plaque Nubie.** Les 18 premiers sites sont ceux utilisés pour le calcul du pôle Nubie. Les 4 derniers sont ceux utilisés pour le calcul du pôle Somalie. Calcul à partir du dernier traitement des données GPS en avril 2014.

plaque	lon	lat	Ang	σ_{lon}	σ_{lat}	σ_{ang}
Nubie	-81.35503	50.20139	0.26876	0.0139	0.0036	0.0015
Somalie	85.56842	-49.64618	-0.31771	0.0467	0.0236	0.0103

FIGURE 2.9: **Coordonnées des pôles eulériens des plaques Nubie et Somalie par rapport à l'ITRF 2008.** Calcul à partir du dernier traitement des données GPS en avril 2014.

2.2 Traitement d'interférométrie radar (InSAR)

2.2.1 Principe de l'InSAR différentiel D-InSAR

2.2.1.1 Principes généraux de l'interférométrie radar

Le principe de base du traitement InSAR (Interférométrie à Synthèse d'Ouverture Radar) repose sur la combinaison de deux images radar (SAR) satellitaires acquises à des instants différents par la même plate-forme. Cette technique permet de déterminer la variation de distance entre l'antenne à bord du satellite et un ensemble de cibles au

sol dans l'intervalle de temps entre les deux acquisitions. Elle constitue actuellement une des méthodes les plus performantes pour obtenir des mesures précises des déformations de la surface de la Terre en milieu émergé. Elle est également utilisée pour l'obtention de modèles numériques de terrain.

— *L'image radar.*

Les images radar sont acquises suite à l'émission d'une onde électromagnétique centimétrique par l'antenne qui est ensuite rétrodiffusée par les cibles au sol pour être finalement détectée pas l'antenne passée en mode réception (Fig. 2.10). Le délai de retour de l'onde est proportionnel au trajet (double) entre l'antenne et la cible. Les ondes radar ne sont que faiblement atténuées par l'atmosphère et ne subissent que peu de dispersion. La ligne de visée du satellite est oblique pour lever l'ambiguité entre les cibles de part et d'autre de l'antenne, à distance identique dont les échos seraient alors confondus car arrivant en même temps.

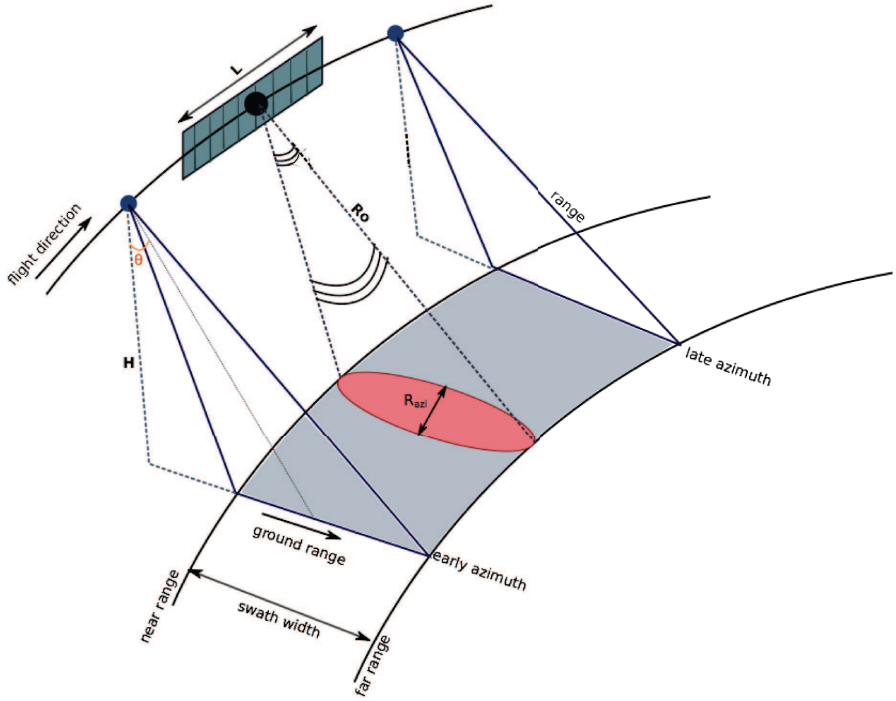


FIGURE 2.10: **Schéma de la géométrie d'acquisition d'une antenne SAR.** D'après Lubin et Massom (2007)

— *Résolution en range et en azimut, utilisation du "chirp" et de l'effet Doppler.*

La résolution en "range" (direction perpendiculaire au trajet du satellite) est principalement régie par la durée de l'impulsion. Plus l'impulsion est courte plus elle permet de distinguer des cibles alignées proches. La brièveté du signal permettra d'éviter la superposition des échos légèrement décalés dans le temps des deux cibles. Cependant pour autoriser un signal plus long, la fréquence du signal est modulée ("chirp"). L'inter-corrélation entre les signaux émis et reçu permet

de distinguer les différents échos. Quant à la résolution azimutale, en considérant l'ouverture angulaire réelle de l'antenne, elle est d'autant plus fine que l'antenne est longue. La synthèse d'ouverture radar (SAR) permet d'améliorer la résolution azimutale en augmentant artificiellement la longueur de l'antenne. Cette méthode consiste à tirer profit du déplacement de l'antenne en sommant les différents retours radar issus d'un même point de l'espace éclairé par le lobe principal. L'effet Doppler est utilisé pour distinguer les pixels en amont et en aval de l'antenne.

— *De l'image complexe à l'interférogramme.*

Ce mode d'acquisition conduit à l'obtention d'images complexes comportant une composante d'amplitude et une composante de phase pour chaque pixel (image "Single Look Complex", SLC). La différence de phase de deux images permet d'obtenir la phase interférométrique qui correspond à la mesure de la différence entre les deux acquisitions du temps de trajet satellite-cible (aller-retour). Du fait de la nature périodique du signal, la phase interférométrique est comprise entre -π et π. L'interférogramme est alors formé d'un motif de franges interférométriques pour lequel une différence de phase de 2π est associée à un déplacement au sol d'une demi-longueur d'onde ($\lambda/2$). L'étape dite de déroulage donne accès à une cartographie de la valeur absolue du déplacement subi par chaque pixel. Elle consiste à déterminer le correct multiple entier de 2π de chaque frange interférométrique en parcourant l'interférogramme et en sommant de proche en proche les différences de phase. Cependant la phase interferométrique est alors la somme de plusieurs contributions qui sont pédictibles (pouvant être calculées et soustraites du signal) ou résiduelles (fournissant une information intéressante ou au contraire perturbant le signal). La géométrie d'acquisition et la topographie sont à l'origine d'un motif de franges prédictible. Les contributions résiduelles comportent le terme de déformation qu'il s'agit d'isoler des termes "perturbateurs" : déphasage de l'onde du fait de son passage dans la troposphère, phase résiduelle du fait d'une connaissance imparfaite des orbites, déphasage dû aux erreurs des modèles numériques de terrain et autres sources de bruit (bruit thermique, décorrélation,...). Il est donc nécessaire de procéder (en amont et/ou en aval du déroulage) à l'élimination d'une série de contributions perturbant la mesure de la déformation :

— *Correction de l'interférogramme.*

- **La correction orbitale.** La contribution orbitale est due à la différence de point de vue du satellite entre les deux acquisitions. La contribution orbitale peut être directement évaluer et soustraite de la phase interférométrique par une connaissance précise des orbites. Elle a ici été calculée à partir des

données DORIS fournies par l'ESA (Zandbergen *et al.*, 2003). Une contribution orbitale résiduelle peut cependant persister sur les interférogrammes et peut être estimer de façon empirique par un plan de la forme $z = ax + by + c$.

- **La correction topographique.** La contribution topographique dépend à la fois de la ligne de base perpendiculaire (Fig. 2.11) et de l'altitude de la surface terrestre. Elle peut être calculée grâce aux données orbitales et à un modèle numérique de terrain (MNT). Les données de topographie utilisées ici sont issues du modèle SRTM3 (Farr *et al.*, 2007) avec une résolution de 90m pour l'ensemble de la zone hormis pour le rift d'Asal-Ghoubbet où un MNT avec une résolution de 30m fourni par l'IGN (Institut Géographique National) est utilisé.

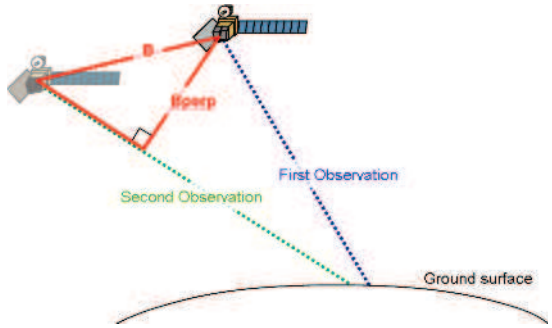


FIGURE 2.11: **Schéma représentant la différence de point de vue entre deux acquisitions du satellite.** Les deux positions sont séparées par une ligne de base, B. B_p représente composante perpendiculaire de cette ligne de base. On montre que la contribution topographique et la contribution due aux erreurs de MNT sont proportionnelles à B_p.

- **La correction atmosphérique.** La contribution atmosphérique est principalement due au passage de l'onde dans la troposphère. Elle comprend une composante stratifiée et une composante dynamique. La première composante dépend de la variation de la stratification de la basse atmosphère (changement du gradient de pression, du gradient de température,...). Le motif qu'elle produit est au premier ordre corrélé à la topographie. Cette contribution peut être corrigée de façon empirique par le calcul de la pente entre la phase et la topographie ou grâce à des modèles météorologiques qui fournissent des données de température, contenu en vapeur d'eau, vent,... le long de surface isobares et permettent de calculer pour chaque date le retard de phase dû au passage de l'onde dans l'atmosphère (Doin *et al.*, 2009). La seconde composante correspond à des variations verticales, latérales et temporelles de pression, de température, de teneur en eau,... Même s'il est possible de prédire une partie de ces effets par des modèles météorologiques (Puysségur *et al.*, 2007),

le caractère turbulent de l'atmosphère reste difficile à éliminer totalement. La superposition d'un grand nombre d'interférogrammes par l'intermédiaire de "stacks" (Peltzer *et al.*, 2001) ou une inversion en séries temporelles (Usai et Klees, 1999; Berardino *et al.*, 2002; Jolivet *et al.*, 2012) avec application d'un lissage peut permettre de diminuer l'influence des termes aléatoires dans le temps correspondant aux turbulences atmosphériques.

2.2.1.2 La chaine de traitement NSBAS

La chaine de traitement NSBAS se base principalement sur le logiciel ROI_PAC (Rosen *et al.*, 2004) auquel des perfectionnements sont apportés (Doin *et al.*, 2011). Elle permet de traiter l'ensemble des images d'une "track" dans une géométrie unique et facilite ainsi la création d'interférogrammes entre toutes les paires d'images possibles en minimisant le volume de données et le temps de calcul, de corriger les éventuelles erreurs de MNT (Modèle Numérique de Terrain) et améliore ainsi la qualité du déroulage. De plus cette chaine dispose d'outils de corrections atmosphériques prédictifs (i.e. basées sur des modèles) et empiriques, qui permettent une réduction du bruit atmosphérique.

L'ensemble des images brutes sont transformées en images complexes (Single Look Complex, SLC) en utilisant une fréquence Doppler centrale unique, choisie pour maximiser la superposition des bandes Doppler entre les images. Une image "master" est déterminée. Le choix est basé sur la ligne de base temporelle, la ligne de base perpendiculaire et la différence du centroïde Doppler (Hooper *et al.*, 2007), de manière à maximiser la corrélation entre les images. Une transformation du MNT est ensuite calculée afin d'évaluer la topographie dans la géométrie de l'image radar master. Chaque image du jeu de données est également "coregistrée" (i.e. recalée spatialement) dans la géométrie de cette même image "master". Les interférogrammes entre chaque paire d'images peuvent alors être calculés. Une série de corrections est ensuite apportée à ces interférogrammes :

— **Correction des retards troposphériques stratifiés** grâce au modèle ERA Interim (Doin *et al.*, 2009). Les effets des variations spatiales et temporelles de la stratification de la troposphère sont évalués pour chaque date d'acquisition par des cartes de délai troposphérique en utilisant le modèle météorologique mondial ERA-Interim. Le délai est intégré verticalement au niveau de chaque point de la grille ERA-I et interpolé latéralement au même échantillonnage que les interférogrammes en prenant en compte les variations topographiques (Jolivet *et al.*, 2011). Cette correction peut être appliquée sur les interférogrammes enroulés, ce qui permet de réduire les erreurs de déroulement.

— **Correction des rampes orbitales résiduelles** en "range" et en azimut. L'estimation des termes orbitaux résiduels est améliorée par la correction de l'atmosphère stratifiée préalable (Jolivet *et al.*, 2011).

— **Correction empirique résiduelle de la relation entre la phase et la topographie.** Cette correction repose sur la dépendance de la phase à l'altitude et reste délicate à appliquer dans certains cas. En effet, les déformations attendues sont parfois fortement corrélées à la topographie et présentent des longueurs d'onde similaires aux signaux atmosphériques. Les différentes contributions de la phase ne peuvent donc pas toujours être séparées et une partie de la déformation peut être confondue avec des effets atmosphériques (Beauducel *et al.*, 2000).

— **Correction des erreurs de MNT.** Les erreurs présentes sur les MNT engendrent des perturbations de la phase interférométrique proportionnelles à la ligne de base perpendiculaire entre les deux acquisitions. L'utilisation d'un réseau de plusieurs dizaines d'interférogrammes comportant des couples avec une grande variété de lignes de base perpendiculaires, permet d'évaluer les erreurs de MNT et d'en corriger leurs effets sur la phase interférométrique. L'application de cette correction améliore aussi le déroulage de la phase (Ducret *et al.*, 2014).

Les interférogrammes peuvent alors être filtrés et déroulés. Le recalage spatial de toutes les images (et de tous les interférogrammes construits sur la base de ces images) sur la géométrie de l'image "master" permet d'effectuer des analyses temporelles ("stacks", séries temporelles) juste à la suite du déroulage de la phase. Le géoréférencement constitue l'étape ultime du processus de traitement des données.

2.2.2 Application au cas de l'Afar central

2.2.2.1 Les données ENVISAT

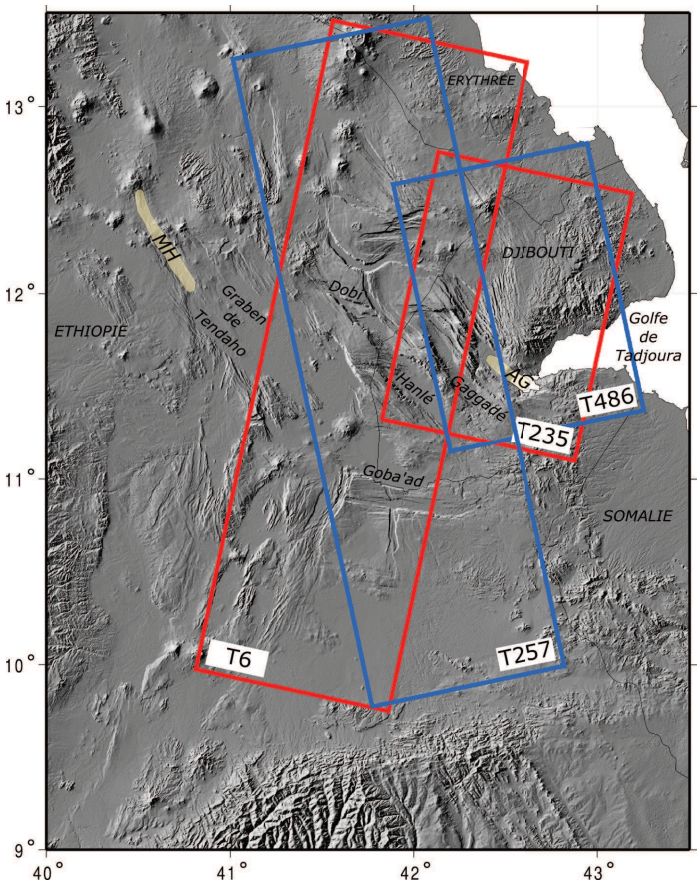


FIGURE 2.12: **Localisation des images acquises par ENVISAT traitées dans cette étude.** En bleu, les tracks ascendantes et en rouge, les tracks descendantes.

Les images utilisées pour le traitement InSAR sont issues du satellite ENVISAT. Ce satellite a été maintenu par l'agence spatiale européenne (ESA) entre 2002 et 2012. Sa période de retour au-dessus d'une zone donnée est de 35 jours. Le satellite est équipé d'un capteur ASAR ("Advances Synthetic Aperture Radar") qui fonctionne en bande C (longueur d'onde de 5.6 cm). Si cette longueur d'onde permet de limiter la sensibilité à la dispersion ionosphérique, elle ne peut par contre pas traverser la végétation et est très sensible aux variations d'humidité de la cible. Le traitement de 4 "tracks" a été effectué (Fig. 2.12, Fig. 2.13). L'angle d'incidence de ces 4 ensembles d'observations varie de 18° en champ proche à 23° en champ lointain et l'angle entre le nord et la trajectoire du satellite est de l'ordre de 12.5° (+12.5° ou -12.5° pour une track ascendante ou descendante respectivement) à cette latitude. Les "tracks" 257 et 6 couvrent l'Afar

central avec des acquisitions respectivement ascendante (le satellite a une trajectoire sud-nord et observe la scène depuis l'ouest) et descendante (le satellite a une trajectoire nord-sud et observe la scène depuis l'est). Les "tracks" 486 (ascendante) et 235 (descendante) sont situées plus à l'est et incluent le rift d'Asal-Ghoubbet.

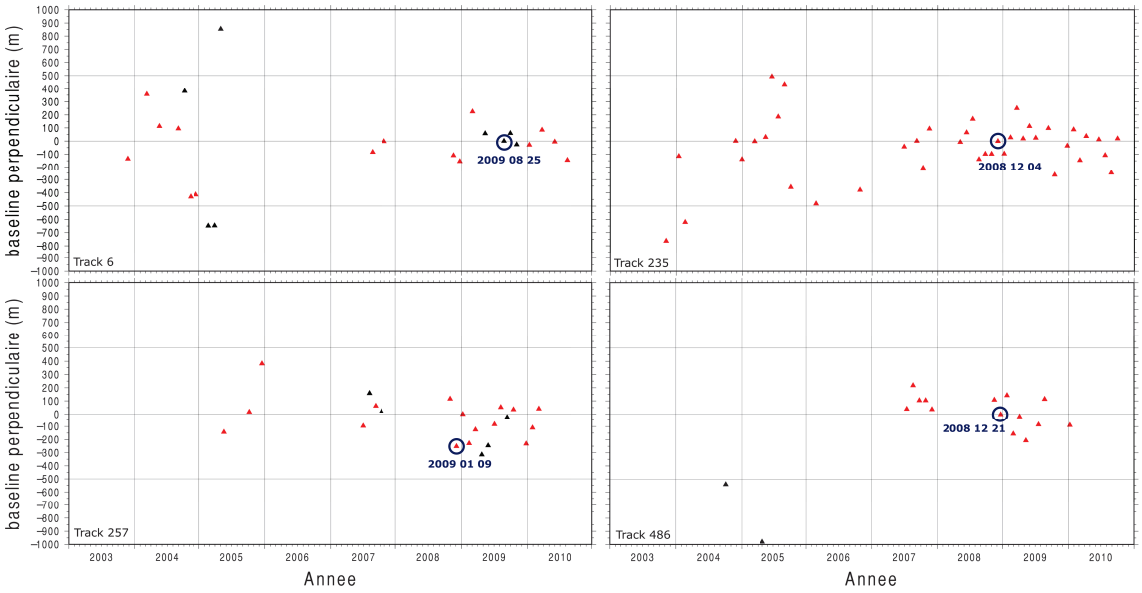


FIGURE 2.13: **Graphiques des lignes de base perpendiculaire en fonction des dates d'acquisition.** En haut, les tracks descendantes 6 et 235, situées respectivement à l'ouest et à l'est de la zone d'étude. En bas, les tracks ascendantes 257 et 486, situées respectivement à l'ouest et à l'est de la zone d'étude. Les triangles rouges représentent les images avec lesquelles des interférogrammes ont pu être calculés, les triangles noires représentent les images avec lesquelles aucun interférogramme n'a pu être calculé. L'image encerclée correspond à l'image master sur laquelle toutes les autres images ont été recalées spatialement.

2.2.2.2 Traitement avec NSBAS

Comme nous l'avons décrit dans le chapitre précédant, une part importante de la déformation actuelle en Afar se concentre le long de segments de rift volcano-tectoniques actifs. Cependant l'extension accommodée par les autres bassins non volcaniques et les failles normales reste mal connue, alors que l'activité sismique y est significative. Les principaux objectifs du traitement des données InSAR sont (1) d'évaluer la déformation dans les bassins non volcaniques ainsi qu'au niveau du segment de rift d'Asal-Ghoubbet à Djibouti actuellement en phase de post-diking, (2) d'obtenir des cartes de vitesse de la surface permettant d'évaluer la déformation distribuée sur l'ensemble de l'Afar central. Ces zones ne présentent pas d'événement sismique ou sismo-volcanique majeur au cours de la période couverte par les données utilisées (2003-2010). Nous n'avons donc pas de contrainte temporelle pour le choix des couples d'images utilisés pour la formation des

interférogrammes. La chaine de traitement NSBAS permet de construire facilement tous les interférogrammes d'une même track après un recalage spatial de toutes les images dans la géométrie d'une image "master" unique. Cette possibilité constitue un atout majeur dans notre cas. Par ailleurs, le bruit atmosphérique est très présent en Afar et la déformation que nous cherchons à quantifier est faible, souvent asismique et distribuée ou associées à des séismes de faible magnitude. Même si la contribution atmosphérique peut être considérée comme minime par rapport à la déformation du sol dans le cas de grands déplacements (déplacements cosmiques ou codiking, pluri-centimétriques à pluri-métriques), elle risque dans le cas de l'Afar de masquer intégralement ou en partie le signal que nous cherchons à mettre en évidence (Peltzer et Doubre, 2006). Les nombreux outils de corrections atmosphériques que comporte la chaine de traitement NSBAS présentent donc un grand intérêt pour notre traitement. La chaine de traitement NSBAS (Doin *et al.*, 2011) apparait donc comme un outil approprié pour notre analyse des données SAR.

Le traitement de chacune des 4 tracks est constitué des étapes suivantes :

- **Transformation** des données brutes en images complexes (SLC) avec une même fréquence Doppler.
- **Sélection** d'une image "master" unique et recalage spatial du MNT et de toutes les autres images sur la géométrie de l'image "master".
- **Sélection et calcul** des interférogrammes pour toutes les paires d'images présentant une ligne de base perpendiculaire inférieure à 300m.
  La suite du traitement est effectuée à pleine résolution pour les 2 tracks les plus à l'est (track 235, descendante et track 486, ascendante). Ces tracks couvrent le segment d'Asal-Ghoubbet pour lequel un MNT avec une résolution de 30m est disponible. Les 2 autres tracks (track 235, descendante et track 486, ascendante) sont sous-échantillonnées à 4 looks.
- **Correction** de l'atmosphère stratifiée (Doin *et al.*, 2009). Les grilles des données ERA-Interim de température, d'humidité relative et de hauteur du géoïde sur une stratification de 37 niveaux de pression (de 100 à 1 hPa) sont fournies par l'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). L'échantillonnage en longitude et en latitude des données utilisées est de 0.25° (∼25 km).
- **Correction** des rampes orbitales résiduelles.
- **Correction** de la corrélation résiduelle entre la phase et la topographie.
- **Correction** des erreurs de MNT (Ducret *et al.*, 2014).
- **Filtrage** des interférogrammes et **déroulage** de la phase interférométrique.
- **Géoréférencement**.

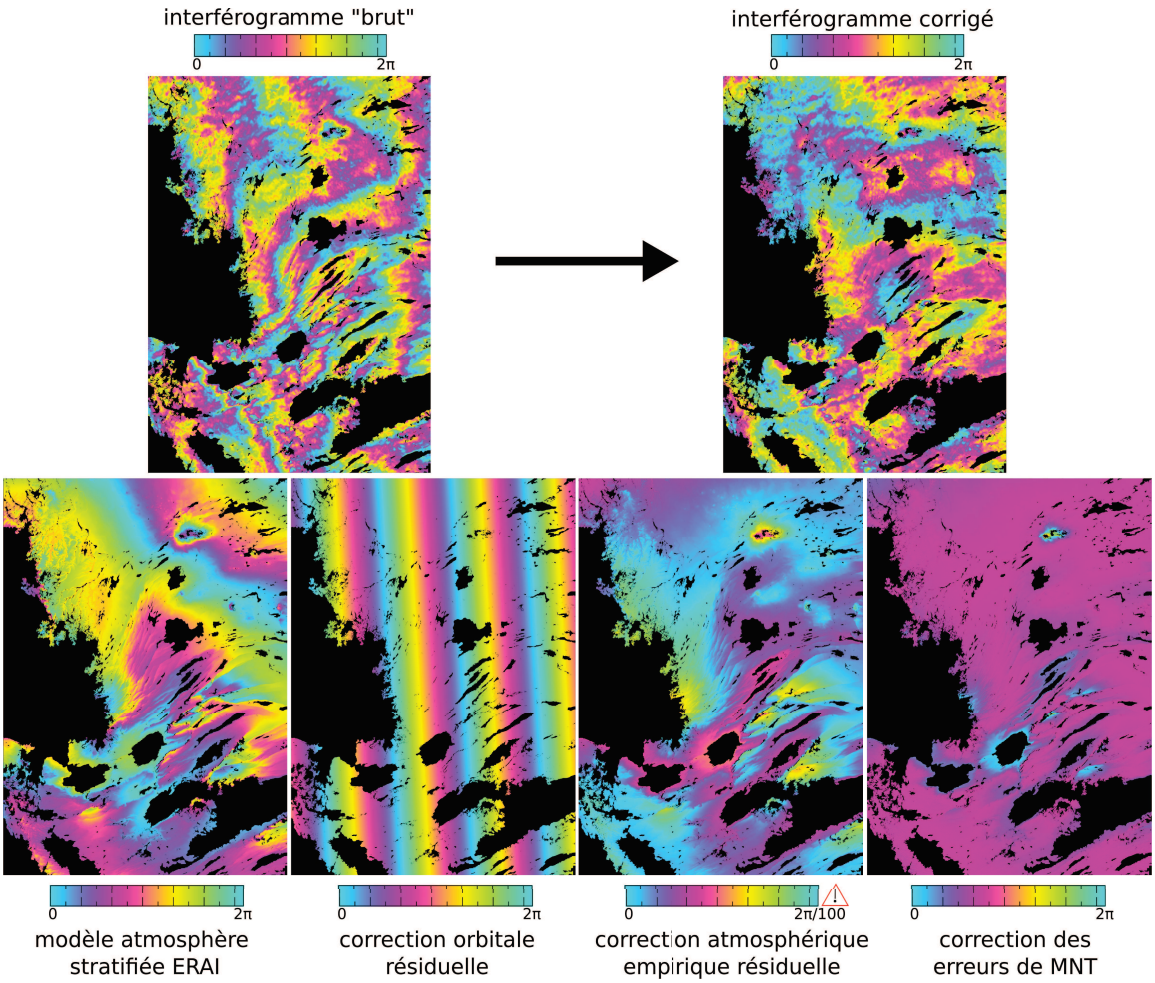


FIGURE 2.14: **Correction des interférogrammes.** En haut exemple d'un interférogramme en géométrie radar de la track 235 (descendante, inversion entre l'est et l'ouest) entre les dates du 15-01-2004 et du 22-07-2010 et séparées par une ligne de base perpendiculaire de 6m. En bas, les corrections appliquées. De gauche à droite : la composante de la phase du fait de son passage à travers une atmosphère stratifiée modélisée grâce aux données ERAI, la contribution orbitale résiduelle calculée par l'ajustement d'un plan de la forme $z = ax + by + c$, la contribution atmosphérique résiduelle calculée à partir d'une relation linéaire entre la phase et la topographie sur tout l'interférogramme, la contribution due aux erreurs de MNT proportionnelle à la ligne de base perpendiculaire.

Malgré l'attention portée à la correction de la contribution atmosphérique, sur un grand nombre d'interférogrammes une corrélation entre la phase et la topographie semble persister. Mais la représentation graphique de la phase en fonction de la topographie sur l'ensemble de l'interferogramme montre une forte dispersion probablement associée aux conditions atmosphériques turbulentes. De telles perturbations du signal sont observées au cours de traitements InSAR sur d'autres sites à travers le monde, mais le bruit atmosphérique turbulent est particulièrement important en Afar (Doin *et al.*, 2009). Même si la superposition d'un grand nombre d'interferogrammes par "staking" permet

de réduire la contribution aléatoire du bruit atmosphérique, ce dernier reste prédominant. En particulier au niveau de zones couvertes par deux tracks différentes (avec le même configuration d'observation et sur la même période), le motif présenté sur les stacks est différent. Les perturbations atmosphériques en particulier les délais atmosphériques turbulents (distribués aléatoirement par rapport aux reliefs) restent un problème majeur du traitement InSAR et il n'existe pas actuellement de méthode pleinement satisfaisante pour compenser le délai atmosphérique.

Bibliographie

Altamimi, Z., Métivier, L. et Collilieux, X. (2012). ITRF2008 plate motion model. *J. Geophys. Res.*, 117(B7):B07402.

Beauducel, F., Briole, P. et Froger, J.-L. (2000). Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1998) : Deformation or tropospheric effect ? *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 105(B7):16391–16402.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. et Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 40(11):2375–2383.

Calais, E. (2007). Afar gps network, unavco, gps data set. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Calais, E. (2009a). Afar 2009 : February. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Calais, E. (2009b). Afar 2009 : October. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Calais, E. et Buck, R. (2007). Afar 2007 : March. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Calais, E. et Buck, R. (2008). Afar 2008. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Doin, M.-P., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Lodge, F., Ducret, G. et Grandin, R. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. *Proceedings of the European Space Agency Symposium Fringe. Frascati, Italy*.

Doin, M.-P., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O. et Doubre, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1):35–50.

Ducret, G., Doin, M.-P., Grandin, R., Lasserre, C. et Guillaso, S. (2014). DEM corrections before unwrapping in a small baseline strategy for InSAR time series analysis. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 11(3):696–700.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L. *et al.* (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).

Hooper, A., Segall, P. et Zebker, H. (2007). Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *J. Geophys. Res.*, 112(B7):B07407.

Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P. et Peltzer, G. (2011). Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophys. Res. Lett.*, 38(17).

Jolivet, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., Guillaso, S., Peltzer, G., Dailu, R., Sun, J., Shen, Z.-K. et Xu, X. (2012). Shallow creep on the Haiyuan fault (Gansu, China) revealed by SAR interferometry. *J. Geophys. Res. : Solid Earth (1978–2012)*, 117(B6).

King, R. W. et Bock, Y. (2010). Documentation for the GAMIT/GLOBK GPS software analysis, release 10.05. *Massachusetts Institute of Technology, Cambridge*.

Kogan, L., Fisseha, S., Bendick, R., Reilinger, R., McClusky, S., King, R. et Solomon, T. (2012). Lithospheric strength and strain localization in continental extension from observations of the East African Rift. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 117(B3).

Lubin, D. et Massom, R. (2007). Remote Sensing of Earth's Polar Regions : Opportunities for Computational Science. *Computing in Science and Engineering*, 9(1):58–71.

Nooner, S. L., Bennati, L., Calais, E., Buck, W. R., Hamling, I. J., Wright, T. J. et Lewi, E. (2009). Post-rifting relaxation in the Afar region, Ethiopia. *Geophys. Res. Lett.*, 36(21):L21308.

Peltzer, G., Crampé, F., Hensley, S. et Rosen, P. (2001). Transient strain accumulation and fault interaction in the Eastern California shear zone. *Geology*, 29(11):975–978.

Peltzer, G. et Doubre, C. (2006). Asymmetric Opening and Episodic Faulting in the Asal Rift , Djibouti. *Alaska Satellite Facility. News and Notes*, 3.2:2–3.

Puysségur, B., Michel, R. et Avouac, J.-P. (2007). Tropospheric phase delay in interferometric synthetic aperture radar estimated from meteorological model and multispectral imagery. *J. Geophys. Res.*, 112(B5):B05419.

Rosen, P. A., Hensley, S., Peltzer, G. et Simons, M. (2004). Updated repeat orbit interferometry package released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(5):47–47.

Ruegg, J. C., Briole, P., Feigl, K. L., Orsoni, A., Vigny, C., Abdallah, A., Bellier, O., De Chabalier, J. B., Huchon, P., Jacques, E., Al Kirbash, S., Laike, A., d' Oreye, N. et Prévot, M. (1993). First Epoch Geodetic GPS Measurements across the Afar Plate Boundary Zone. *Geophys. Res. Lett.*, 20(18):1899–1902.

Ruegg, J. C. et Kasser, M. (1987). Deformation across the Asal Ghoubbet Rift, Djibouti, Uplift and Crustal Extension 19791986. *Geophys. Res. Lett.*, 14(7):745–748.

Ruegg, J. C., Lépine, J. C. et Tarantola, A. (1979). Geodetic measurements of rifting associated with a seismo-volcanic crisis in Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 6(11):817–820.

Usai, S. et Klees, R. (1999). SAR interferometry on a very long time scale : a study of the interferometric characteristics of man-made features. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 37 (4).*

Vigny, C., de Chabalier, J.-B., Ruegg, J.-C., Huchon, P., Feigl, K. L., Cattin, R., Asfaw, L. et Kanbari, K. (2007). Twenty-five years of geodetic measurements along the Tadjoura-Asal rift system, Djibouti, East Africa. *J. Geophys. Res.*, 112(B6): B06410.

Walpersdorf, A., Vigny, C., Ruegg, J.-C., Huchon, P., Laike, A. et Al Kirbash, S. (1999). 5 years of GPS observations of the Afar triple junction area. *J. Geodyn.*, 28:225–236.

Zandbergen, R., Otten, M., Righetti, P., Kuijper, D. et Dow, J. (2003). Routine operational and high-precision orbit determination of envisat. *Advances in Space Research*, 31(8):1953 – 1958. Integrated Space Geodetic Systems and Satellite Dynamics.

Chapitre 3

Déformation sismique et asismique le long du système de rifts est africain à partir d'une ré-analyse du champ de vitesses GPS de l'Afrique

La densification des stations GPS permanentes à travers tout le continent africain permet de contraindre davantage la cinématique de la plaque Somalie et de ses frontières, notamment le long du rift est africain (ainsi qu'au niveau de l'extrémité occidentale de la ride d'Aden, ce qui sera développé au Chapitre 5).

- Les vitesses issues des données GPS nouvellement disponibles sont-elles toujours cohérentes avec l'existence de micro-plaques (Victoria et Rovuma) partitionnant la déformation le long du rift est africain en plusieurs branches ?
- L'évolution de la quantité d'ouverture, le long du rift est africain, déduite des données géodésiques est-elle associée à une évolution de l'activité sismique ?
- Dans quelle mesure les données sismiques et géodésiques reflètent-elles le comportement long terme ? Quelles sont les limites de ces jeux de données ?
- Les variations le long du rift est africain du rapport des taux de moment géodésique et sismique rendent-elles compte de l'évolution de la "maturité" des branches du système, avec au sud un système purement continental devenant de plus en plus évolué vers le nord, en Afar ?

— Quelles informations peut-on tirer de ces variations sur l'état thermique de la lithosphère ?

Ce chapitre est constitué d'un article présentant dans le détail le traitement GPS effectué dans notre étude. De nouvelles stations GPS permanentes en Afrique et dans l'Océan Indien, dont les données sont en accès libre, ont été installées à la fin des années 2000. Ces stations ont pu être intégrées à notre traitement, nous permettant ainsi de poser des bases de la cinématique à l'échelle des plaques. C'est à partir de cette cinématique et en particulier du calcul des pôles de rotation des plaques et micro-plaques en présence, qu'un modèle géodésique du rift est africain a pu être défini. L'estimation des pôles de rotation des plaques nous permettant également d'obtenir des conditions aux limites et un cadre géodynamique pour l'étude des mouvements relatifs extensifs au sein de la dépression Afar, située à l'extrémité nord du rift est africain. Cet article se focalise sur le rift est africain dans son ensemble. Suite à la définition d'un modèle cinématique, la part de déformation asismique et ses variations ont été évaluées le long du rift est africain. Les chapitres 4 et 5 seront quant à eux centrés sur l'Afar.

Déformation sismique et asismique le long du système de rifts est africain à partir d'une ré-analyse du champ de vitesses GPS de l'Afrique

Résumé

L'amélioration de la couverture géodésique du continent africain au cours de la décennie passée ainsi que l'allongement des séries temporelles des positions GPS, permettent une amélioration de la précision dans la détermination du champ de vitesses par rapport au études géodésiques précédentes. Le modèle proposé ici, grâce à ce nouveau champ de vitesses couvrant tout le continent africain, reste cohérent avec les études précédentes comportant 2 micro-plaques (Victoria et Rovuma) le long du Système de Rifts Est Africain. L'étude se focalise plus particulièrement sur cette frontière de plaques par l'estimation des taux de moment géodésique et sismique. La forme scalaire de la relation de Kostrov est utilisée pour le calcul du taux de moment géodésique. Le taux de moment sismique est obtenu par l'intégration de la distribution de séismes cumulée et tronquée de Gutemberg-Richter pour les événements locaux recensés dans un catalogue global des 39 dernières années en utilisant la méthode du maximum de vraisemblance. Cette méthode statistique permet de prendre en compte les probables lacunes du catalogue et de supposer que le taux de moment sismique calculé à partir de ce catalogue relativement court est représentatif de la déformation sismique long-terme. La comparaison de l'énergie géodésique et de l'énergie sismique relâchée pointe les variations du comportement mécanique de l'extension intra-continentale le long du Système de Rifts Est Africain. L'augmentation nord-sud, observée le long du Rift, de la proportion du moment géodésique accommodée par l'occurrence de séismes, suggère un contrôle significatif de la structure thermique associée aux différentes étapes de l'évolution du rifting.
Mots clés : mouvements des plaques, tectonique continentale : déformation extensive, Afrique.

Geophysical Journal International

Geophys. J. Int. (2013) **193,** 1353–1369
Advance Access publication 2013 April 04

doi: 10.1093/gji/ggt085

Seismic and aseismic deformation along the East African Rift System from a reanalysis of the GPS velocity field of Africa

Aline Déprez, Cécile Doubre, Frédéric Masson and Patrice Ulrich

IPGS, Université de Strasbourg/EOST, CNRS 5 rue Descartes, 67084 *Strasbourg Cedex, France. E-mail: a.deprez@unistra.fr*

Accepted 2013 March 1. Received 2013 February 27; in original form 2012 September 12

SUMMARY

The improvement of the geodetic coverage within the African Plate over the last decade together with an extended GPS position time-series allows improved accuracy in determining the velocity field than prior geodetic studies. Using this new velocity field of the whole African continent, the best model proposed here remains consistent with previous studies including the existence of two small plates along the East African Rift System (EARS, Victoria and Rovuma). We focus specifically on the velocities along this plate boundary by estimating both the geodetic and the seismic moment rate. Whereas we use a scalar form of the Kostrov relation to calculate the geodetic moment rate, the seismic moment rate is obtained by integrating the cumulative truncated Gutenberg–Richter earthquake distribution of local events in the 39-yr-long worldwide catalogue, using a maximum likelihood method. This statistical method allows us to take into account the probable incompleteness of the existing catalogue and to assume the seismic moment rate calculated from this short catalogue to be representative of the long-term seismic deformation. The comparison of geodetic and seismic energy release sheds light on the variations of mechanical behaviour related to intracontinental extension along the EARS. The southward increase, observed along the rift, of the proportion of geodetic moment seismically accommodated suggests a significant control of the thermal structure associated with different states of rifting evolution.

Key words: Plate motions; Continental tectonics: extensional; Africa.

1 INTRODUCTION

The East African Rift System (EARS) is the largest seismically and volcanically active rift above sea level. This mainly intracontinental divergent boundary runs over 3000 km from Mozambique to the triple junction of Arabia–Nubia–Somalia plates in Afar. The seismic activity in East Africa prominently underlines this north–south system, drawing seismic belts that delimit largely aseismic blocks (Fig. 1). The extensive deformation shows different stages, from intracontinental extension, continental break-up, to eventually incipient oceanic spreading in northern Afar (Hayward & Ebinger 1996; Ebinger & Casey 2001; Chorowicz 2005; Delvaux & Barth 2010). The geological models, which provide an average motion over several million years, offer a first and global estimate of the kinematics of the EARS (Jestin *et al.* 1994) with an opening rate ranging from 1 to 5 mm yr^{-1} on its northern part (north of 22°S). Southward, the kinematics of such models is more ambiguous, and some authors have considered this part as a diffuse extension zone up to 2000-km wide (Grimison & Chen 1988). On a smaller scale, the spatial organization of the extensive deformation is complex, with different orders of segmentation characterizing the EARS system. The first-order segmentation is related to the five individual ∼1000-km-long branches: the Main Ethiopian Rift (MER), the Western and the Eastern (Kenya Rift) branches surrounding the Tanzanian craton the Malawi Rift and the Davie Ridge (Fig. 2). The second-order segmentation delimits 50–100-km-long segments (Chorowicz 2005), concentrating the tectonic or/and the volcanic activity (Ebinger 1989a,b; Ebinger *et al.* 1993; Hayward & Ebinger 1996; Delvaux & Khan (1998); Kurz *et al.* 2007). The complexity of the boundary therefore makes both the short-term and the long-term kinematics of the EARS difficult to understand. The recent geodetic data offer a good opportunity to make both the geometry and the extent of this boundary more precise, together with its extension rates. As suggested by previous studies using either GPS and slip vector data (Calais *et al.* 2006) or only geodetic data (Stamps *et al.* 2008), geodetic models require two smaller plates in addition to the large Nubia and Somalia plates, to account for the observed velocity field: the Victoria Plate, also called Ukerewe Nyanza (Hartnady 2002), which encompasses the Tanzanian craton and further south the Rovuma Plate. This latter plate is supposed to be bounded by the Malawi Rift at the West and by the Davie Ridge on its eastern side but the geometry of their northern and southern borders remains partly unknown. However, the geodetic models for East Africa suffer from both the lack of a homogeneous network with a dense distribution of the GPS stations and the short time span of the time-series of the most of the geodetic data.

© The Authors 2013. Published by Oxford University Press on behalf of The Royal Astronomical Society.

GJI Gravity, geodesy and tides

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

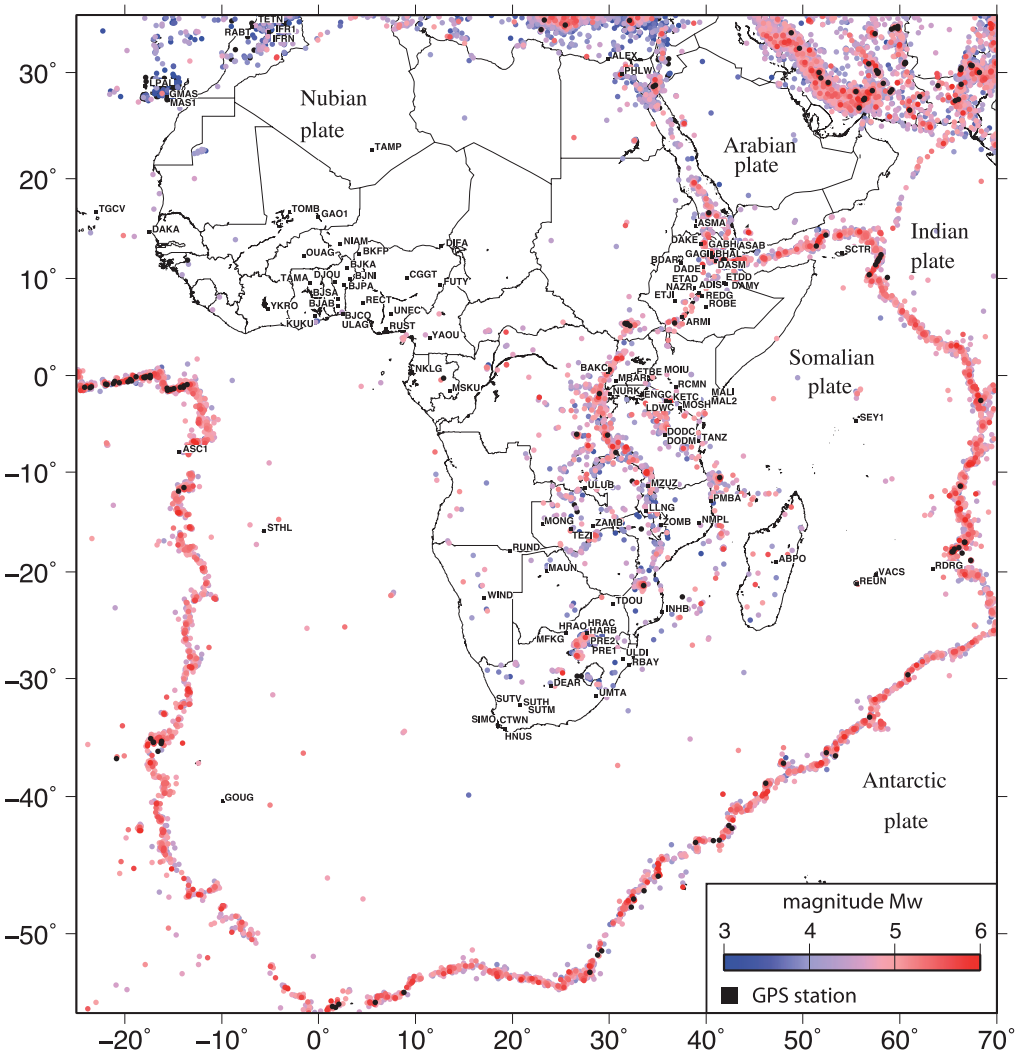


Figure 1. Map of the seismicity and the continuous GPS stations used in this study. The colour scale depicts the magnitude of the seismicity. Most of the seismicity in Africa is located along the EARS. Events with a magnitude greater than 6 (black dots) are scarce.

In this study, after re-evaluating this four-plate model in light of longer time-series and more GPS stations since the last decade, we focus on the seismic/aseismic behaviour of the first-order segments of the EARS by comparing seismic and geodetic moment rates. We then analyse the variations of the ratio of seismic and geodetic extension rates taking into account the knowledge of the evolution of the continental breakup stages along the whole EARS, in particular the thermal state of the lithosphere (Bilham *et al.* 1999; Keir *et al.* 2006; Yang & Chen 2010) and therefore the influence of variable asthenospheric processes along the branches of the EARS (George *et al.* 1998; Ebinger & Casey 2001; Nyblade 2011).

2 DATA AND PROCESSING

Over the last decade a large number of new continuous GPS stations have been installed in Africa, significantly increasing the available data set. Combined with an increase of the time span of the former GPS observations, we aim to obtain a geodetic velocity field of Africa and improve the solution compared to previous studies (Calais *et al.* 2006; Stamps *et al.* 2008). To do so, we collect all possible data from the African continuous GPS stations from 1999 to 2011.

We include ∼90 continuous GPS stations in the processing (Fig. 1). We select 11 reliable sites around the world for the stabilization of the network with respect to the ITRF2008 (GLSV GRAZ IISC JOZE KIT3 MAS1 ONSA POL2 RABT VILL ZIMM). We process our data set using the GAMIT/GLOBK software version 10.4 (King & Bock 2010), leading to daily position time-series and absolute velocity with respect to ITRF2008 for each station (Table 1). In order to estimate accurate data uncertainties, we model the noise of the time-series by the sum of white noise and flicker noise, as done by previous studies (Zhang *et al.* 1997; Mao *et al.* 1999). The CATS software (William 2003, 2008) is used to compute the amplitude of the components of both noises. As expected,

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

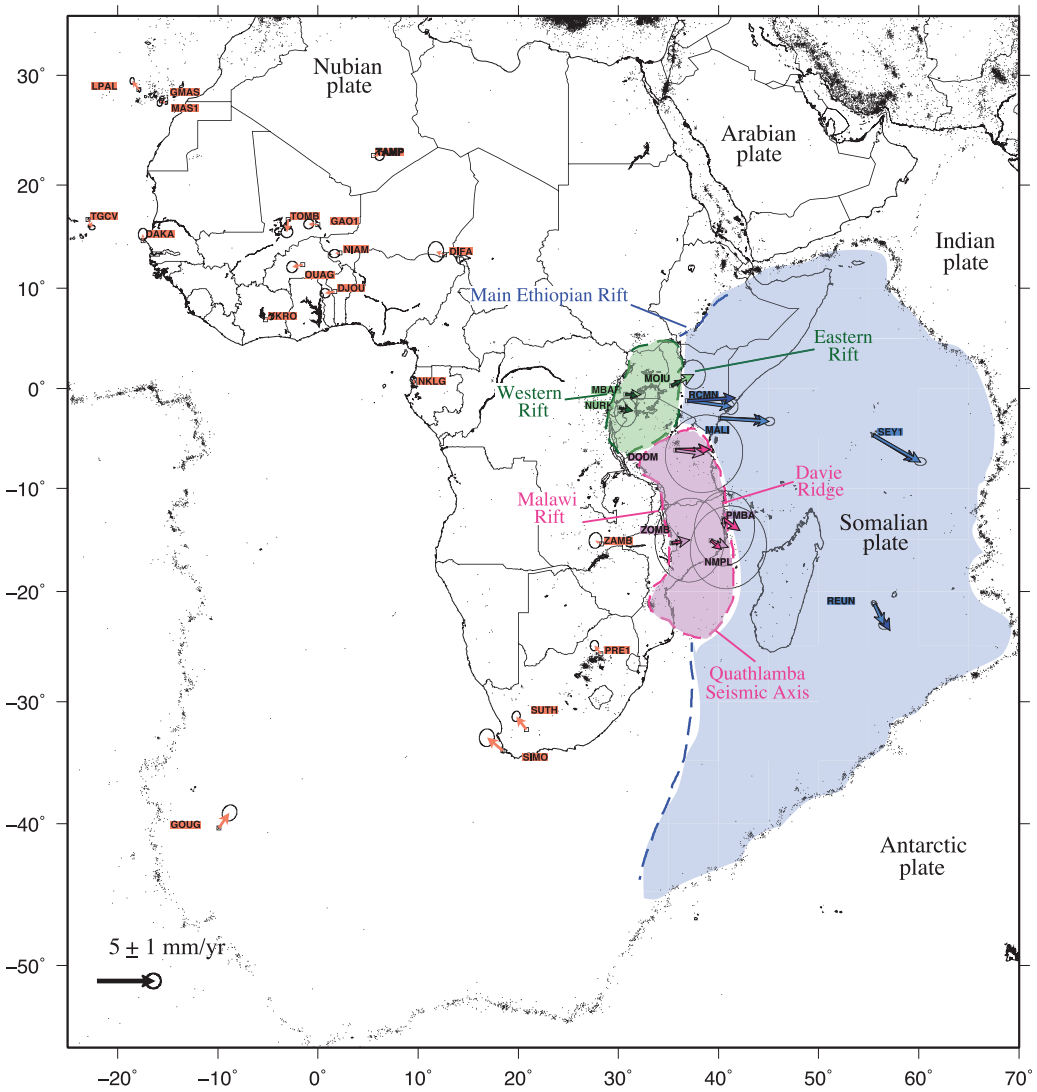


Figure 2. Velocities w.r.t. Nubia. On the Nubian Plate, only the sites used for the pole determination are drawn. On the other plates, 2 arrows are drawn for each site. The light colour arrow shows the observed velocity w.r.t. Nubia. The dark colour arrows shows the theoretical movement of the site w.r.t. Nubia deduced from the Euler poles determined by the inversion of the geodetic velocity field for each plate.

the velocity error decreases when the time span of the observations increases. For the oldest stations, corresponding to 12 yr of data acquisition, the errors on both the north and east components are ∼0.3 mm yr^{-1}.

3 EULER POLES DETERMINATION

By inverting the geodetic velocity field previously calculated, we estimate the Euler pole coordinates and the angular velocity of each plate independently with respect to the ITFR2008 (Figs 2 and 3). We split our data set into four subsets of continuous GPS stations following the four-plate model of Calais *et al.* (2006) and Stamps *et al.* (2008): ∼60 sites on the Nubia Plate, nine on the Somalia Plate, eight on the Victoria Plate, seven on the Rovuma Plate. In addition of being uneven, the data subsets present large differences, since most of the sites on the two small plates are located along their boundaries. Therefore, due to a significant dissimilarity of the available data set between the Nubia Plate and the other plates, we follow a specific approach for the determination of the pole for the Nubia Plate.

3.1 Nubia

To avoid any miscalculation of the rotation vector, which characterizes the motion in a rigid plate model on a sphere, a careful selection of the sites included in the inversion is needed. We start using a subset of spatially well-distributed sites according to the three following conditions:

(1) The horizontal component velocity uncertainties are smaller than 0.7 mm yr^{-1}.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ Planets on August 26, 2013

Table 1. GPS site velocities with respect to ITRF-2008 and in the Nubia fixed reference frame.

Site	Lon	Lat	V_e ITRF08	V_n ITRF08	V_e fixed Nubia	V_n fixed Nubia	σ_e	σ_n	Corr.
DIFA	12.60631	13.31236	19.26	17.18	−0.75	0.27	1.04	1.37	−0.015
DJOU	1.66164	9.69206	18.81	16.58	−0.86	−0.16	0.67	0.62	0.027
GAO1	359.99399	16.25212	17.91	16.71	−0.83	0.05	0.66	0.65	0.053
GMAS	344.36573	27.76478	14.45	15.03	−0.16	−0.21	0.35	0.44	0.082
GOUG	350.11929	−40.34883	20.22	17.27	0.94	1.37	0.99	1.08	0.144
LPAL	342.10617	28.76387	13.44	15.69	−0.61	0.75	0.28	0.44	0.047
MAS1	344.36673	27.76374	15.04	15.02	0.42	−0.22	0.17	0.22	0.280
NIAM	2.18319	13.47926	18.80	16.71	−0.48	−0.05	0.69	0.54	0.045
NKLG	9.67213	0.35391	20.24	17.39	−0.14	0.47	0.41	0.43	0.050
OUAG	358.48750	12.35639	18.22	16.36	−0.96	−0.21	0.73	0.76	0.050
PRE1	28.22404	−25.74634	15.51	16.81	−0.57	0.72	0.55	0.69	0.052
SIMO	18.43957	−34.18794	14.06	17.93	−1.42	1.19	1.00	1.19	0.039
SUTH	20.81046	−32.38021	14.61	17.80	−0.92	1.17	0.55	0.69	0.139
TAMP	5.52965	22.79265	18.83	16.85	0.56	−0.02	0.61	0.65	0.040
TGCV	337.01724	16.75477	17.23	13.44	0.37	−0.74	0.40	0.31	0.070
TOMB	357.00255	16.73065	18.32	15.35	−0.10	−1.13	0.78	0.74	0.039
YKRO	354.75991	6.87056	20.22	16.60	0.52	0.28	0.34	0.39	0.083
ZAMB	28.31101	−15.42554	17.70	16.37	−0.54	0.29	0.85	1.06	0.075
MALI	40.19440	−2.99591	24.32	14.35	4.40	−0.29	0.70	0.55	0.069
RCMN	36.89348	−1.22083	24.13	14.58	3.91	−0.53	0.95	1.08	0.011
REUN	55.57172	−21.20823	15.48	10.02	0.84	−1.85	0.68	0.60	−0.042
SEY1	55.47941	−4.67372	23.55	9.49	4.21	−2.40	0.77	0.52	−0.022
MBAR	30.73788	−0.60147	21.69	15.80	1.37	−0.037	0.59	0.67	0.011
MOIU	35.29001	0.28832	22.37	16.30	1.95	0.99	1.64	1.96	−0.011
NURK	30.08968	−1.94455	20.75	15.50	0.57	−0.40	1.48	1.94	0.036
DODM	35.74817	−6.18646	22.00	14.92	2.52	−0.33	5.22	5.22	0.055
NMPL	39.25794	−15.12283	19.08	14.18	1.55	−0.60	5.14	5.56	0.056
PMBA	40.48383	−12.96446	18.04	13.70	0.09	−0.90	4.05	5.05	0.049
ZOMB	35.32513	−15.37584	19.36	15.59	1.61	0.28	4.65	5.64	0.024

(2) The time span of observations is longer than 8 yr.

(3) The site must be far from any kind of known local deformation.

Therefore, sites close to or within the seismically active areas and/or plate boundaries are excluded. This is the case in Northern Africa (Moroccan sites TETN, IFR1, IFRN and RABT), in East Africa close to the Ethiopian rift (DAKE, BDAR, BHAL, DAMY, ROBE, ARMI, NAZR, ETJI, ADIS and ETAD) and along the Red Sea side (SHEB and ASMA).

By estimating the Nubian Euler pole with five reliable sites, (NKLG, GMAS, NIAM, MAS1, PRE1, choice of these sites based on the time-series), we obtain a weighted rms (WRMS) on the residual horizontal velocities of 0.3 mm yr^{-1}. Then we consider every possible six-site subset independently, including the previous sites and one additional station. We estimate the consistency of additional data with the rigid rotation previously defined by using the *F*-ratio statistic (Nocquet *et al.* 2002, 2006). The final data set used as input in the inversion consists of 19 stations indicated on the map of the Fig. 2. We obtain a solution for the Nubia-ITRF2008 angular velocity (Table 2) with a WRMS on the horizontal velocities of 0.5 mm yr^{-1} and a reduced χ^2 of 1.42. The residual horizontal velocities are lower than 1.8 mm yr^{-1} for the 19 sites.

It is important to note that the horizontal velocities at 13 sites considered unreliable due to their short time-span observations (less than 3 yr—BJKA, UNEC, MAUA, BJPA, CTWN, ULUB, SUTV, BJCO, MZUZ, PHLW, SUTM, PRE2 and TAMA) are nevertheless consistent with the estimated pole, since their residual velocities with respect to the stable Nubian Plate model are lower than 1.7 mm yr^{-1}.

3.2 Somalia

Due to the small number of sites on the Somalia Plate (9), we evaluate the pole using all the sites assumed to belong to the plate. In order to check the consistency of each site with the data set, we look at the effect of removing this site on the WRMS value after inversion. Using this approach, we select only four stations (REUN, RCMN, SEY1 and MALI) to constrain the pole with a WRMS of 0.4 mm yr^{-1}. Three stations (MAL2, SCTR and VACS) are not included in the inversion but are consistent with the calculated pole, since their residual velocity in the Somalia reference frame is lower than 1.5 mm yr^{-1}. On the contrary, the site on Madagascar Island (ABPO) and the site along the Indian ridge (RDRG) present an unexpected residual velocity of 1.8 and 1.7 mm yr^{-1}, respectively.

3.3 Victoria

After following the same approach for the Victoria Plate, we finally determine its angular velocity using GPS velocity at only three sites (MOIU, MBAR and NURK), which is lower than the total amount of stations located within the plate (8). The resulting WRMS is 0.3 mm yr^{-1} and the maximum residual velocity is 0.9 mm yr^{-1}.

3.4 Rovuma

The WRMS resulting from the inversion of data from four sites assumed to belong to the Rovuma Plate (ZOMB, DODM, NMPL and PMBA) is 0.7 mm yr^{-1}. The residual velocities are lower than 0.7 mm yr^{-1}, excepted for PMBA where the residual velocity is 1.4 mm yr^{-1}.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

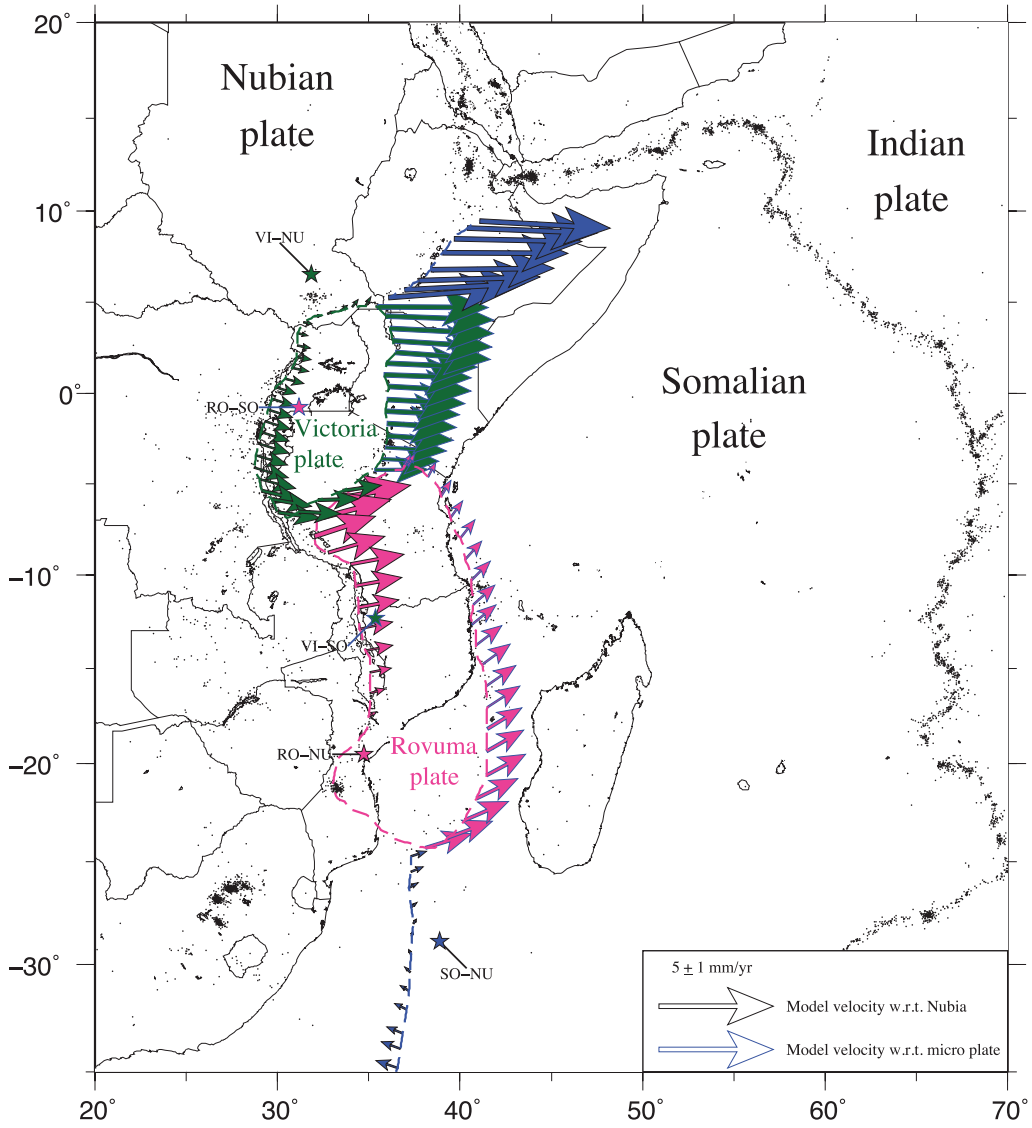


Figure 3. Relative velocities along the EARS. According to Calais *et al.* (2006), we use a four-plate model and define the plate borders by following the seismicity. The velocities are deduced from the Euler poles determined by an inversion of the geodetic velocity field for each plate.

Table 2. Euler pole coordinates with respect to the ITRF-2008. Between brackets: Nubia pole coordinates obtained by Altamimi *et al.* (2012).

Plate	Lat	Lon	Ang	σ_{lat}	σ_{lon}	σ_{ang}
Nubia	50.30465	−79.88782	0.23844	0.0041	0.0165	0.0015
	(49.4493)	(−81.0435)	(.2671)	(0.2448)	(0.7058)	(0.0012)
Somalia	−48.50120	81.31849	−0.29851	0.0288	0.0428	0.0106
Victoria	53.79063	−62.49425	0.24154	0.0432	1.4459	0.0109
Rovuma	−44.27138	72.48177	−0.32118			

Despite the high uncertainties, the trend of the velocities changes along the EARS on either sides of the E–W-trending Kenya–Tanzania border located at latitude ∼5°S. Further north, the most probable E–W velocity component calculated at each site (MOIU, MBAR and NURK) is slightly positive or almost null, whereas the same velocity component of the southernmost sites (DODM, ZOMB, PMBA and NMPL) is negative or almost null. This observation confirms the need for an E–W Plate boundary south of the Tanzanian craton (Calais *et al.* 2006). In our model, this border follows the Usangu rift (Le Gall *et al.* 2004).

Our four-plate model is roughly similar to the previous models proposed by Calais *et al.* (2006) and Stamps *et al.* (2008). Such a

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Bibliothèque Planets on August 26, 2013

similarity, with a database enhanced by a great number of sites and an accurate uncertainty estimate of the velocities, leads us to be confident about the geodetic model and to enlarge the scope of our work. In the following, we adopt an approach combining geodetic and seismic data. This kind of comparison reveals that geodetic measurements give a fundamental contribution to characterize the main features of the strain field.

4 GEODETIC AND SEISMIC MOMENT RATES

The comparison of the seismic and geodetic deformation is important for understanding both the tectonic deformation and earthquake hazard assessment (Papazachos & Kiratzi 1992; Ward 1998; Shen-Tu *et al.* 1998; Kreemer *et al.* 2000; Jenny *et al.* 2004; Masson *et al.* 2005; Pancha *et al.* 2006; D'Agostino *et al.* 2009). However, such comparison suffers from its dependency on the existing seismic catalogue, and great caution must be taken on the estimate of the seismic moment rates. There is a great likelihood that the amplitude of the seismic deformation rate in a given region based on instrumental seismicity would either be significantly lower or larger than the long-term one, due to the short duration (a few decades) of the seismic catalogue (Kreemer *et al.* 2002; Masson *et al.* 2005). Nevertheless, in this study we show that the systematic greatly lower seismic moment rates compared to the geodetic ones along some of the ∼1000-km-long segments of the EARS cannot be reasonably only assigned to the incompleteness of the short duration catalogue, following the approach developed in Mazzotti *et al.* (2011) and detailed in the following Section 4.2.

In order to study the geodetic strain and its seismic accommodation in East Africa, we look closer at the five main branches of the EARS. The first branch encompasses the Main Ethiopian Rift corresponding to the northern Nubia–Somalia boundary and the four following segments are the EARS Western Branch, the Malawi Rift, the EARS Eastern Branch and the Davie Ridge, which figure the Nubia–Victoria, the Nubia–Rovuma, the Victoria–Somalia and the Rovuma–Somalia boundaries, respectively.

4.1 Geodetic moment rate

We compute the spatial evolution of the geodetic strain along the segments of the main branches, by calculating the velocities along the plate boundaries using the rotation poles of the Somalia, Victoria and Rovuma plates deduced from the previously calculated geodetic model (Fig. 3).

To do so, we use a sliding rectangular window with a 100-km-wide step (Fig. 5). Two sides of the window with length (l) are parallel to the velocity vector calculated at the centre of the box, the two other sides are 300-km long (L). Assuming that both magnitude and direction of the velocity are constant over time within the window, the geodetic strain rate ($\dot{\epsilon}$) is defined by the ratio between the velocity and the box width (l).

$$\dot{\epsilon} = \frac{v}{l}. \tag{1}$$

Then, we estimate the geodetic moment rate using the definition of the strain tensor rate given by Kostrov (1974).

$$2\mu A H_S \dot{\epsilon} = \dot{M}_{\text{geodetic}} \tag{2}$$

using μ the shear modulus taken to 3×10^{10} N m^{-2}, $A = l \times L$ the box surface area and H_S the seismogenic thickness. In order to take into account the effect of the presence of the Afar hotspot on the elastic thickness of the lithosphere, we choose $H_S = 25$ km along the Main Ethiopian Rift and $H_S = 30$ km from southern Ethiopia to the southernmost part of the rift (Ebinger *et al.* 1989). Note that the geodetic moment rate is independent of the box width.

4.2 Seismic moment rate

We estimate the seismic moment rate by using the scalar moment of the seismic events recorded within the zone. The scalar approach has been chosen because of the weakness of the CMT catalogues for the EARS due to both the low magnitude of most of the earthquakes occurring in this region (Bendick *et al.* 2006) and the sparse seismic network. First, we combine the NEIC and ISC earthquake catalogues. In order to unify these catalogues, we consider that the m_b magnitude given by the ISC and NEIC agencies are the same, according to many previous studies (e.g., Rezapour 2005; Scordilis 2006). Then we determine a linear relation (Eq. 3) between body wave magnitudes (m_b) and moment magnitudes (M_w), using a set of earthquakes, for which both M_w and m_b magnitudes are determined.

$$M_w = 0.8363 m_b + 1.013. \tag{3}$$

We note that this relation is consistent with the results of Scordilis (2006), who established in particular an empirical relation to convert m_b into M_w using a very large sample of data over the world.

The range of magnitude of the earthquakes used in this study is relatively narrow. We only consider the events with a magnitude M_w higher than or equal to $m_0 = 4.7$, considered as the completeness magnitude by plotting the log cumulative number of earthquake against magnitude. The highest magnitude recorded along the EARS is 7.0, corresponding to the earthquake in Mozambique on 2006 February 22.

Within each box defined along the EARS, we estimate the seismic moment rate using the following relation (eq. 4, Hyndman & Weichert 1983), which is obtained by integrating the Gutenberg–Richter log-linear distribution up to a maximum magnitude M_X.

$$\dot{M}_{\text{seismic}} = \varphi \frac{b}{(c-b)} 10^{[(c-b)M_x + a + d]}, \tag{4}$$

where φ is a correction factor due to the asymmetric relation between magnitude and moment, Hyndman & Weichert (1983) advised for $\varphi = 1.27$, reflecting a standard error of 0.2 on magnitudes. c and d are the parameters used for the conversion from magnitude m into seismic moment M_0 [$\log_{10}(M_0) = cm + d$]. In our case, taking advantage of the previous determination of the magnitude M_w for all earthquakes, we use the relation defined by Kanamori (1977), which yield $(c, d) = (1.5, 9.1)$. M_X is the assumed maximum magnitude. We use one maximum magnitude value for every box along the same segment, which is taken equal to the highest magnitude recorded in the catalogue along the segment. This led us to use the following values: $M_X = 5.7$ along the Main Ethiopian Rift, $M_X = 5.9$ along the Eastern Branch of the Tanzanian Craton, $M_X = 6.8$ along the Western Branch of the Tanzanian Craton, $M_X = 6.5$ along the Malawi Rift, $M_X = 6.4$ along the Davie Ridge. a and b are the intercept and the slope of the Gutenberg–Richter recurrence relation respectively (eq. 5).

$$\log N = a - bM. \tag{5}$$

We use the maximum likelihood method, first defined by Weichert (1980), to calculate these parameters: the maximum likelihood estimate of the seismicity level, a, is the total number of

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

Table 3. Moment rates along the MER and earthquake catalogue statistics. $\dot{M}_{\text{geodetic}}$: moment rate based on the GPS data, calculated using the Kostrov relation. b: best-fitting slope of the Gutenberg–Richter recurrence relation (eq. 5). N: number of earthquakes used for the magnitude–frequency fit. $\dot{M}_{\text{seismic}}$: moment rate based on the earthquake catalogue, calculated using a statistical method with different maximum magnitude (M_{X}) and a summation method. Min and Max values presented for $\dot{M}_{\text{seismic}}$ correspond to the bounds of the 67 per cent confidence interval.

	$\dot{M}_{\text{geodetic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1})	b (+/−)	N	$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_{\text{X}} = 5.7$			$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_{\text{X}} = 6.7$	$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) 'summation'
				Median	Min	Max		
Box1	25.77	1.30 (0.19)	22	1.00	0.17	9.57	1.58	0.41
Box2	25.19	1.40 (0.24)	15	1.22	<0.06	12.07	1.53	0.50
Box3	24.76	0.93 (0.10)	12	0.25	0.04	0.85	0.94	0.18
Box4	24.22	0.92 (0.15)	16	0.33	0.04	1.77	1.27	0.30
Box5	23.86	0.91 (0.12)	18	0.44	0.07	1.77	1.73	0.20
Box6	23.59	1.01 (0.14)	16	0.53	0.07	2.59	1.63	0.21
Box7	23.35	1.03 (0.17)	16	0.48	0.04	3.02	1.40	0.27
Box8	25.46	1.21 (0.22)	16	0.69	0.04	7.61	1.33	0.30

Table 4. Reconciliation between seismic and geodetic moment rates, along the MER. $\dot{M}_{\text{geodetic}}/\dot{M}_{\text{seismic}}$: ratio between geodetic and seismic moment rates. $\dot{M}_{\text{geodetic}} - \dot{M}_{\text{seismic}}$: difference between geodetic and seismic moment rates. T7 (respectively T6) difference between geodetic and seismic moment rates expressed as equivalent return period of $M_{\text{W}} = 7$ (respectively $M_{\text{W}} = 6$) earthquakes (Mazzotti *et al.* 2011).

$\dot{M}_{\text{geodetic}}/\dot{M}_{\text{seismic}}$			$\dot{M}_{\text{geodetic}} - \dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1})			T7			T6		
Mean	Min	Max	Mean	Min	Max	Mean	Min	Max	Mean	Min	Max
26	3	155	24.77	16.19	25.60	16	15	25	0.5	0.5	0.8
21	2	>390	23.97	13.12	25.19	17	16	30	0.5	0.5	1
99	29	576	24.51	23.90	24.71	16	17	16	0.5	0.5	0.5
74	14	689	24.42	23.00	24.72	16	16	17	0.5	0.5	0.5
55	14	358	23.78	22.45	24.15	17	16	18	0.5	0.5	0.6
45	9	368	23.33	21.27	23.80	17	17	19	0.5	0.5	0.6
50	8	544	23.12	20.57	23.55	17	17	19	0.5	0.5	0.6
37	3	725	24.78	17.85	25.43	16	16	22	0.5	0.5	0.7

Table 5. Moment rates along the Eastern branch of the Tanzanian Craton and earthquake catalogue statistics (same fields as Table 3).

	$\dot{M}_{\text{geodetic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1})	b (+/−)	N	$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_{\text{X}} = 5.9$			$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_{\text{X}} = 6.9$	$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) 'summation'
				Median	Min	Max		
Box1	16.53	1.27 (0.14)	39	1.82	0.28	7.63	3.09	0.72
Box2	15.49	1.14 (0.11)	47	1.78	0.35	6.12	4.05	1.15
Box3	14.49	1.19 (0.10)	65	2.57	0.60	7.69	5.28	1.49
Box4	13.51	1.17 (0.09)	73	2.84	0.74	7.76	6.07	1.58
Box5	12.60	1.25 (0.10)	66	2.86	0.68	8.31	5.15	1.19

earthquakes above the magnitude of completeness ($m_{0,}$ defined above) and an estimate of b is given by a formula equivalent to

$$b = \frac{\log 10}{(\bar{m} - m_0)}, \tag{6}$$

where $\bar{m}$ is the average magnitude of the sample.

5 DISCUSSION

5.1 GPS and earthquake catalogue moment rates comparison

In order to estimate the seismic moment rate over a period, one could simply normalize by the period duration the cumulative estimated moments for the recorded events (method that we call 'summation method' in the following). However the use of this method suffers from the possible lack of both large earthquakes, with high recurrence rate compare to the catalogue duration and the undetected, small magnitude events, which leads to large statistical errors (Hyndman & Weichert 1983). The statistical method adopted in this study is therefore more rigorous, since it takes into account the incompleteness of the catalogue using the magnitude distribution of the events through the estimate of the b value. We obtained seismic moment rate values, which differ from these obtained by using the 'summation method': the ratio between the two seismic moment rate estimates ranges from 0.06 to 1.5 (Tables 3–12).

Nevertheless the ratio between seismic and geodetic moment rates follows a similar evolution along the main branches of the EARS whatever the method used to estimate the seismic moment rate: a low seismic moment rate for the most northeastern branches (MER and Eastern Rift, see Sections 5.2 and 5.3) and a good agreement of the seismic and geodetic moment rates for the other segments mainly located in the southern part of the EARS (Western Rift, Malawi Rift and Davie Ridge, see Sections 5.4–5.6).

As described in the Section 4.2, the seismic moment rate calculation depends on the choice of the maximum magnitude (M_{X})

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

Table 6. Reconciliation between seismic and geodetic moment rates, along the Eastern branch of the Tanzanian Craton (same fields as Fig. 4).

$\dot{M}_{geodetic}/\dot{M}_{seismic}$			$\dot{M}_{geodetic} - \dot{M}_{seismic}$ (10^{17} Nm yr^{-1})			T7			T6		
Mean	Min	Max	Mean	Min	Max	Mean	Min	Max	Mean	Min	Max
9	3	60	14.71	8.90	16.25	27	24	45	0.9	0.8	1.4
9	2	44	13.71	9.37	15.14	29	26	42	0.9	0.8	1.3
6	2	24	11.92	6.80	13.89	33	29	59	1.1	0.9	1.9
5	2	18	10.67	5.75	12.77	37	31	69	1.2	1	2.2
4	2	19	9.74	4.29	11.92	41	33	93	1.3	1.1	2.9

Table 7. Seismic moment rates along the Western branch of the Tanzanian Craton and earthquake catalogue statistics (same fields as Tables 3 and 4).

	b (+/−)	N	$\dot{M}_{seismic}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_x = 6.8$			$\dot{M}_{seismic}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_x = 7.8$	$\dot{M}_{seismic}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) 'summation'
			Median	Min	Max		
Box1	1.23 (0.18)	30	2.32	0.20	19.62	4.32	0.73
Box2	1.23 (0.14)	53	4.10	0.59	21.59	7.60	1.93
Box3	1.42 (0.16)	48	5.73	<0.86	26.16	6.90	1.53
Box4	1.29 (0.12)	69	4.85	0.90	19.55	7.79	1.79
Box5	1.29 (0.12)	69	4.85	0.90	19.55	7.79	1.79
Box6	1.16 (0.09)	84	6.18	1.71	17.78	13.53	1.94
Box7	1.15 (0.08)	87	6.57	1.98	17.51	14.71	1.99
Box8	1.23 (0.08)	68	5.19	1.58	13.27	9.71	0.93
Box9	1.04 (0.11)	54	5.22	1.08	19.44	15.18	6.42
Box10	1.00 (0.10)	71	7.28	1.57	25.54	22.80	9.08
Box11	0.97 (0.08)	100	10.88	3.07	30.08	36.72	12.57

Table 8. Geodetic moment rate along the Western branch of the Tanzanian Craton and ratio between geodetic and seismic moment rates (same fields as Tables 3 and 4).

	$\dot{M}_{geodetic}$ (10^{17} Nm yr^{-1})	$\dot{M}_{geodetic}/\dot{M}_{seismic}$		
		Median	Min	Max
Box1	3.53	1.5	0.2	17
Box2	4.12	1	0.2	7
Box3	4.74	0.8	0.2	>5
Box4	5.44	1.1	0.3	6
Box5	6.23	1.3	0.3	7
Box6	6.95	1.1	0.4	4
Box7	7.61	1.2	0.4	4
Box8	8.26	1.6	0.6	5
Box9	8.93	1.7	0.5	8
Box10	9.49	1.3	0.4	6
Box11	10.16	0.9	0.3	3

value, that we take here equal to the maximum magnitude observed in the earthquake catalogue within each branches. This choice can be discussed and in order to enhance the weight of our conclusions we re-evaluate the seismic moment rate by using a magnitude maximum with an increment of 1 compared to the first calculation. The increase of the seismic moment rate induced by this change is not associated with major consequence on our seismic/geodetic comparison, since it allows reducing the gap between seismic and geodetic rates along the 2 southernmost segments. But the discrepancy between the two kinds of measurement stays very large along the MER. At the Southern end of the Eastern Rift, the discrepancy is less prominent but stays consistent with the observations of Calais *et al.* (2008) with more than the half of the deformation aseismically accommodated (Tables 3–12).

In order to justify our conclusion on the aseismic behaviour along the northeastern branches, we quantify the difference between the GPS and the seismic catalogue-based moment rates in terms of the return period of $M_w = 6$ earthquakes (Mazzotti *et al.* 2011). This magnitude is consistent with field observations, such as fault length and slip length on faults, along these branches (Asfaw 1998; Williams 2003), which are admittedly magmatic examples of segment related to continental breakup (Ebinger & Casey 2001). Moreover $M_w = 6$ is greatly higher than the catalogue magnitude completeness ($M_w = 4.7$).

Table 9. Seismic moment rates along the Malawi rift and earthquake catalogue statistics (same fields as Table 3).

	b (+/−)	N	$\dot{M}_{seismic}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_x = 6.5$			$\dot{M}_{seismic}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_x = 7.5$	$\dot{M}_{seismic}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) 'summation'
			Median	Min	Max		
Box1	0.94 (0.12)	40	3.15	0.52	14.29	11.51	3.64
Box2	1.09 (0.18)	22	1.48	0.12	13.27	3.83	0.50
Box3	1.13 (0.14)	43	2.80	0.39	14.91	6.58	0.88
Box4	1.17 (0.15)	43	2.76	0.34	16.25	5.94	0.78
Box5	1.11 (0.16)	31	2.04	0.21	14.21	4.94	0.65
Box6	0.90 (0.19)	16	1.32	0.09	13.83	5.23	1.90
Box7	0.84 (0.20)	13	1.17	0.07	13.89	5.35	1.78
Box8	1.45 (0.36)	6	1.00	<0.01	36.42	1.12	0.07

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

Table 10. Geodetic moment rate along the Malawi rift and ratio between geodetic and seismic moment rates (same fields as Fig. 3).

	$\dot{M}_{\text{geodetic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1})	$\dot{M}_{\text{geodetic}}/\dot{M}_{\text{seismic}}$		
		Median	Min	Max
Box1	15.41	5	1	30
Box2	13.93	9	1	120
Box3	12.95	5	0.9	34
Box4	11.50	4	0.7	34
Box5	10.05	5	0.7	48
Box6	8.28	6	0.6	94
Box7	6.56	6	0.5	96
Box8	4.85	5	0.1	>300

Table 12. Geodetic moment rate along the Davie Ridge and ratio between geodetic and seismic moment rates (same fields as Fig. 3).

	$\dot{M}_{\text{geodetic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1})	$\dot{M}_{\text{geodetic}}/\dot{M}_{\text{seismic}}$		
		Median	Min	Max
Box1	4.91	7	0.6	135
Box2	5.52	6	0.3	>220
Box3	6.02	2	0.4	>15
Box4	6.55	2	0.5	12
Box5	7.00	2	0.5	11
Box6	7.52	5	1.1	27
Box7	8.10	19	2.2	279
Box8	8.68	7	0.1	>500

From the north to the south along the EARS, we observe a general decrease of the geodetic moment rate, which roughly corresponds to an increase of the seismic moment rate. This is clearly observed (in blue, Fig. 4) along the eastern side of the EARS (i.e. from the Main Ethiopian Rift to the Davie Ridge through the Eastern branch of the Tanzanian Craton, Fig. 4), where the gap between seismic and geodetic moment rates at the North is largely reduced at the South. Along the western side (in red, Fig. 4), even if the agreement between seismic and geodetic data seems to be better on the northern part (western branch of the Tanzanian Craton) than on the southern one (Malawi Rift), the potential large earthquakes expected in the Lake Malawi vicinity (Jackson & Blenkinsop 1997) would greatly impact the shape of the seismic moment rate curve.

5.2 The Main Ethiopian Rift and the northern part of the Eastern Rift

Along the northernmost segment of the EARS, the Main Ethiopian Rift splits Africa into Nubia and Somalia with a velocity of about 5 mm yr^{-1} (Fig. 6). This opening rate is the highest value for the whole EARS, which is explained by both the high distance of the Nubia-Somalia rotation pole and the uniqueness of the spreading axis at this latitude of the EARS. Geological kinematic models (Joffe & Garfunkel 1987; Jestin *et al.* 1994) and previous GPS studies (Fernandes *et al.* 2004; Bendick *et al.* 2006; Calais *et al.* 2006; Kogan *et al.* 2012) on this EARS section testify to intense ongoing deformation. At the surface, the MER is characterized by large active volcanoes and neogene volcanism (Chorowicz 2005) and large scarps of normal faults. Further south, the EARS is divided into two branches on both sides of the 600-km-wide Tanzanian craton. The Eastern branch is thought to be the direct continuation of the MER (Ebinger *et al.* 2000). We estimate the seismic moment rate at the northern tip of this branch but the very low number of earthquakes prevents us to calculate it for the branch centre.

Along this segment (MER and Northern part of the Eastern Rift), the geodetic moment rate is 21–99 times larger than the moment rates derived from the seismic study (Tables 3 and 4). Even if our short duration seismic data set corresponds to a random sample of the long-term pattern of seismicity over the seismic cycle, it would be unrealistic to associate such a discrepancy only with a "missing" part of the earthquake catalogue. The mean 'missing' $M_{\text{w}} = 6$ return periods are very short (6 months) in all boxes but one compared to the 39-yr-long catalogue duration and stand for at least the equivalent of 234 'missing' events of a magnitude $M_{\text{w}} = 6$ in the catalogue for this northernmost zone (two events by year in each box and three boxes without spatial overlap).

Significant variations of the extensive style are observed in the along-axis direction of this branch showing an evolution of the second-order segmentation related to the transition between rifting of continental crust in the south to incipient oceanic floor spreading in Afar. Hayward & Ebinger (1996) studied the correlation between the morphological variations of the ∼60-km-long tectono-magmatic segments within this section and in Afar (symetrical/asymetrical graben, the size of the graben and both the existence and the spatial distribution of the volcanic edifices within the segment) with the decrease of the crust thickness and the effective elastic thickness from south to north. Even if no clear along-axis variation in our geodetic versus seismic comparison is observed, suggesting an evolution of the extension stage, we note that the significant discrepancy between the estimates of the seismic and geodetic moment rates over the MER is similar to what is observed in the Afar area (e.g. Doubre *et al.* 2007). This implies that the aseismic behaviour of the crust reflects the control of the magma intrusion process on ∼80 per cent of the total extension at short-term (e.g. Cattin *et al.* 2005; Grandin *et al.* 2009) or long-term (De Chabalier & Avouac 1994). This is in agreement with the field observations of Casey *et al.* (2006) in the MER, and the recurrent activity of the volcanic centres (Biggs *et al.* 2011; Keir *et al.* 2011).

Table 11. Seismic moment rates along the Davie Ridge and earthquake catalogue statistics (same fields as Fig. 3).

	b (+/−)	N	$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_{\text{x}} = 6.4$			$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) $M_{\text{x}} = 7.4$	$\dot{M}_{\text{seismic}}$ (10^{17} Nm yr^{-1}) 'summation'
			Median	Min	Max		
Box1	1.06 (0.21)	11	0.68	0.04	8.24	1.90	0.25
Box2	1.45 (0.29)	6	0.99	<0.03	16.71	1.10	0.06
Box3	1.40 (0.17)	32	3.16	<0.41	15.97	3.93	0.42
Box4	1.08 (0.12)	50	3.06	0.53	12.98	8.05	1.82
Box5	1.09 (0.12)	54	3.29	0.62	12.90	8.46	1.81
Box6	0.98 (0.12)	25	1.66	0.28	7.02	5.54	0.78
Box7	1.09 (0.18)	7	0.43	0.03	3.62	1.11	0.13
Box8	1.41 (0.37)	12	1.22	<0.02	59.37	1.51	0.19

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ by Planets on August 26, 2013

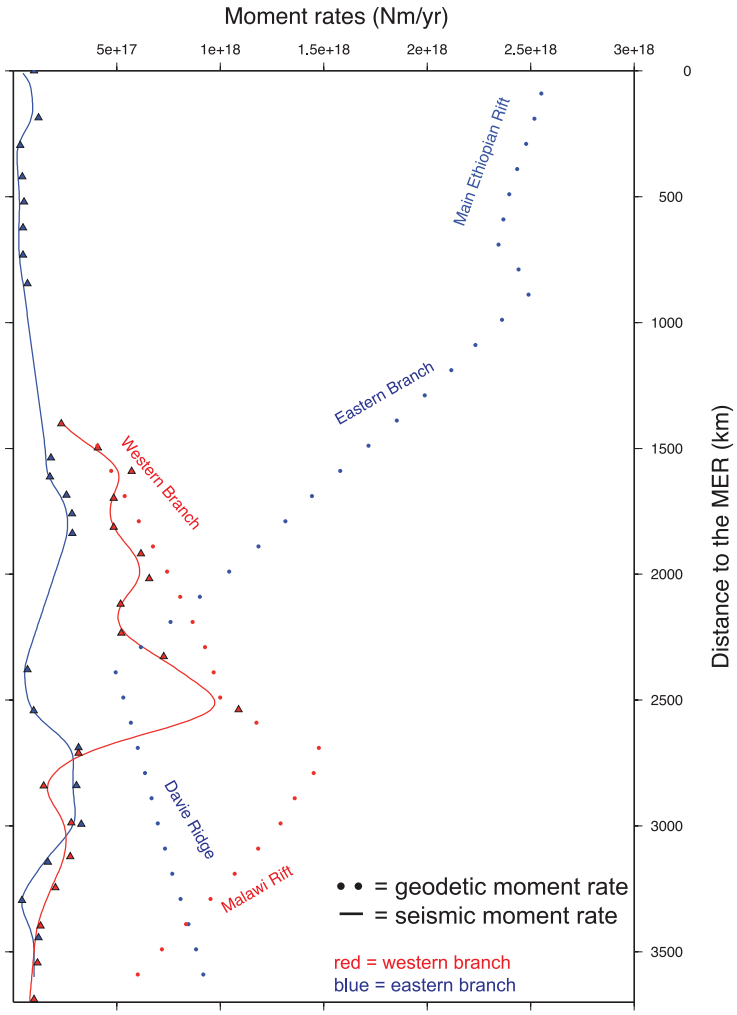


Figure 4. Seismic and geodetic moment rates along the EARS. The vertical axis corresponds to the distance along the EARS with the origin at the centre of the northernmost box. Lines = smoothed seismic moment rate (A low-pass filter is used to smooth the curve of the seismic moment rate). Triangles = seismic moment rate within each individual box. Dots = geodetic moment rate.

5.3 The southern part of the Eastern Rift (Natron rift)

We observe a decrease of the difference between seismic and geodetic moment rates in the southern tip of the Eastern branch (Fig. 7, Tables 5 and 6). However the rate of seismicity stays low, which is consistent with the associated dense distribution of volcanoes (Chorowicz 2005). Unlike MER described above, the extension accommodated by dyke intrusions was thought to be volumetrically insignificant (Ebinger *et al.* 2000). Moreover, based on structural observations and geochronology data, Ebinger *et al.* (1993) concluded that during the two main distinct volcanism episodes that occurred in this area (45–35 Ma and 18–11 Ma) the amount of extension was very low in comparison with the estimated volume of erupted material.

Nevertheless in our result, the aseismic deformation seems to be significant: the seismic moment rate reaches no more than one quarter of the geodetic moment rate at the southern end of this branch (at a latitude of about 5°S). The difference between the two estimates stands for at least ∼60 'missing' earthquakes of magnitude $M_w = 6$ in the catalogue for this relatively small area (at least 1.3 event yr^{-1} within each box and two boxes without spatial overlap), which appears clearly unrealistic. Some evidences of aseismic processes have been described in previous studies, which could explain our results. For example, a recent episode of rifting in the Natron Rift observed with geodetic methods (GPS and InSAR) and a nearby temporary seismic network revealed both the importance of aseismic slip on normal fault and the role of dyke intrusion in the upper crust (Calais *et al.* 2008; Biggs *et al.* 2009; Albaric *et al.* 2010). Moreover, tomographic studies showed a wide and deep low-velocity anomaly within the upper mantle, which is evidence for a thermal anomaly currently located under the eastern margin of the Tanzanian craton (Nyblade *et al.* 2000; Nyblade 2011). All authors (Ebinger & Sleep 1998; Georges *et al.* 1998) who proposed a geodynamical model for this area argue for a great influence of a mantle plume inducing this thermal anomaly and causing a higher magmatic rate along the eastern branch than along the western one.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

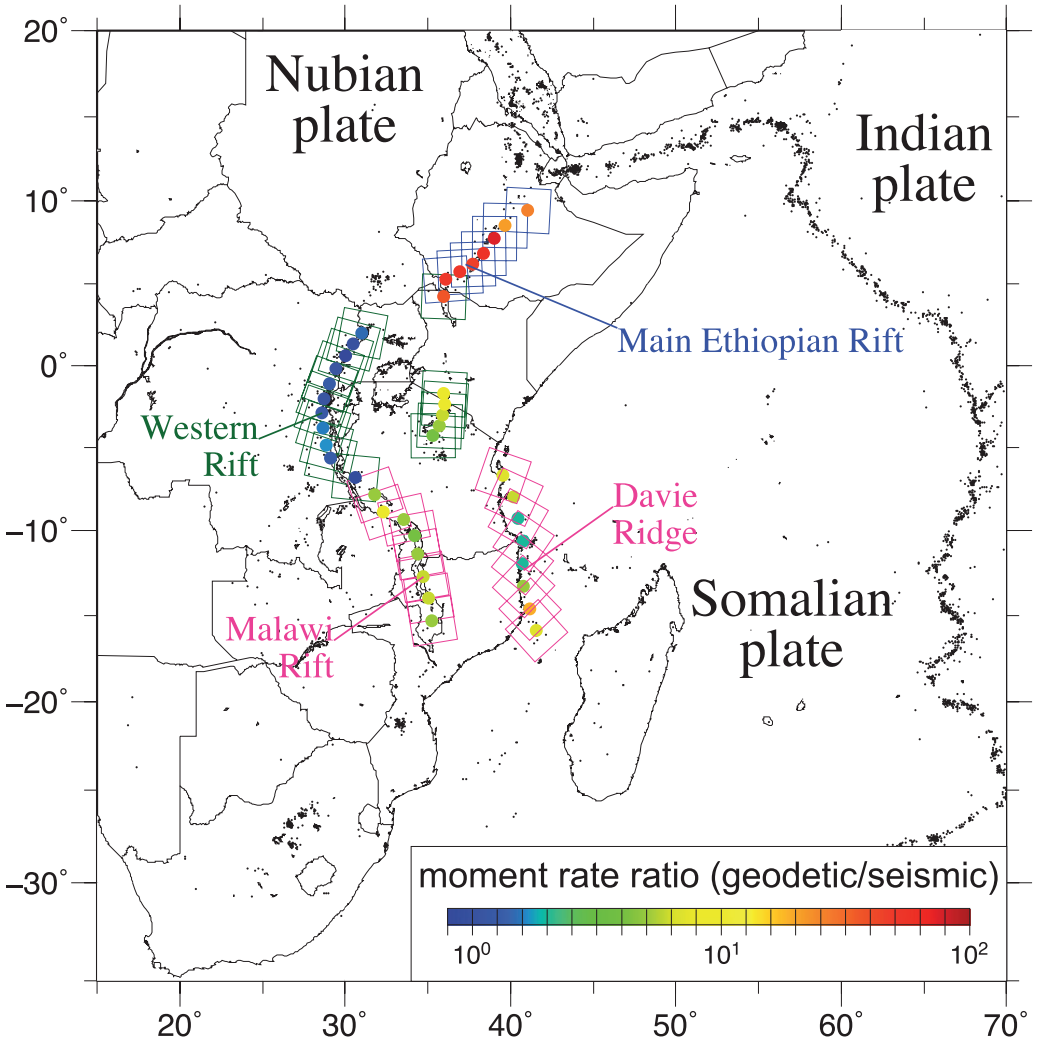


Figure 5. Ratio of the geodetic moment rate divided by the seismic moment rate, along the EARS.

5.4 The Western Rift

Along the Western branch, a significant accumulation of earthquakes with magnitude M_w between 4.5 and 5.5 together with six events with a magnitude M_w larger than 6 (M_w 6.4 in Democratic Republic of the Congo on 1992 September 11, M_w 6.2 in Uganda on 1994 February 5, M_w 6.5 on 2000 October 2, M_w 6.2 on 2002 October 24 and M_w 6.8 on 2005 December 5 in the Lake Tanganyika region) make this branch strongly seismic, particularly in comparison to the MER and the Eastern Rift (Fig. 7, Tables 7 and 8). Moreover, the location of the Nubia–Victoria pole only ∼250 km from the northern tip of the plate boundary is responsible for the very low values of opening rates at north with a regular increase to 1.8 mm yr^{-1} at its the southern tip. This leads to a similar southward increase of the moment rates, which remain on the same order of magnitude. However variations in the crustal strength had been shown in previous studies focusing on the Tanzanian Craton vicinity (Albaric *et al.* 2008), associated in particular with the recent reactivation (about 10 Ma, Kampunzu *et al.* 1998) of volcanic provinces (Virunga, Kivu provinces); the low rate of melt production together with the magma composition (Rogers *et al.* 1998) recorded in these provinces are characteristic of an early continental extension stage. The amount of the extension is also not large enough to promote a significant ductile stretching and a potentially aseismic deformation (Bastow & Keir 2011). This is also consistent with the remoteness of the mantle plume assumed to underlie the Eastern Rift (see previous paragraph) (Rogers *et al.* 1998).

5.5 The Malawi Rift

The Mbeya area connects the South Rukwa and North Malawi Rifts (Fig. 8, Tables 9 and 10). It is also the triple junction between the Nubia, Victoria and Rovuma plates. In term of tectonics, this zone is complex with some compression 'pulses' within a global environment of normal faulting (Delvaux & Barth 2010). The seismic moment rate computed using the scalar approach does not take into account this complexity. The Malawi Rift is thought to be a good

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ blio Planets on August 26, 2013

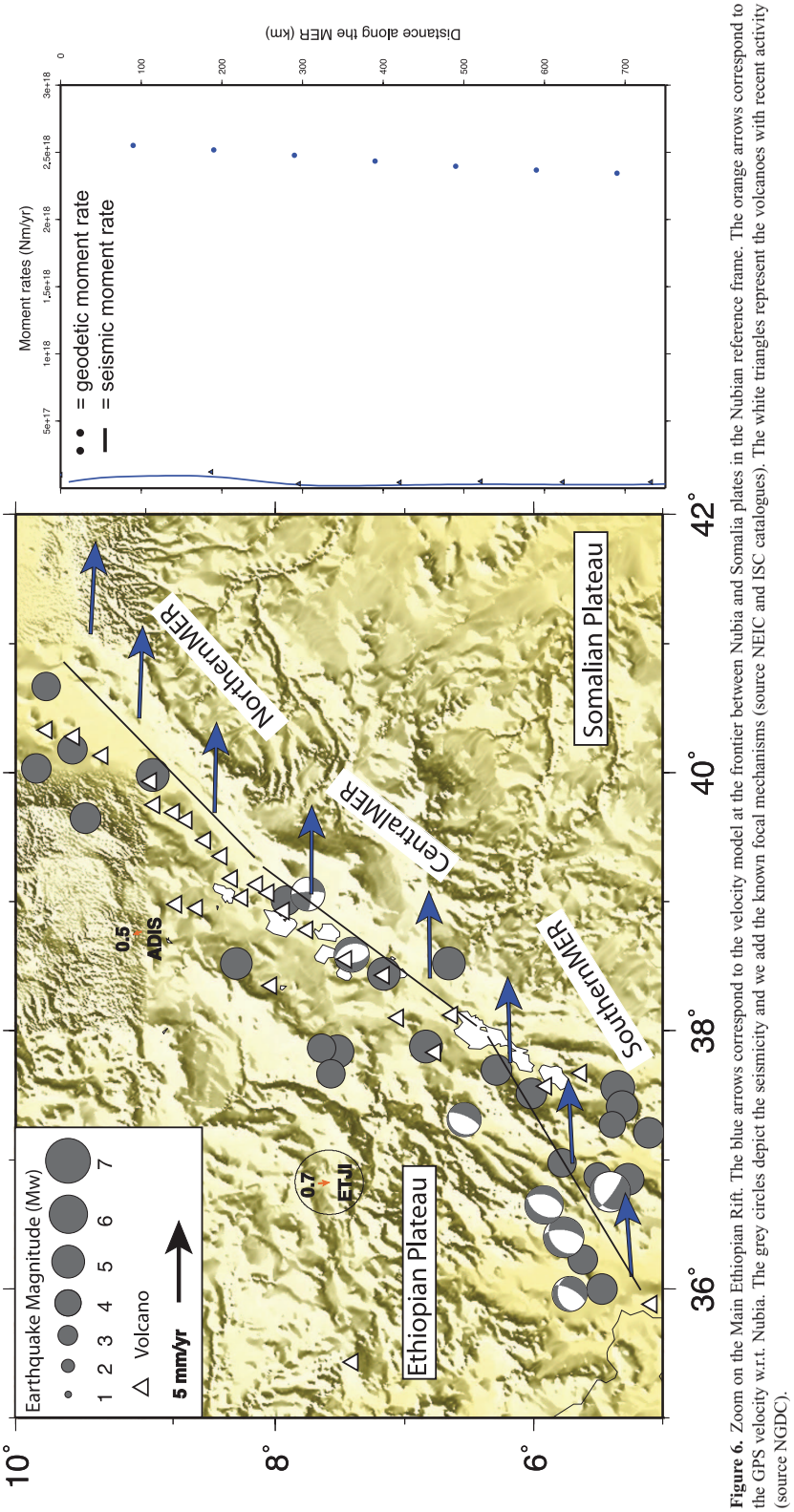


Figure 6. Zoom on the Main Ethiopian Rift. The blue arrows correspond to the velocity model at the frontier between Nubia and Somalia plates in the Nubian reference frame. The orange arrows correspond to the GPS velocity w.r.t. Nubia. The grey circles depict the seismicity and we add the known focal mechanisms (source NEIC and ISC catalogues). The white triangles represent the volcanoes with recent activity (source NGDC).

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

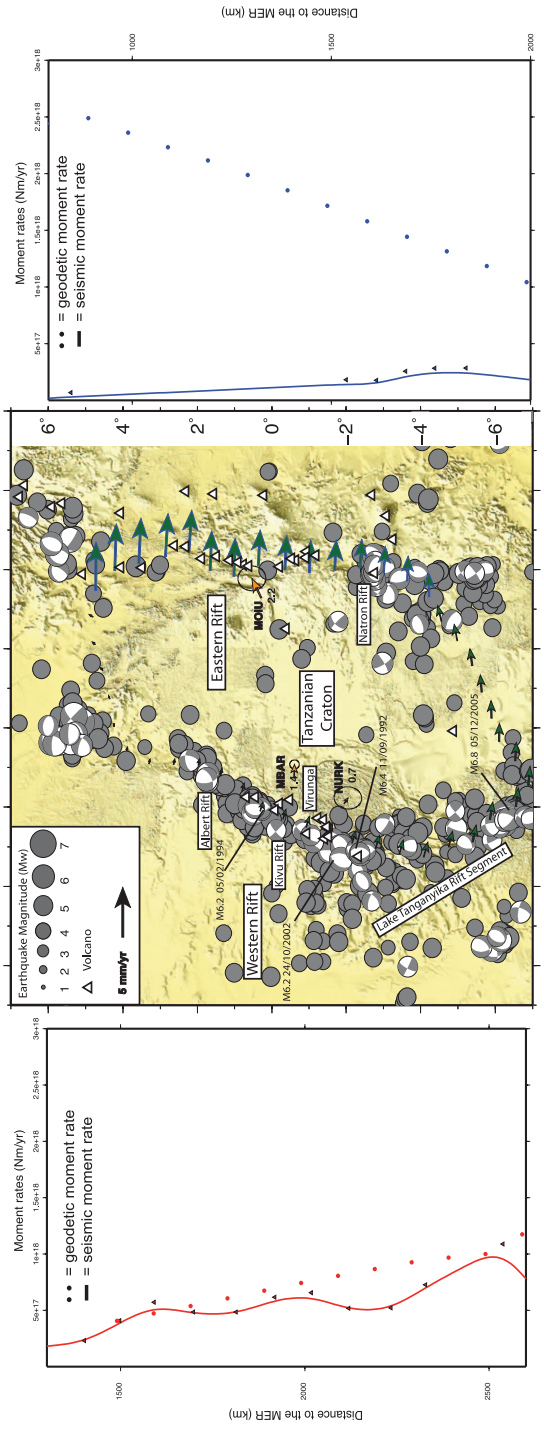


Figure 7. Zoom on the Victoria Plate. The green arrows correspond to the velocity model at the frontier between Nubia and Victoria (along the Western rift) w.r.t. Nubia and between Somalia and Victoria plates (along the Eastern rift) with a fixed Victoria reference frame. Orange arrows, grey circles, white triangles: same as Fig. 6.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ blio Planets on August 26, 2013

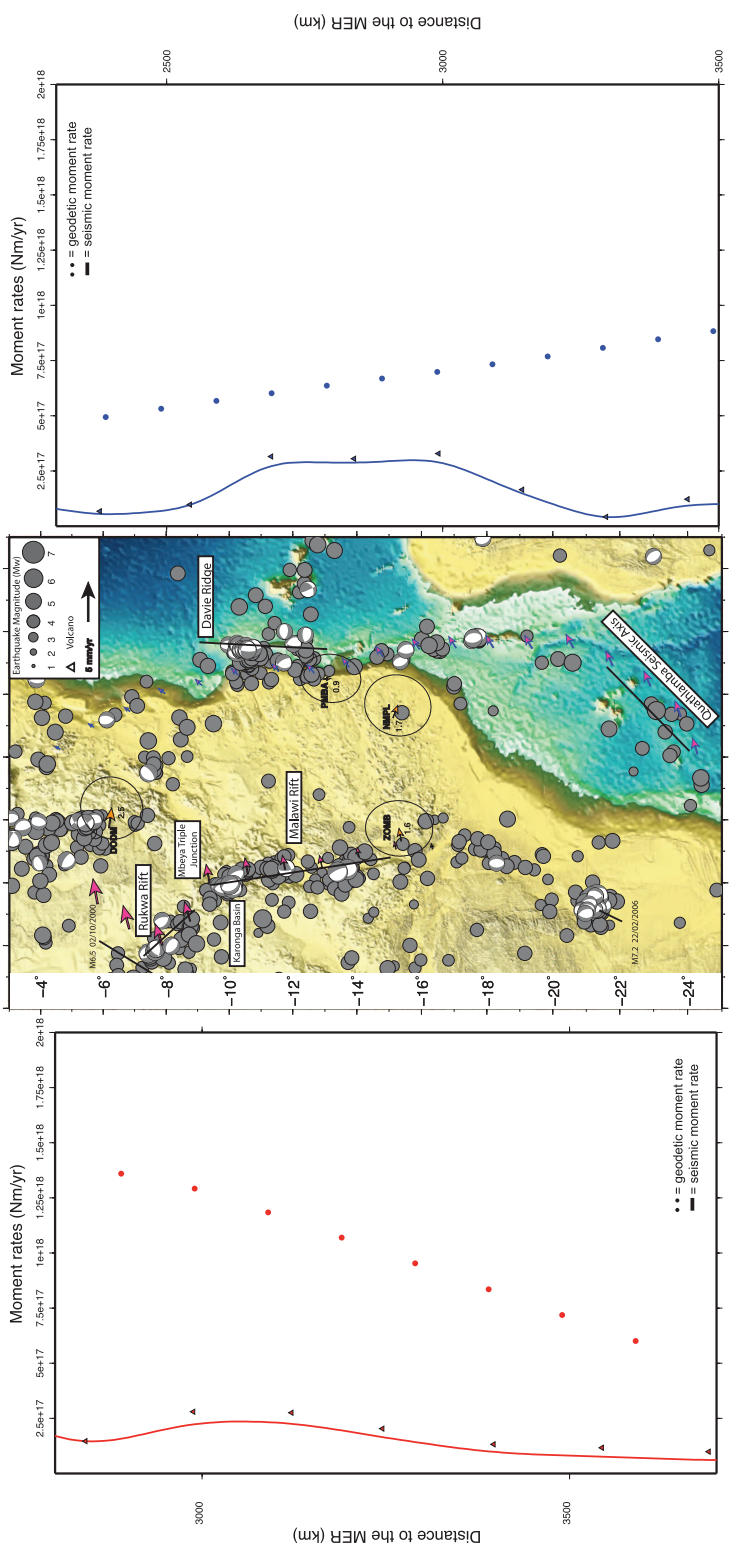


Figure 8. Zoom on the Rovuma Plate. The pink arrows correspond to the velocity model at the frontier between Nubia and Rovuma (along the Rukwa and Malawi rifts) w.r.t. Nubia; and between Somalia and Rovuma plates (along the Davie Ridge and the Quathlamba Seismic Axis) with fixed Rovuma. Orange arrows, grey circles, white triangles: same as Fig. 6.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

example of initial rift stage (Chorowicz 2005), without fluid involvement or aseismic slip (Biggs *et al.* 2010). Our results show a seismic moment rate four to nine times smaller than the geodetic moment rate, but some field observations denoted geological structures (see in particular the description of the Bilila-Mtakataka fault by Jackson & Blenkinsop 1997), which present the necessary conditions to trigger a normal faulting earthquake with magnitude as large as $M_w = 8$ and so a return period clearly larger than the catalogue used here. So it is reasonable to assume a 'missing' event of such a magnitude, which would greatly modify the shape of the seismic moment rate curve upward to reach values of the same range than the geodetic one.

5.6 The Davie Ridge

From the study of the focal mechanisms, Delvaux & Barth (2010) deduce that an E–W extension occurs along the Davie Ridge. This ridge is considered to be the southward continuation of the eastern branch of the EARS. This structure, which was originally a transform structure, is associated with a significant level of scattered seismicity (Grimison & Chen 1988). Moreover, this branch partly under water and less studied than the segments described above, might encompass an also significant number of likely missing events. This could reasonably explain the seismic moment rates more than two times lower than the geodetic one in five over eight boxes along the Davie Ridge.

We can notice a better agreement of the seismic moment rate with the geodetic one at the segment center, pattern similar to the one observed along the Malawi Rift (Fig. 8, Tables 11 and 12). This quasi-symmetrical evolution observed in the two moment rate relative values between the two sides of the Rovuma Plate, leads us to follow the assumption of a diffuse extension zone through Mozambique (Grimison & Chen 1988; Kusky *et al.* 2010).

6 CONCLUSION

Using the largest data set from permanent African GPS networks currently available, we bring out a large-scale model of the kinematics in Africa, particularly focusing on the EARS system. We accurately determined the Euler pole of the Nubia Plate with respect to ITRF-2008, which is consistent with the results from Altamimi *et al.* (2012). Similar to Calais *et al.* (2006) and Stamps *et al.* (2008), the velocity field in Eastern Africa requires the taking into account of two micro plates (Victoria and Rovuma) delimited by the active branches of the EARS. However, the Euler poles of the Somalia Plate and of the two micro plates (Victoria and Rovuma) remains insufficiently constrained due to either a lack of GPS sites in these area (largely under sea for the Somalia Plate and difficult to access) or to recent installations of GPS stations that impede reliable velocity values, particularly for the Rovuma Plate where most of the stations are younger than 2 yr. In spite of these restrictions, we designed a geodetic model which fits the data and which is consistent with both previous geodetic studies and tectonic observations. We observed in this study that, even if an improvement may be expected after a few years (increase of the time-series length, densification of the GPS network), we already obtain a model in a good adequacy with the data set collected here.

Using all the available data from the earthquake catalogues (NEIC, ISC) from the 1973 to 2012, we compare our geodetic results to the seismic activity along the whole EARS. The main limitation encountered here is related to the completeness of the seismic catalogues: the potential microseismicity not taken into account and above all the lack in the recorded seismicity of large events (too old or coming) due to the time length of the seismic cycle. Using a simple scalar approach, this study focuses on the spatial evolution of the rifting process along the EARS by looking at the seismic versus geodetic moment rates along the four main branches of the EARS.

By analysing the required 'missing' part of the catalogue to equal seismic and geodetic results, keeping in mind the tectonic environment of each area (and by inference the largest magnitude reasonably expected), our results allow us to differentiate the zones where aseismic deformation (associated with a weaker lithosphere, Bastow & Keir 2011) seems to significantly account for the middle-term extension from the more seismic ones.

The EARS offers all ranges of rift morphologies: from the Main Ethiopian Rift, where segments present the characteristics of the last stage before seafloor spreading with an extension mainly by dyke intrusions, to the nascent signs of continental extension in Mozambique, where large normal active faults play the main role in the extension. An accurate description of the relations between the tectonic characteristics, thermal structure and kinematics is beyond the scope of this study (for more details refer to the works of Ebinger *et al.* 2012).

However we clearly see a global increase of the accommodation of the deformation by seismic activity from north to south. This seems to reflect the evolution of the extension style. In the north, the influence of the Afar hotspot decreases the elastic thickness of the lithosphere, and local volcanism participates in the extension process of the lithosphere (dyking) with a relatively small release of seismic energy. In the south, the tectonic structures have typical features of the early rifting stages with earthquakes triggered by the deformation of the cold, brittle crust. These observations testify to the parallel evolution of the thermal state of the lithosphere and its surface expression (Ebinger *et al.* 1993; Bonini *et al.* 2005; Kurz *et al.* 2007; Yang & Chen 2008; Raucoules *et al.* 2010).

The large discrepancy between geodetic and seismic moment rates is largely related to the existence of volcanic activity as shown along the MER or the Eastern rift. Conversely a good agreement is found within the zones where the rift is not affected by volcanism and the lithospheric strength is high. Therefore the main parameter to influence the discrepancy between seismic and geodetic results appears to be the proportion of ductile deformation (and by inference the lithospheric thermal state). And even if the presence of magmatism and/or volcanism is commonly the signature of the extension processes for a mature rift, whose the weaker lithosphere is related to a high degree of tinning caused by a previous extension over a long time (Bastow & Keir 2011); other causes of lithospheric weakening can be found (mantle plume for example) triggering also a decrease of the amount of extension by faulting (and by inference a decreasing seismic rate).

This spatial evolution of the geodetic/seismic moment ratio for continental to more mature domain is also pointed out by Nobile *et al.* (2012) for short-term deformation involving dyke intrusion. Whereas the dyking events along the Manda-Harraro segment and Dallol area in Afar monitored by both InSAR and seismic network over the last decade (Wright *et al.* 2006; Ayele *et al.* 2007, 2009; Grandin *et al.* 2009, 2011; Wright *et al.* 2012) are characterized by very high geodetic/seismic ratio (higher than 25), the intrusions of Natron at the Southern end of the Eastern Rift (Calais *et al.* 2008), and the Harrat Lunayyir (Pallister *et al.* 2010) within the Arabian Plate show lower ones (lower than 10).

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Bibliothèque Planets on August 26, 2013

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank all the people involved in the installation and the maintenance of the GPS stations and make data available. This paper was supported by the French Agence Nationale pour la Recherche (DoRA project, ANR-09-JCJC-0051–01). We thank the Editor, Dr. Saskia Goes and the two anonymous reviewers for their thoughtful reviews and comments.

The maps in this paper were produced using the public domain Generic Mapping Tools (GMT) software (Wessel & Smith 1995).

REFERENCES

Albaric, J., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J. & LeGall, B., 2008. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: insights from the central and southern East African Rift System, *Tectonophysics,* **468,** 28–41.

Albaric, J. *et al.*, 2010. Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa, *J. Afric. Earth Sci.,* **58,** 799–811.

Altamimi, Z., Métivier, L. & Collilieux, X., 2012. ITRF2008 plate motion model, *J. geophys. Res.,* **117,** B07402, doi:10.1029/2011JB008930.

Asfaw, L.M., 1998. Environmental hazard from fissures in the Main Ethiopian Rift, *J. Afric. Earth Sci.,* **27**(3/4), 481–490.

Ayele, A. *et al.*, 2007. The volcano seismic crisis in Afar, Ethiopia, starting September 2005, *Earth planet. Sci. Lett.,* **255,** 177–187.

Ayele, A. *et al.*, 2009. The September 2005 mega-dike emplacement in the Manda-Harraro nascent oceanic rift (Afar depression), *Geophys. Res. Lett.,* **36,** L20306, doi:10.1029/2009GL039605.

Bastow, I.D. & Keir, D., 2011. Protracted development of a magmatic rifted margin in Afar, *Nat. Geosci.,* **4,** 248–250.

Bendick, R., McClusky, S., Bilham, R., Asfaw, L. & Klemperer, S., 2006. Distributed Nubia Somalia relative motion and dike intrusion in the Main Ethiopian Rift, *Geophys. J. Int.,* **165,** 303–310.

Biggs, J., Amelung, F., Gourmelen, N., Dixon, T.H. & Kim, S., 2009. InSAR observations of 2007 Tanzania rifting episode reveal mixed fault and dyke extension in an immature continental rift, *Geophys. J. Int.,* **179,** 549–558.

Biggs, J., Nissen, E., Craig, T., Jackson, J. & Robinson, D.P., 2010. Breaking up the hanging wall of a rift-border fault: the 2009 Karonga earthquakes, Malawi, *Geophys. Res. Lett.,* **37,** 11305, doi:10.1029/2010GL043179.

Biggs, J., Bastow, I.D., Keir, D. & Lewi, E., 2011. Pulses of deformation reveal frequently recurring shallow magmatic activity beneath the Main Ethiopian Rift, *Geochem., Geophys., Geosyst.,* **12,** Q0AB10, doi:10.1029/2011GC003662.

Bilham, R., Bendick, R., Larson, K., Braun, J., Tesfaye, S., Mohr, P. & Asfaw, L., 1999. Secular and tidal strain across the Ethiopian rift, *Geophys. Res. Lett.,* **27,** 2789–2984.

Bonini, M., Corti, G., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzarini, F., Abebe, T. & Pecskay, Z., 2005. Evolution of the Main Ethiopian Rift in the frame of Afar and Kenya rifts propagation, *Tectonics,* **24,** TC1007, doi:10.1029/2004TC001680.

Calais, E., Ebinger, C., Hartnady, C. & Nocquet, J.M., 2006. Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake vector data, in *The Afar Volcanic Province within the East African Rift System,* Vol. 259, pp. 9–22, eds Yirgu, G., Ebinger, C.J. & Maguire, P.K.H., Geological Society London Special Publications.

Calais, E. *et al.*, 2008. Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa, *Nature,* **456,** 783–787.

Casey, M., Ebinger, C., Keir, D., Gloaguen, R. & Mohamed, F., 2006. Strain accumulation in transitional rifts: extension by magma intrusion and faulting in Ethiopian rift magmatic segments, in *The Afar Volcanic Province within the East African Rift System,* Vol. 259, pp. 143–163, eds Yirgu, G., Ebinger, C.J. & Maguire, P.K.H., Geological Society London Special Publications.

Cattin, R., Doubre, C., De Chabalier, J.-B., Vigny, C., King, G., Avouac, J.-P. & Ruegg, J.-C., 2005. Numerical modelling of Quaternary deformation and post-rifting displacement in the Asal-Ghoubbet Rift (Djibouti, Aar), *Earth planet. Sci. Lett.,* **239,** 352–367.

Chorowicz, J., 2005. The East African Rift System, *J. Afric. Earth Sci.,* **43,** 79–410.

D'Agostino, N. *et al.*, 2009. Contemporary crustal extension in the Umbria-Marche Apennines from regional CGPS networks and comparison between geodetic and seismic deformation, *Tectonophysics,* **476,** 3–12.

De Chabalier, J.B. & Avouac, J.P., 1994. Kinematics of the Asal Rift (Djibouti) determined from the deformation of Fieale Volcano, *Science,* **265,** 1677–1681.

Delvaux, D. & Khan, A., 1998. Tectonics, sedimentation and volcanism in the East African Rift System: introduction, *J. Afric. Earth Sci.,* **26**(3), 343–346.

Delvaux, D. & Barth, A., 2010. African Stress Pattern from formal inversion of focal mechanism data. Implications for rifting dynamics, *Tectonophysics,* **482,** 105–128.

Doubre, C., Manighetti, I., Dorbath, L., Dorbath, C., Bertil, D. & Delmond, J.C., 2007. Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift (Asal-Ghoubbet, Afar, East-Africa). Part 2: insights from the 23 years recording of seismicity since the last rifting event, *J. geophys. Res.,* **112**(B5), 5406, doi:10.1029/2006JB004333.

Ebinger, C.J., 1989a. Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu–Rusizi Rift, Africa, *Tectonics,* **8**(1), 117–133.

Ebinger, C., 1989b. Tectonic development of the western branch of the East African rift system, *Geol. Soc. Am. Bull.,* **101,** 885–903.

Ebinger, C.J., Bechtel, T.D., Forsyth, D.W. & Bowin, C.O., 1989. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar Plateaus and dynamic compensation of the uplifts, *J. geophys. Res.,* **94**(B3), 2883–2901.

Ebinger, C. & Casey, M., 2001. Continental breakup in magmatic provinces: an Ethiopian example, *Geology,* **29,** 525–530.

Ebinger, C. & Sleep, N., 1998. Cenozoic magmatism throughout East Africa resulting from impact of a single plume, *Nature,* **395,** 788–791.

Ebinger, C., Yemane, T., WoldeGabriel, G., Aronson, J. & Walter, R., 1993. Eocene-recent volcanism and faulting in the southern Main Ethiopian rift, *Geol. Soc. Lond.,* **150,** 99–108.

Ebinger, C., Yemane, T., Harding, D.J., Tesfaye, S., Kelley, S. & Rex, D.C., 2000. Rift deflection, migration, and propagation: linkage of the Ethiopian and Eastern Rifts, Africa, *Geol. Soc. Am. Bull.,* **112,** 163–176.

Ebinger, C., Lindsey, J., Ayele, A. & Belachew, M., 2012. Seismic and geodetic evaluation of earthquake and volcanic hazards in East Africa, in *Proceedings of the Magmatic Rifting and Active Volcanism Conference,* Addis Ababa, January 2012.

Fernandes, R.M.S, Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Bastus, L., Combrinck, L., Miranda, J.M. & Sapkman, W., 2004. Angular velocity of Nubia and Somalia from continuous GPS data: implications on present-day relative kinematics, *Earth planet. Sci. Lett.,* **222,** 197–208.

George, R., Rogers, N. & Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province, *Geology,* **26,** 923–926.

Grandin, R. *et al.*, 2009. September 2005 Manda Hararo Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia): constraints provided by geodetic data, *J. geophys. Res.,* **114,** B08404, doi:10.1029/2008JB005843.

Grandin, R. *et al.*, 2011. Seismicity during lateral dike propagation: Insights from new data in the recent Manda Hararo–Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia), *Geochem., Geophys., Geosyst.,* **12,** Q0AB08, doi:10.1029/2010GC003434.

Grimison, N.L. & Chen, W.P., 1988. Earthquakes in Davie Ridge–Madagascar region and the southern Nubian–Somalian plate boundary, *J. geophys. Res.,* **93**(B9), 10 439–10 450.

Hartnady, C.J.H., 2002. Earthquake hazard in Africa: perspectives on the Nubia-Somalia boundary, *S. Afric. J. Sci.,* **98,** 425–428.

Hayward, N.J. & Ebinger, C.J., 1996. Variations in the long-axis segmentation of the Afar Rift system, *Tectonics,* **15**(2), 244–257.

Hyndman, R.D. & Weichert, D.H., 1983. Seismicity and rates of relative plate motion on the plate boundaries of western North America, *Geophys. J. R. astr. Soc.,* **72,** 59–82.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on August 26, 2013

Jackson, J. & Blenkinsop, T., 1997. The Bilila-Mtakataka Fault in Malawi; an active, 100-km long, normal fault segment in thick seismogenic crust, *Tectonics,* **16,** 137–150.

Jenny, S., Goes, S., Giardini, D. & Kahle, H.G., 2004. Earthquake recurrence parameters from seismic and geodetic strain rates in eastern Mediterranean, *Geophys. J. Int.,* **157,** 1331–1347.

Jestin, F., Huchon, P. & Gaulier, J.M., 1994. The Somalia plate and East African rift system: present-day kinematics, *Geophys. J. Int.,* **116,** 637–654.

Joffe, F. & Garfunkel, Z., 1987. Plate kinematics of the circum Red Sea—a reavaluation, *Tectonophysics,* **141,** 5–22.

Kampunzu, A.B., Bonhomme, M.G. & Kanika, M., 1998. Geochronology of volcanic rocks and evolution of the Cenozoic Western Branch of the East African rift system, *J. Afric. Earth Sci.,* **26**(3), 441–461.

Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes, *J. geophys. Res.,* **82,** 1981–1987.

Keir, D., Stuart, G.W., Jackson, A. & Ayele, A., 2006. Local earthquake magnitude scale and seismicity rate for the Ethiopian Rift, *Bull. seism. Soc. Am.,* **96**(6), 2221–2230.

Keir, D., Pagli, C., Bastow, I.D. & Ayele, A., 2011. The magma-assisted removal of Arabia in Afar: evidence from dike injection in the Ethiopian rift captured using InSAR and seismicity, *Tectonics,* **30,** TC2008, doi:10.1029/2010TC002785.

King, R.W. & Bock, Y., 2010. *Documentation for the GAMIT/GLOBK GPS software analysis, release 10.04,* Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.

Kogan, L., Fisseha, S., Bendick, R., Reilinger, R., McClusky, S., King, R. & Solomon, T., 2012. Lithospheric strength and strain localization in continental extension from observations of the East African Rift, *J. geophys. Res.,* **117,** B03402, doi:10.1029/2011JB008516.

Kostrov, B., 1974. Seismic moment and energy of earthquakes and seismic flow of rock, Izvestiya, Academy of Sciences, *USSR Phys. Solid Earth,* **1,** 23–40.

Kreemer, C., Holt, W.E., Goes, S. & Govers, R., 2000. Active deformation in eastern Indonesia and the Philippines from GPS and seismicity data, *J. geophys. Res.,* **105,** 663–680.

Kreemer, C., Holt, W.E. & Haines, A.J., 2002. The global moment rate distribution within plate boundary zones, in *Plate Boundary Zones, AGU Geodynamics Series 30,* pp 173–190, eds Stein, S. & Freymueller, J.T., American Geophysical Union, Washington, DC.

Kurz, T., Gloaguen, R., Ebinger, C., Casey, M. & Abebe, B., 2007. Deformation distribution and type in the Main Ethiopian Rift (MER); a remote sensing study, *J. Afric. Earth Sci.,* **48**(2–3), 100–114.

Kusky, T.M., Toraman, E., Raharimahefa, T. & Rasoazanamparany, C., 2010. Active tectonics of the Alaotra-Ankay graben system, Madagascar: possible extension of Somalian-African Diffusive Plate Boundary? *Gondwana Res.,* **18**(2–3), 274–294.

Le Gall, B. *et al.*, 2004. Neogene-Recent rift propagation in central Tanzania: morphostructural and aeromagnetic evidence from the Kilombero area, *Geol. Soc. Am. Bull.,* **116,** 490–510.

Mao, A., Harrison, C.G.A. & Dixon, T.H., 1999. Noise in GPS coordinate time series, *J. geophys. Res.,* **104,** 2797–2816.

Masson, F., Chery, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafory-Ashtiani, M., 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data, *Geophys. J. Int.,* **160,** 217–226.

Mazzotti, S., Leonard, L.J., Cassidy, J.F., Rogers, G.C. & Halchuk, S., 2011. Seismic hazard in western Canada from GPS strain rates versus earthquake catalog, *J. geophys. Res.,* **116,** B12310, doi:10.1029/2011JB008213.

Nobile, A., Pagli, C., Keir, D., Wright, T.J., Ayele, A., Ruch, J. & Acocella, V., 2012. Dike-fault interaction during the 2004 Dallol intrusion at the northern edge of the Erta Ale Ridge (Afar, Ethiopia), *Geophys. Res. Lett.,* **39,** L19305, doi:10.1029/2012GL053152.

Nocquet, J.-M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale, *Thèse de doctorat,* Université de Nice-Sophia-Antipolis.

Nocquet, J.M., Willis, P. & Garcia, S., 2006. Plate kinematics of Nubia-Somalia using a combined DORIS and GPS solution, *J. Geod.,* **80,** 591–607.

Nyblade, A., 2011. The upper mantle low velocity anomaly beneath Ethiopia, Kenya and Tanzania: constraints on the origin of the African superswell in eastern Africa and plate versus plume models of mantle dynamics, Volcanism and Evolution of the African Lithosphere, *Geol. Soc. Am. Spec. Papers,* **478,** 37–50.

Nyblade, A., Owens, T., Gurrola, H., Ritsema, J. & Langston, C., 2000. Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath east Africa, *Geology,* **28,** 599–602.

Pallister, J.S., McCauslan, W.A. & Jonsson, S., 2010. Broad accommodation of rift-related extension recorded by dyke intrusion in Saudi Arabia, *Nat. Geosci.,* **3,** 705–712.

Pancha, A., Anderson, J.G. & Kreemer, C., 2006. Comparison of seismic and geodetic scalar moment rates across the basin and range province, *Bull. seism. Soc. Am.,* **96,** 11–32.

Papazachos, C. & Kiratzi, A., 1992. A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece, *Geophys. J. Int.,* **111,** 424–432.

Raucoules, D., Ristori, B., de Michele, M. & Briole, P., 2010. Surface displacement of the M(w) 7 Machaze earthquake (Mozambique): complementary use of multiband InSAR and radar amplitude image correlation with elastic modelling, *Remote Sens. Environ.,* **114**(10), 2211–2218.

Rezapour, M., 2005. Magnitude scale in the Tabriz seismic network, *J. Earth Space Phys.,* **31**(1), 13–21.

Rogers, N.W., James, D., Kelley, S.P. & DeMulder, M., 1998. The generation of potassic lavas from the eastern Virunga province, Rwanda, *J. Petrol.,* **39,** 1223–1247.

Scordilis, E.M., 2006. Empirical global relations converting Ms and mb to moment magnitude, *J. Seismol.,* **10,** 225–236.

Shen-Tu, B., Holt, W.E. & Haines, A.J., 1998. Contemporary kinematics of the Western United States determined from earthquake moment tensors, very long baseline interferometry, and GPS observations, *J. geophys. Res.,* **103,** 18 087–18 117.

Stamps, D.S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.M., Ebinger, C. & Fernandez, R.M., 2008. A kinematic model for the East African Rift, *Geophys. Res. Lett.,* **35,** L05304, doi:10.1029/2007GL032781.

Ward, S.N., 1998. On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States, *Geophys. J. Int.,* **134,** 172–186.

Weichert, D.H., 1980. Estimation of the earthquake recurrence parameters from unequal observation periods for different magnitudes, *Bull. seism. Soc. Am.,* **70,** 1337–1346.

Wessel, P. & Smith, W.H.F., 1995. New version of the generic mapping tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.,* **76,** 329.

Williams, S.D.P., 2003. The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series, *J. Geod.,* **76,** 483–494.

Williams, S.D.P., 2008. CATS: GPS coordinate time series analysis software, *GPS Solut.,* **12,** 147–153.

Wright, T.J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Gezahegn, Y., Yirgu, D., Keir, D. & Stork, A., 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode, *Nature,* **442,** 291–294.

Wright, T *et al.*, 2012. Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land, *Nat. Geosci.,* **5,** 242–249.

Yang, Z. & Chen, W.-P., 2008. Mozambique earthquake sequence of 2006: high-angle normal faulting in southern Africa, *J. geophys. Res.,* **113,** B12303, doi:10.1029/2007JB005419.

Yang, Z.-H. & Chen, W.-P., 2010. Earthquakes along the East African Rift System: a system-wide, multi-scale perspective, *J. geophys. Res.,* **115,** B12309, doi:10.1029/2009JB006779.

Zhang, J., Bock, Y., Johnson, H., Fang, P., Williams, S., Genrich, J., Wdowinski, S. & Behr, J., 1997. Southern California permanent GPS geodetic array: error analysis of daily position estimates and sites velocities, *J. geophys. Res.,* **102,** 18 035–18 055.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ by Biblio Planets on August 26, 2013

Geophysical Journal International

Geophys. J. Int. (2015) **200,** 556–556 doi: 10.1093/gji/ggu416

Erratum: Seismic and aseismic deformation along the East African Rift System from a reanalysis of the GPS velocity field of Africa

Aline Déprez, Cécile Doubre, Frédéric Masson and Patrice Ulrich

IPGS, Université de Strasbourg/EOST, CNRS 5 rue Descartes, F-67084 Strasbourg Cedex, France. E-mail: a.deprez@unistra.fr

We made a mistake in Tables 1 and 2 in our article Déprez, A., Doubre, C., Masson, F. & Ulrich, P. (2013), Seismic and aseismic deformation along the East African Rift System from a reanalysis of the GPS velocity field of Africa, *Geophys. J. Int.*, **193,** 1353–1369, doi:10.1093/gji/ggt085. The data in the tables are an older set of results in the ITRF05 rather than ITRF08 reference frame. All other results discussed in the article and shown in the figures are in the ITRF08 reference frame. The correct tables are given below. We apologize to the readers for these errors and any confusion that may have arisen.

Table 1. GPS site velocities with respect to ITRF08 and in the Nubia fixed reference frame.

Site	Lon	Lat	V_e ITRF08	V_n ITRF08	V_e wrt Nubia	V_n wrt Nubia	σ_e	σ_n	Corr.
DIFA	12.60631	13.31236	21.59	19.10	− 1.1109	− 0.0177	0.906637	1.25965	− 0.013
DJOU	1.66164	9.69206	21.14	18.49	− 1.1479	− 0.5475	0.718209	0.693954	0.030
GAO1	359.99399	16.25212	20.28	18.69	− 1.012	− 0.2741	0.704166	0.751639	0.056
GMAS	344.36573	27.76478	16.53	17.37	− 0.1812	− 0.139	0.298901	0.43074	0.119
GOUG	350.11929	− 40.34883	22.38	17.96	0.9648	− 0.2431	0.849555	1.07135	0.139
LPAL	342.10617	28.76387	15.47	17.91	− 0.6022	0.7223	0.317406	0.4917	0.054
MAS1	344.36673	27.76374	16.94	17.70	0.2283	0.1909	0.112042	0.189187	0.819
NIAM	2.18319	13.47926	21.13	18.69	− 0.7477	− 0.3672	0.774135	0.602285	0.048
NKLG	9.67213	0.35391	22.69	19.38	− 0.3064	0.2153	0.440355	0.415174	0.063
OUAG	358.48750	12.35639	20.52	18.32	− 1.2361	− 0.564	0.724985	0.87557	0.052
PRE1	28.22404	− 25.74634	17.95	18.61	0.0639	0.5776	0.642436	0.624498	0.002
SIMO	18.43958	− 34.18794	16.49	19.42	− 0.6511	0.5446	1.19784	1.19432	0.030
SUTH	20.81046	− 32.38021	17.06	19.35	− 0.1508	0.6291	0.63523	0.588392	0.088
TAMP	5.52965	22.79265	21.24	18.84	0.4119	− 0.3057	0.730784	0.745754	0.040
TGCV	337.01724	16.75477	19.21	15.85	0.0689	− 0.517	0.351337	0.269136	0.070
TOMB	357.00255	16.73065	20.60	17.42	− 0.3313	− 1.3722	0.86978	0.860527	0.040
YKRO	354.75991	6.87056	22.50	18.60	0.2113	− 0.0297	0.323444	0.363456	0.085
ZAMB	28.31101	15.42554	19.93	18.49	− 0.4986	0.4675	0.655428	0.651851	0.037
MALI	40.19440	− 2.99591	26.61	16.24	4.1753	− 0.0512	0.814369	0.620037	0.056
RCMN	36.89348	− 1.22083	26.58	16.30	3.7859	− 0.5459	1.08709	1.01554	0.006
REUN	55.57172	− 21.20822	17.44	12.24	1.0899	− 0.789	0.574554	0.551251	− 0.102
SEY1	55.47941	− 4.67372	25.41	11.44	3.6363	− 1.6116	4.7803	1.36792	− 0.054
MBAR	30.73788	− 0.60147	24.16	17.71	1.2436	− 0.0197	0.532125	0.696077	− 0.009
MOIU	35.29001	0.28832	24.67	18.14	1.6325	1.0447	1.33842	1.77725	− 0.013
NURK	30.08968	− 1.94455	23.18	17.28	0.4396	− 0.5311	1.39341	1.7614	0.040
DODM	35.74817	− 6.18646	24.56	16.73	2.6491	− 0.2954	3.31738	3.938	0.056
NMPL	39.25794	− 15.12283	21.20	15.88	1.568	− 0.5742	2.94688	4.41203	0.051
PMBA	40.48383	− 12.96446	19.77	15.62	− 0.3531	− 0.62	3.33629	4.58879	0.049
ZOMB	35.32513	− 15.37584	21.64	17.60	1.7713	0.51	4.22363	4.43725	0.029

Table 2. Euler pole coordinates with respect to the ITRF08. Between brackets: Nubia pole coordinates obtained by Altamimi *et al.* (2012).

Plate	Lat	Lon	Ang	σ_{lat}	σ_{long}	σ_{ang}
Nubia	50.16500	− 81.29038	0.26932	0.0035	0.0142	0.0015
	(49.4493)	(− 81.0435)	(.2671)	(0.2448)	(0.7058)	(0.0012)
Somalia	− 49.62009	86.09930	− 0.31762	0.0253	0.0455	0.0102
Victoria	53.69784	− 59.89212	0.26937	0.0202	1.1944	0.0062
Rovuma	− 47.85745	81.75566	− 0.31756	0.2500	0.6751	0.1309

© The Authors 2014. Published by Oxford University Press on behalf of The Royal Astronomical Society.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at IRMA Strasbourg on March 3, 2015

Chapitre 4

Déformation actuelle en Afar Central et cinématique de la jonction triple déduite de mesures GPS et InSAR

La déformation en Afar Central est complexe du fait (1) que le lieu de rencontre entre les 3 frontières de plaques divergentes n'est pas un point triple mais une zone de plusieurs centaines de kilomètres d'étendue au sein de laquelle la déformation est distribuée, (2) de l'importance des mouvements transitoires dans les zones volcaniques mais aussi non volcaniques (e.g. la séquence sismique de Dobi en 1989). Alors que de faibles taux de déformation et un signal troposphérique prépondérant rendent difficile la cartographie de la déformation à partir de l'InSAR, le champ de vitesse GPS issu de plusieurs campagnes à la fois en Afar éthiopien et en Afar djiboutien permet de préciser la distribution spatiale de la déformation extensive.

- La déformation actuelle est-elle cohérente avec la déformation long terme (au moins les 2 derniers millions d'années, mise en place de la série stratoïde) ?
- Comment s'organise la déformation en Afar Central ? Comment se fait le transfert de la déformation entre les segments de ride actifs de chacune des frontières ? Peut-on mettre en évidence la cinématique du point triple ? La déformation distribuée en Afar Central rend t-elle compte des modèles proposés à partir de la déformation long terme, notamment celui de bookshelf faulting (Tapponnier et al., 1990; Sigmundsson, 1992; Manighetti et al., 2001) ou ceux proposés par Acton and Stein (1991); Acton et al. (2000) ?

— Quelles structures actives peuvent être identifiées ? Quelles informations relatives à la résistance de la lithosphère peuvent être extraites de ces données ?

Ce chapitre est constitué d'un article en préparation intitulé "Current Deformation in Central Afar and Triple Junction Kinematics Deduced from GPS and InSAR Measurements"

Résumé

Au point de rencontre de trois frontières de plaques divergentes, les rides océaniques de la Mer Rouge et d'Aden et le rift est africain intra-continental, la dépression Afar est un laboratoire extraordinaire où les mécanismes crustaux, impliqués à la fois dans le processus de rifting actif et dans le transfert de la déformation extensive, peuvent être étudiés. De nombreux modèles existent pour expliquer : (1) la déformation long-terme en Afar Central par l'évolution d'une zone diffuse de déformation vers des segments d'expansion localisant l'extension crustale et (2) la déformation récente au cours des derniers 2 Ma soit par un mécanisme de transfert de l'extension entre des frontières divergentes actives soit par une activité des segments en alternance. En plus du traitement InSAR des images SAR Envisat, nous présentons l'analyse de données GPS récentes avec pour objectif de cartographier la vitesse de surface associée aux segments de rift, actuellement actifs ou non, et aux zones de transfert. Afin d'obtenir un champ de vitesse dense, un nouveau réseau de mesures GPS a été établi en Afar central, en complément des réseaux existants en Érythrée, autour du segment de Manda-Hararo-Dabbahu (MH-D) actif entre 2005 et 2010, dans la partie nord du rift éthiopien et à Djibouti. La plus grande déformation a lieu à travers les deux segments magmato-tectoniques récemment activés d'Asal-Ghoubbet (AG) et de MH-D avec de très forts taux de déformation, alors que les autres segments actifs au cours du quaternaire ne concentrent pas de taux de déformation importants, suggérant que ces rifts ne sont pas assez matures pour rester une frontière de plaque. À l'extérieur de ces deux segments, le champ de vitesses montre que la déformation est largement distribuée, avec de très faibles gradients. La prolongation ouest de la ride d'Aden en Afar s'étend à l'ouest du segment de rift d'AG et rejoint des sous-rifts le long de la limite nord du large graben de Tendaho. Le champ de déformation est cohérent avec les principales structures tectoniques confirmant que notre champ de vitesses est cohérent avec la déformation long-terme en Afar central. Le motif cinématique complexe implique une rotation horaire en Afar central et peut être associé à des rotations de blocs en adéquation avec le modèle de "bookshelf faulting". En utilisant un modèle de blocs simplifié, l'analyse du champ de vitesse nous permet d'isoler un micro-bloc central évoluant de manière indépendante au plaques environnantes, suggérant que la déformation actuelle distribuée de l'Afar central est principalement régie par les segments actifs et également par leur évolution transitoire à court terme.

Mots clé : Rifting, transfert de la déformation, jonction triple, frontière de plate divergente

Abstract

At the meeting of three divergent plate boundaries, the oceanic spreading ridges of the Red Sea and the Aden Ridge and the intra-continental East-African Rift, the Afar Depression is an extraordinary submerged laboratory where one can study the crustal mechanisms involved in both the active rifting process and the transfer of the extensive deformation. Several models exist to explain first the long-term deformation in Central Afar by the evolution of a diffuse zone of deformation to spreading segments localizing the crustal extension and second the recent deformation over the last 2 Ma by either a mechanism of transfer of extension between active divergent boundary or by alternating activity of segments. In addition of the InSAR treatment of Envisat SAR images, we present here the analysis of recent GPS data dedicated to map the surface velocity associated with the rift segments, currently active or not, and the transform areas. In order to obtain a dense velocity field, our GPS measurements were conducted in a new network in Central Afar, complementing existing networks in Eritrea, around the Manda-Hararo-Dabbahu 2005-2010 active segment (MH-D), in the northern part of the Mid-Ethiopian Rift and in Djibouti. The largest deformation occurs within the two recently activated Asal-Ghoubbet (AG) and MH-D magmato-tectonic segments with very high strain rates, whereas the other quaternary active segments do not concentrate any large strain, suggesting that these rifts are not mature enough to remain a plate boundary. Outside of these two segments, the velocity field shows that the deformation is mainly distributed, with very low gradients. The western continuation of the Aden Ridge into Afar extends west of the AG rift segment, and reaches the sub-rifts along the northern border of the large Tendaho graben. The strain field is consistent with the main tectonic structures confirming that our velocity field is consistent with the long-term deformation over Central Afar. The complex kinematic pattern involves a clockwise rotation in Central Afar and can be related to the rotation of blocks consistent with a model of "bookshelf faulting". Using a simplified block model, the analysis of the velocity field allows us to isolate a central micro-block involving separately from the three surrounding plates, suggesting that the current distributed deformation in Central Afar is mainly driven by the location of the active segments, and therefore is also mainly transient over its short-term evolution.

Keywords : Rifting, deformation transfer, triple junction, divergent plate boundary

1 Introduction

1.1 The triple-rift junction in Afar

The distribution and timing of magmatism in Eastern Africa, and in particular within the Afar province, are closely related to the impingement of a large mantle plume under the proto-African lithosphere, at the current location of the Afar Depression (AD ; e.g. Hofmann et al. (1997)). Volcanism dating back to ∼45 Ma has been observed in southwestern Ethiopia, but the main volcanic phase further north occurred between about 31 and 28 Ma, and poured out 1-2 km-thick sequences of basaltic lava forming the Yemeni and Ethiopian plateaus (Ebinger and Sleep, 1998; Courtillot et al., 1999). At the same time, continental rifting initiated along the future axes of the Red Sea (RS) and Aden Ridge (AR), separating the Nubia and Arabia plates, and the Somalia and Arabia plates, respectively (Fig. 1). Oceanic spreading developed from ∼25-20 Ma, first in the northern section of the RS and eastern section of the AR, with a regular propagation towards the head of the mantle plume below the AD (Courtillot et al., 1987, 1999). The AD started to stretch 20 Ma ago. From 11 Ma, the extension in AD is driven by the rigid counterclockwise rotation of the Danakil continental block and the clockwise rotation of the Ali Sabieh block at south (also called the Aysha block, eg, (Sichler, 1980; Audin et al., 2004) ; Fig. 1-insert). At the same time, Oligo-Miocene basins developed along the current AD western margin, associated with either the northward propagation of the Main Ethiopian Rift (MER) into Afar (Wolfenden et al., 2004, 2005; Yirgu et al., 2006) or an early stage of rifting related to the westward propagation of the AR (Audin et al., 2004). The location of the triple junction in AD occurred therefore during this period. However, the 1.5 km-thick sequence of basaltic lava flows, the Stratoïd series, dated from 0.4 Ma to 4.4 Ma (Varet, 1975) and covering of at least two thirds of the surface of the AD and hide older structures and prevents establishing any clear reconstructions of the kinematics of the triple junction within the AD.

In addition to the northward propagation of the East-African Rift, through the Mid-Ethiopian Rift (MER), the Holocene and recent volcanism in Afar is concentrated along two narrow branches corresponding to the inland propagation of the Aden and the Red Sea oceanic spreading ridges (Barberi and Varet, 1977; Manighetti et al., 1998).

In southern Afar, the NNE-trending Adda-do rift is considered to be a continental segment based on morphological tectonic features (large bounder normal faults, wide basins (Hayward and Ebinger, 1996)) and corresponds to the northern tip of the MER in Afar (Fig. 1). The complexity of the deformation in southern Afar associated with the triple junction is underlined by the presence of NNE-trending faults intersecting

NW-trending normal faults related to the system of Manda-Hararo (MH) further north, with no clear evidence of chronology (Abbate et al., 1995).

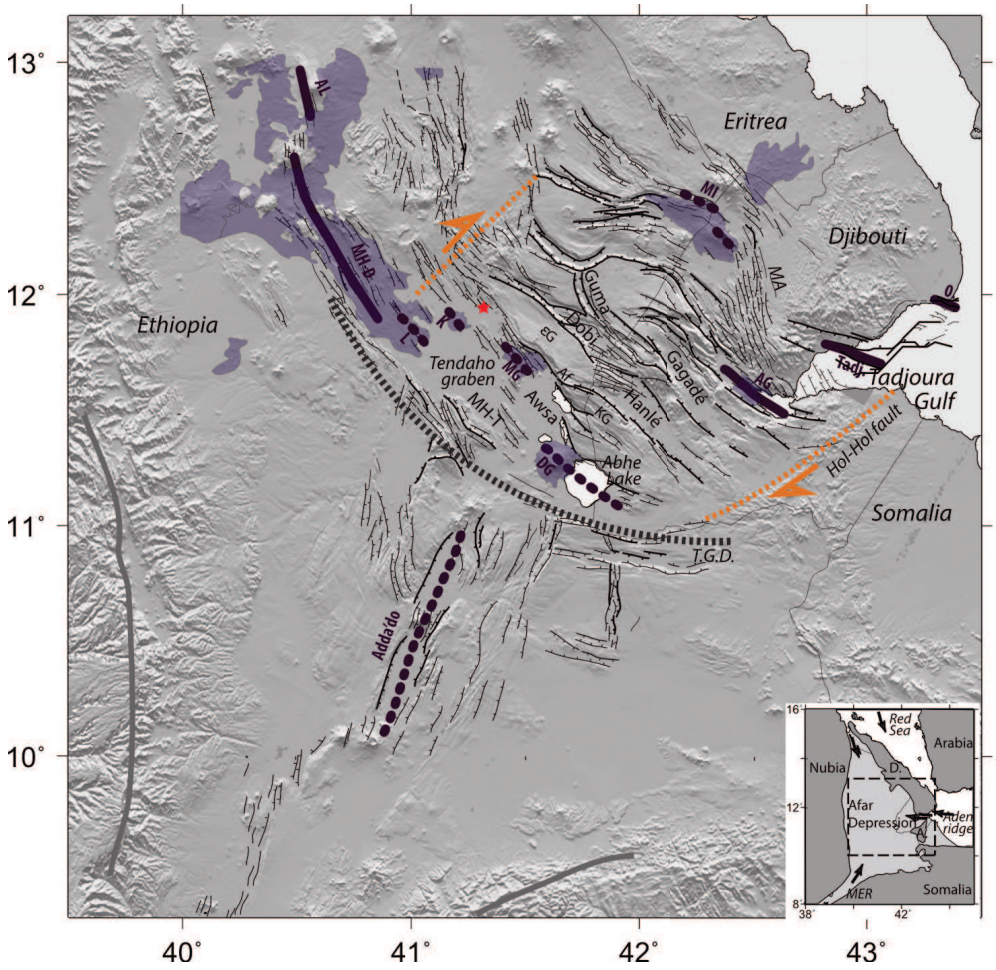


FIGURE 4.1: **Structural map of the Afar Depression.** The axes of the active rift segments and Holocene and recent lavas are indicated by dark purple lines and light purple areas, respectively. The rift segments are AL : Alayta rift segments, MH-D : Manda-Hararo-Dabbahu (also called Manda-Hararo northern section in other works), MH-T : Manda-Hararo-Tendaho (also called Manda-Hararo-Goba'ad or Tendaho graben in other works), O : Obock, Tadj : Tajoura, AG : Asal-Ghoubbet, and MI : Manda Inakir. The sub-rifts are L : Loma sub-rift, K : Kurub sub-rift, MG : Manda Gargori sub-rift and DG : Dama Ale-Goba'ad sub-rift. MA : Mak'Arrassou transfer zone, T.G.D. : Tendaho-Gob'ad discontinuity ; KG : Kadda Gamarri plateau ; εG : εounda Gamarri plateau, Af : Afambo fault system. The continuous purple lines represent the active rift segments, and the dashed purple lines represent the rift segment not recently affected by large diking event. The red star corresponds to the location of the 1969 Serdo earthquake. Insert : Regional map. Continental regions are in dark gray. D : Danakil block, A : Ali Sabieh block ; MER : Mid-Ethiopian Rift.

In eastern Afar, the Aden ridge penetrates the Tadjoura Gulf along a series of N120°-trending submerged segments (Manighetti et al., 1997) and the partly subaerial segment of Asal-Ghoubbet rift (AG), which started opening ∼0.9 My ago (Fig. 1). This branch,

forming the north-eastern edge of the Afar Depression along the Danakil block, propagates further north, with the 0.4-0.5 My-old Manda Inakir (MI) rift segment separated from the AG rift by a large zone of distributed deformation along the Mak'Arrassou NS-fault system, allowing the transfer of the extensive deformation between both rifts (Tapponnier and Varet, 1974; Manighetti et al., 1998, 2001)(Fig. 1).

In northern Afar, the second branch of recent volcanic ranges corresponds to the Erta Ale, the Tat'Ali, the Alayta and the Manda-Hararo rift segments (Barberi and Varet, 1970, 1977; Manighetti et al., 1998).

In Central Afar, the wide Tendaho graben, referred to here as the Manda Hararo - Tendaho (MH-T) corresponds to the southeastern continuity of the MH segment. In this area, the tectonic feature of Tendaho-Goba'ad Discontinuity (TGD) is generally described as the boundary between the northern Afar rift systems and the MER. However, this TGD does not have a clear and homogeneous signature in the field or in the seismic images.

1.2 Plio-Pleistocene Deformation in Central Afar

The configuration of the three spreading axes in Afar cannot be described as a simple triple point, but as a triple junction corresponding to a wide zone of heterogeneous and distributed deformation. The two branches of the RS and the AR overlap trap the region of Central Afar, whose surface is intensely deformed through a series of horsts and amagmatic grabens, faults and fissures (Fig. 1). Whereas there is no clear evidence of major transform faults that would allow the transfer of the deformation between the two branches, the deformation is accommodated by the relative movement of several rigid, crustal micro-blocks (Courtillot et al., 1984; Acton and Stein, 1991). Tapponnier et al. (1990) proposed the model of "bookshelf faulting" : the two branches of RS and AR act as two spreading propagators inducing a large zone of dextral shear, limited at west by the Serdo area, affected by a large strike-slip event in 1969 (Gouin (1979); Kebede et al. (1989), Fig. 1), and by the Holhol NW-trending fault separating the overlap zone from the stable Ali Sabieh area (Tapponnier et al., 1990; Manighetti et al., 2001; Audin et al., 2004). The clockwise rotations of NW-striking elongated blocks around vertical axes accommodate this large dextral shear, and imply the left-lateral component of the relative motion of the block along the NW-striking faults. Whereas Acton et al. (2000) propose three to four blocks, Manighetti et al. (2001) propose seven to eight blocks, based on the tectonic features in surface, in particular the large basins developed in eastern Afar. The combination of paleomagnetic data acquired both in Eastern Afar (in Djiboutian Afar, Courtillot et al. (1984); Manighetti et al. (2001); Audin et al. (2004)) and in Central Afar (in Ethiopian Afar, Acton et al. (2000); Kidane (2003)) leads to the

distinction of the deformation affecting these two parts, with a mean rotation of 3-4° and 7-11° in Central Afar and Eastern Afar, respectively. This difference is interpreted as the result of the propagation and the complete establishment of the spreading axes (Acton et al., 2000; Manighetti et al., 2001) : the rotations in eastern Afar resulting from the overlap of the MH-T and AG segments and in Central Afar resulting from the overlap of the tip of AR, including the Mak'Arrassou and MI segment started 900 ky ago and 200 ky ago, respectively (Manighetti et al., 2001).

1.3 Current Deformation in Central Afar

The global models of plate tectonics predict that the expected horizontal opening velocities across the three plate boundaries in Afar are ∼5 mm/yr along an EW direction for the Nubia and Somalia plates, ∼15 mm/yr along an NE direction for the Nubia and Arabia plates and for the Somalia and Arabia plates (Jestin et al., 1994; Vigny et al., 2006; ArRajehi et al., 2010; McClusky et al., 2010; Déprez et al., 2013, 2015).

The current deformation in Afar has been studied intensely, particularly along the rift segments of MH-D and AG, since they have been affected by an active rifting sequence in 2005-2010 and 1978, respectively (Abdallah et al., 1979; Ruegg and Kasser, 1987; Wright et al., 2006; Vigny et al., 2007; Grandin et al., 2009). Tectonic, seismic and geodetic measurements have confirmed that the crustal extension in Afar occurred primarily along volcano-magmatic segments and is mainly accommodated by transient magmatic intrusions within the crustal layer, allowing the plate splitting of several meters. Following these sequences, the post-dyking displacements monitored by terrestrial and spatial geodetic methods remain high for a period of a few years, and suggest the role of visco-elastic deformation in the lower crust and upper mantle, whether associated with slow dilation of magmatic intrusions (Cattin et al., 2005; Nooner et al., 2009; Pagli et al., 2014; Hamling et al., 2014; Dumont et al., 2015; Peltzer and Doubre, 2015) and/or the recharge of magmatic source(s) at depth (Peltzer and Doubre, 2015). A notable event is the Dobi seismic sequence that occurred in 1989 and revealed the activity of this amagmatic graben, and the effect of fluid circulation within the crust (Noir et al., 1997; Jacques et al., 1999, 2011)(Fig.1).

Apart from these major sequences, little is known regarding the current deformation distributed throughout the whole AD. Both the regional diffuse seismic activity recorded by temporary and permanent, local and worldwide networks (Jacques et al., 1999; Hofstetter and Beyth, 2003; Doubre et al., 2007a,b; Ayele et al., 2007b; Ebinger et al., 2008; Keir et al., 2009b,a; Belachew et al., 2011; Grandin et al., 2011; Ayele et al., 2015) and the surface velocity maps deduced from InSAR measurements (Pagli et al., 2014; Doubre and Peltzer, 2007) fail to indicate specific zones of extension which could help

to better understand the spatial distribution of the current deformation in Central and Eastern Afar. Small patches of deformation have been identified within the Mak'Arrassou transfer zone (Peltzer and Doubre, 2007), west of the AG rift, but the associated surface transient displacements are low, corresponding to a few mm to cm.

Except for eastern Djibouti (Ruegg and Kasser, 1987; Vigny et al., 2007), few GPS measurements have been made to describe the distribution of horizontal velocities far in time and space from the rifting sequences. McClusky et al. (2010) focused on the motion of the Danakil block and its consequences on the total amount of extension within the AD. Kogan et al. (2012) examined the evolution of the velocities with respect to Nubia from the western high plateaus to the Red Sea from data collected at ∼10 sites in homogeneously distributed along a 800 km-long, N065°E-trending profile. They observed the largest strain rates mainly in the Dobi and Guma graben, whereas the MH-T graben is affected by slower strain (Fig. 1). However, the density of measurements in this area is too low to precisely quantify the respective role of these basins in the accommodation of the Arabia/Africa divergent motion.

Using a set of recent GPS measurements densely acquired over the whole AD and InSAR surface average velocity maps, this paper aims to depict the present-day deformation at the regional scale in order to precisely describe the kinematics of the wide meeting junction of the three divergent plate boundaries of the intra-continental EAR, and the two oceanic ridges of the RS and AR propagating on land. Unlike the previous studies focusing on the tectonic evolution of this area over the Plio-Pleistocene time period, geodetic tools help to identify the main structures accommodating the far-field plate motion in a specific geodynamical context, where the deformation is mainly distributed over a wide region and where active divergent boundaries and transfer zones are susceptible to evolving very quickly due both to the youth of the structures and to the variable availability of magma supply.

Our objective is to describe and analyse the dynamics of the active deformation affecting the known divergent boundaries clearly marked in the geology and the topography, ie. across the magmato-tectonic segments, including segments affected by small inter-dyking deformation and segments affected by large co- and post-diking deformation. Second, even if the kinematics of the triple junction is becoming more precise at large scale, the small scale relative configuration of the three divergent plate boundary meeting in Central Afar is still under debate. The densification of the geodetic measurements gives therefore the opportunity to study the spatial evolution from one ridge to another. We aim to depict the transfer of extensive deformation at short term between the two main active branches, with a specific attention on the relative component of movement along eventual block boundaries, and its evolution in time.

2 Data Processing

2.1 GPS Processing

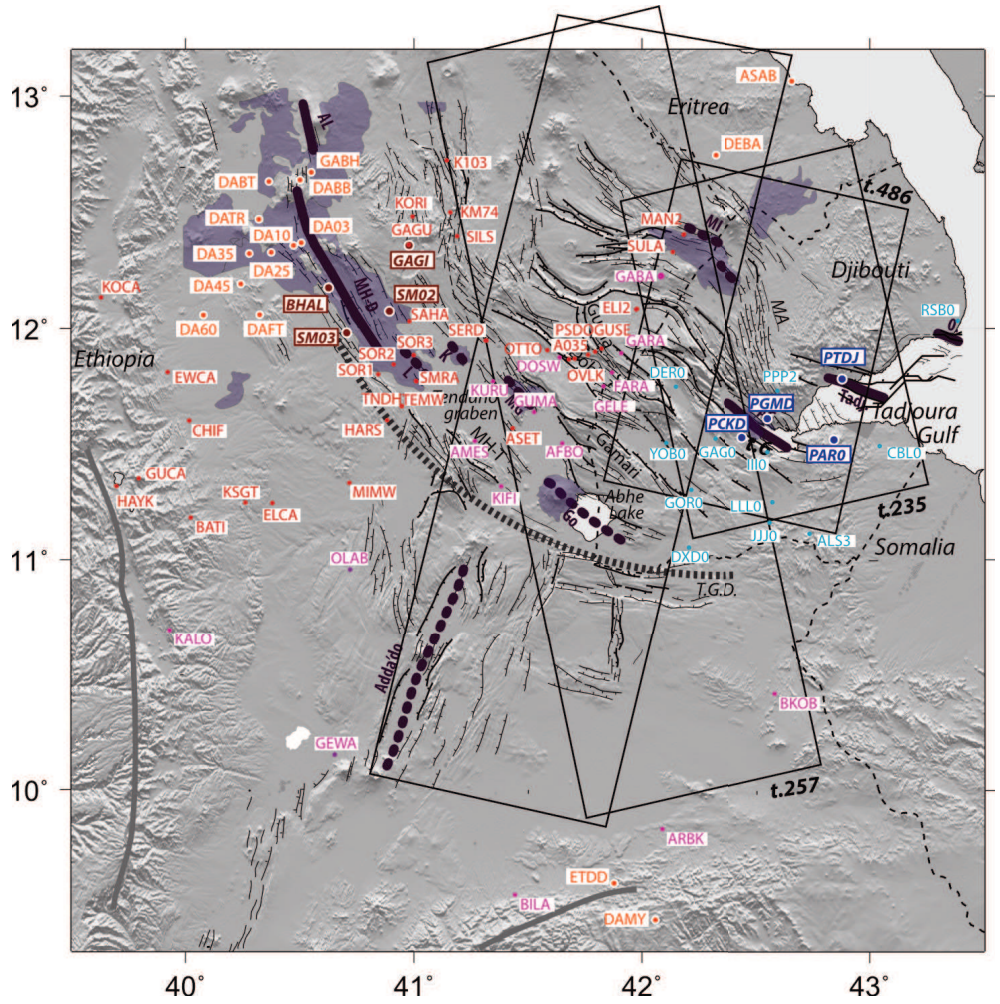


FIGURE 4.2: **Network of GPS measured sites.** In light blue : sites from the regional Djiboutian campaign network ; in dark blue : permanent GPS stations of the Geophysical Observatory of Arta ; in red : sites from the regional Ethiopian campaign network ; in orange : GPS stations for which continuous recording exists The tracks of the Envisage images over eastern and Central Afar are indicated.

In order to estimate the GPS velocity field over Central Afar, we used GPS data collected during several campaigns conducted both in Ethiopian Afar and in Djiboutian Afar. Table 1 presents the dates of measurements for each site. In addition to measurements available on the UNAVCO website (Calais and Buck, 2007, 2008; Calais, 2009a,b; Kogan et al., 2012) and on the French GPS archive website GPScope (Vigny et al., 2006, 2007), we re-measured the sites belonging to the Ethiopian network in 2012 and 2014, densified by 16 new sites in order to obtain a continuous and homogeneous velocity field

between the existing networks and to describe the kinematics over the whole region, taking into account the limitations related to the field conditions (accessibility, Fig. 2). Therefore, we installed five sites within the southern part of the Tendaho graben (AMES, KIFI, KURU, GUMA, AFBO), four sites along the road from Dobi to Asab (DOSW) and near the western Djiboutian border (GELE, FARA, GARA), one site in southern Afar (OLAB), one site on the western scarp (KALO) and four sites from the southern Djibouti border to the southern large scarp bounding the high plateaus of Dire Dawa/-Harrar region (MAD9, BILA, ARBK, BKOB). Measurements of the Djiboutian network have been conducted in 1999, 2001, 2003, 2010, 2012 and 2014 (Vigny et al., 2006, 2007; Doubre et al., 2010, 2014). In addition to these campaign measurements, we included in our dataset 11 local permanent cGPS stations, 4 in Ethiopian Afar (ETDD, DAMY, GAGI, SM02, SM03, BHAL), 4 in Djiboutian Afar (PAR0, PTDJ, PGMD, PCKD) and 1 in Eritrea (ASAB).

We process our data set using the GAMIT/GLOBK software version 10.5 (King and Bock, 2010) leading to daily position time-series and absolute velocity with respect to ITRF2008 for each station. In order to stabilize the system, we included in our processing a selection of 9 IGS stable cGPS stations around the world (ONSA MAS1 ZIMM JOZE KIT3 POTS HRAO SUTH NKLG). Eventually, we represent the GPS velocity field by rotating the velocity values with respect to the Nubia plate determined from our processing (lat : 50.20139°N ; lon : -81.35503°E, 0.26876°/Myr) since this pole is more precise than the one for either the Somalia or the Arabia plate.

Strain Method. From this determination of the horizontal velocity field, we first look at the strain and rotation rates over the Central Afar. First, we selected sites from the dataset (Fig. 2, Table 1) that mainly account for the steady-state deformation field, as much as possible in such a region, by rejecting data encompassing transient deformation (ie., from the six stations located nearby the location of the diking intrusions occurring from 2005 to 2010 on the northern section of the Manda Hararo (MH) rift segment (Wright et al., 2006; Ayele et al., 2007a; Ebinger et al., 2008; Grandin et al., 2009, 2010a,b, 2011; Hamling et al., 2009, 2014). Also, we excluded from our dataset the measurements from the site of Obock, at the entrance of the Tadjoura Gulf, whose position time series exhibits a clear change in ∼2009, and which probably deserves an individual study of this zone beyond the scope of this article.

By assuming that the deformation is distributed along the whole baseline and considering the baseline length variation for each station couple of our geodetic network over Central Afar, we calculate the velocity gradient (Spakman and Nyst, 2002; Masson et al., 2014). Compared to other methods, such as triangle or gridded approaches (Wu et al., 2011), the main advantage of this method is the decreased dependence on the geodetic field quality, since all possible station pairs are included in the inversion. Using the

velocity gradient, we calculate the strain rate tensor, to obtain a spatial distribution of the strain accumulation, which is independent of any reference frame and covers the area under study homogeneously. We also determine the rotation rates. The grid used for both the strain and rotation rates calculation corresponds to 0.2° wide cells. We did not apply any smoothing factor and the covariance matrix of the a priori model is diagonal with a constant value of 1.10^{-7} yr^{-1}, the order of magnitude of the deformation expected within the study area. All the uncertainties are fixed to 1.5 mm/yr.

2.2 InSAR Processing

In this study, we use a large set of SAR ENVISAT images covering the 2003-2010 period (Fig. 2). We created interferograms from two ascending tracks (486 and 257) and two descending tracks (235 and 6). The incidence angle is I2 for the four tracks, i.e. from 18° for the near-field to 23° for the far-field. The processing of the two easternmost tracks (235 and 486) was conducted at full resolution in order to accurately study the displacements across the creeping faults in the AG rift segment (Doubre and Peltzer, 2007; Peltzer and Doubre, 2015). The processing of the two westernmost tracks was conducted with a multi-looking of 4.

The processing was conducted with the NSBAS chain (Doin et al., 2011), which is mainly based on the ROI_PAC software (Rosen et al., 2004) with several enhancements, such as better image coregistration, estimates of the DEM errors, and troposphere delay. For each track, the raw SAR data are converted into complex images (SLC) using the same Doppler centroid. A single master image is selected, based on both temporal and spatial baselines and on the difference of Doppler centroid in order to maximise the correlation between the images (Hooper et al., 2007). After following the main steps of co-registration (all the images in the same master geometry) and flattening, a significant part of our treatment consisted in the atmospheric corrections since the atmosphere in Afar is predominant into the InSAR signal (e.g. Doubre and Peltzer (2007)). We corrected the interferograms from the stratified effects using ERA Interim data (Doin et al., 2009; Jolivet et al., 2011) and we applied an empirical linear correction for the atmospheric delay correlated to the topography (Beauducel et al., 2000). Notably, this empirical relation varies within the image, which signifies that even after corrections some residual signal is still present in the data. We took advantage of the DEM correction tool included on the NSBAS chain in order to enhance the unwrapping quality (Ducret et al., 2011). The interferograms are then filtered and unwrapped. In order to obtain the mean velocity field and to mitigate the turbulent atmospheric noise (e.g. Peltzer et al. (2001)), stacks are computed with 472, 75, 17, 20 interferograms for the tracks 235, 486, 6, 257 respectively. Finally the stacks are geocoded using the 3-arc-second SRTM DEM.

2.3 Block models inversion

In order to investigate the kinematics of this triple junction, and in particular the potential location of block boundaries in Central Afar together with the fraction of coupling, we construct simple block models using Tdefnode (McCaffrey, 1995, 2002, 2009). In the following cases, the block boundaries are associated with an irregular grid of points along a fault plane with a vertical dip. At each node, defined by longitude/latitude/depth coordinates, we estimate a coupling fraction (ratio of locked to total slip). The inversion is a two-step process, following a grid search method and a simulated annealing method.

We increase the uncertainties of the east and north components of velocities given by the GAMIT/GLOBK software to a value of 1.5 mm/yr, given that the software largely underestimated the uncertainties from velocities deduced from campaign measurements. By doing so, we prevent abnormally high constraints for the inversions and in particular enable a wide investigation in the model space. We did not re-estimate the Euler pole of the 3 plates.

3 Velocity Field and Strain Rate Tensor in Central-Afar

3.1 General Description

In order to study the spatial distribution of the current deformation in Central Afar, we analyze the InSAR maps of surface mean velocity (Fig. 3) together with both the GPS velocity field (Fig. 4.4 and Fig. 4.5.a) and the strain rate tensor and the rotation rates (Fig. 5.b).

Figure 3 presents the maps of the ground velocity along the line of sight (LOS) for the four tracks analyzed in this study. Despite both the large number of images used for each track and the NSBAS treatment dedicated to reduce the atmospheric signal, the velocity maps still encompass short wavelength variations, which are interpreted as a residual turbulent atmospheric signal. Because of the lack of sharp gradients over the whole area studied, these maps point out that the deformation is mainly distributed, except across the MH and AG rift segment. The InSAR signal on the two western tracks is dominated by the dyking events along the MH rift segment, with circular fringes related to the intrusions extending eastwards with a $\sim$50 km wide band from the Dobi graben to the MI rift segment (Fig. 3.a and 3.b). The loss of coherence within the stack on track 6 prevents us from studying the activity of faults bounding the Tendaho graben, specifically on its northern border. We also observe gradients of velocity along small structures or patches of signal that may be related to tectonic signals, such as those

on the northwestern bank of Lake Abhe, along the northern fault bounding the Tendaho graben, and along several large scarps of the Dobi region. These features however must be considered cautiously since these gradients also follow elevation steps and, as underlined above, a residual stratified atmospheric signal is expected in the interferograms.

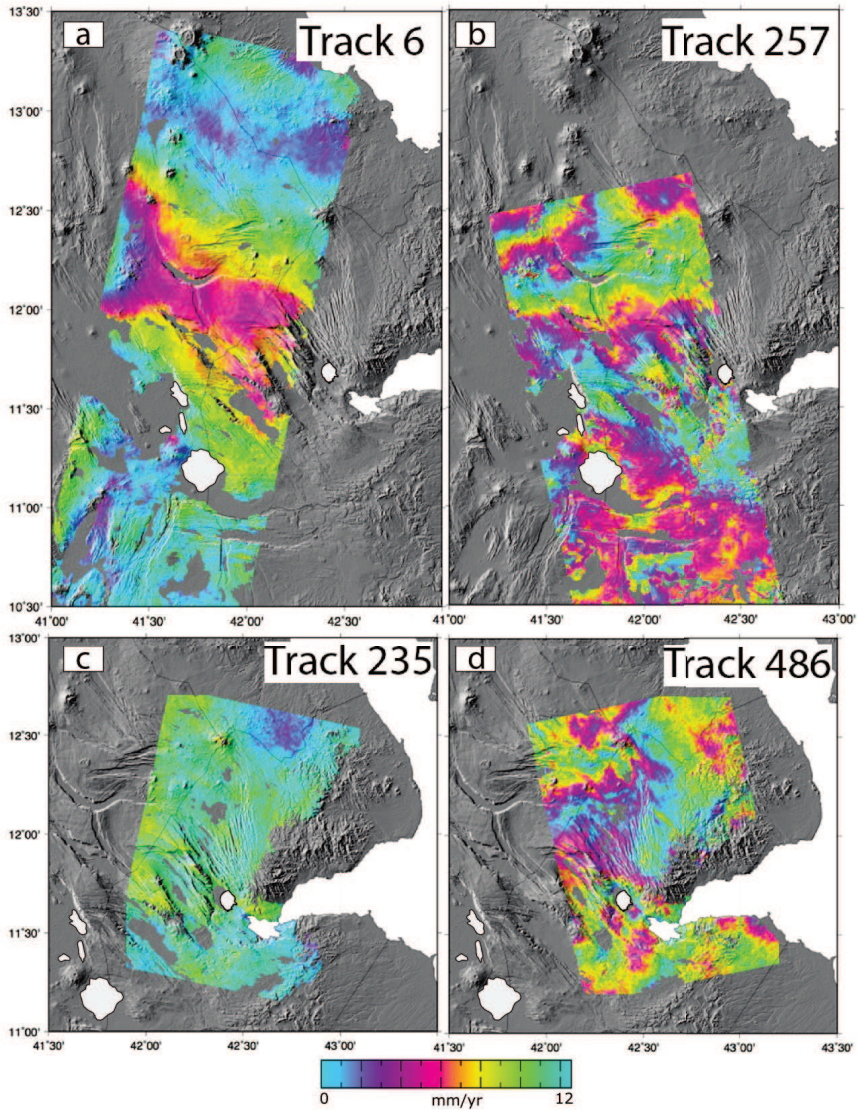


FIGURE 4.3: **Mean LOS velocity from Envisat images acquired along four tracks.** (a) Stack of 17 interferograms along the descending track 6. (b) Stack of 70 interferograms along the ascending track 257. (c) Stack of 472 interferograms the descending track 235. (d) Stack of 75 interferograms the ascending track 486.

The GPS velocity field represented in Figure 4 is consistent with a regular large wavelength SW-NE gradient confirming that the deformation is mainly distributed over Afar and very few specific structures accommodating most of the extensive deformation can be easily identified, except for two rift segments, the MH and AG, recently

activated. South of latitude N12°, the velocity vectors feature an overall rotation from the southwestern part to the southeastern part of the area under study. And a clear distinction exists for the sites located in the south of Djibouti, that is those expected to belong to the Somalia plate. North of the latitude N12°, we note the large velocity vectors at the vicinity of the recently activated MH rift segment. At the northeastern part of the region, large velocities (> 19.5 mm/yr) are consistent with the velocities within the Arabia plate, which confirms that the southern part of the Danakil block evolves with the Arabia plate (McClusky et al., 2010).

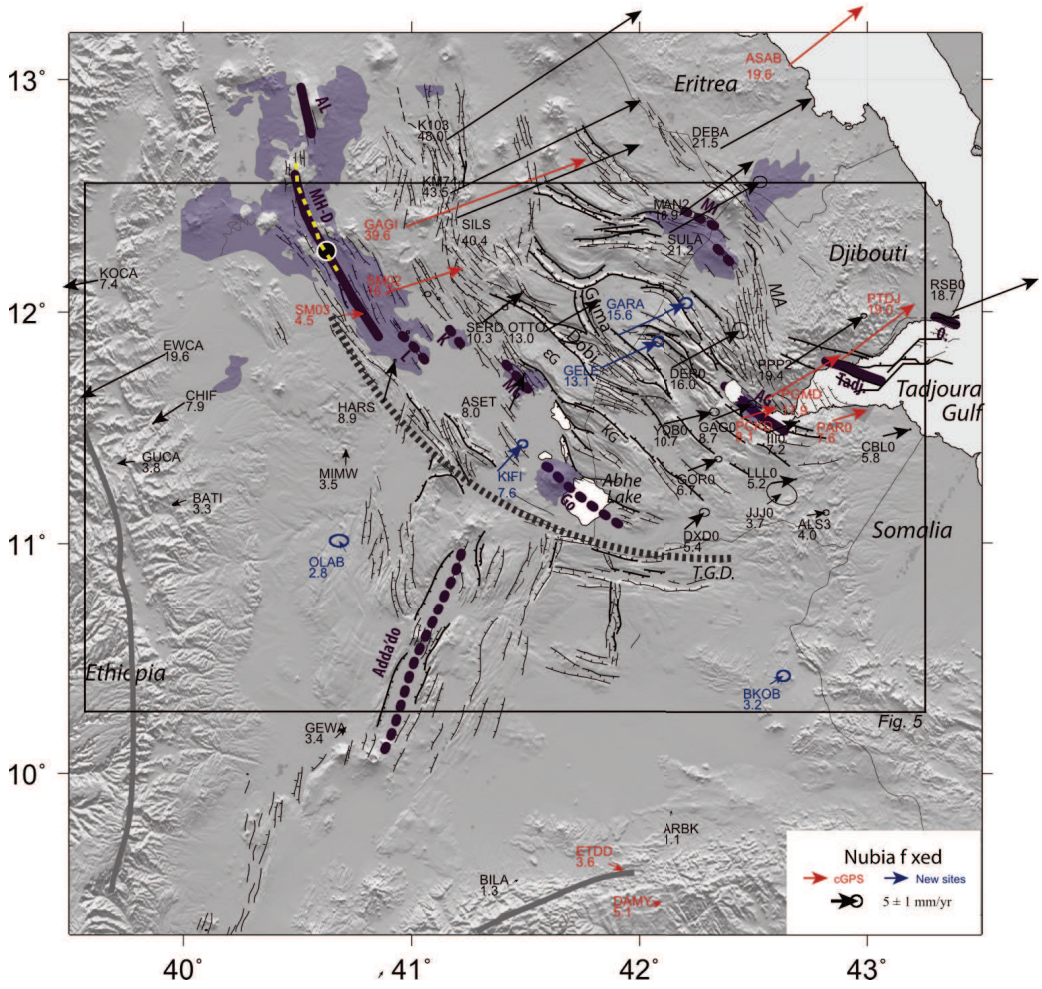


FIGURE 4.4: **GPS velocity field in Afar.** The black dot with a white contour and the dashed yellow line correspond to the location of the 2005-2010 sequence of intrusions within the MH-D rift segment and the main magma source feeding the intrusions, respectively.

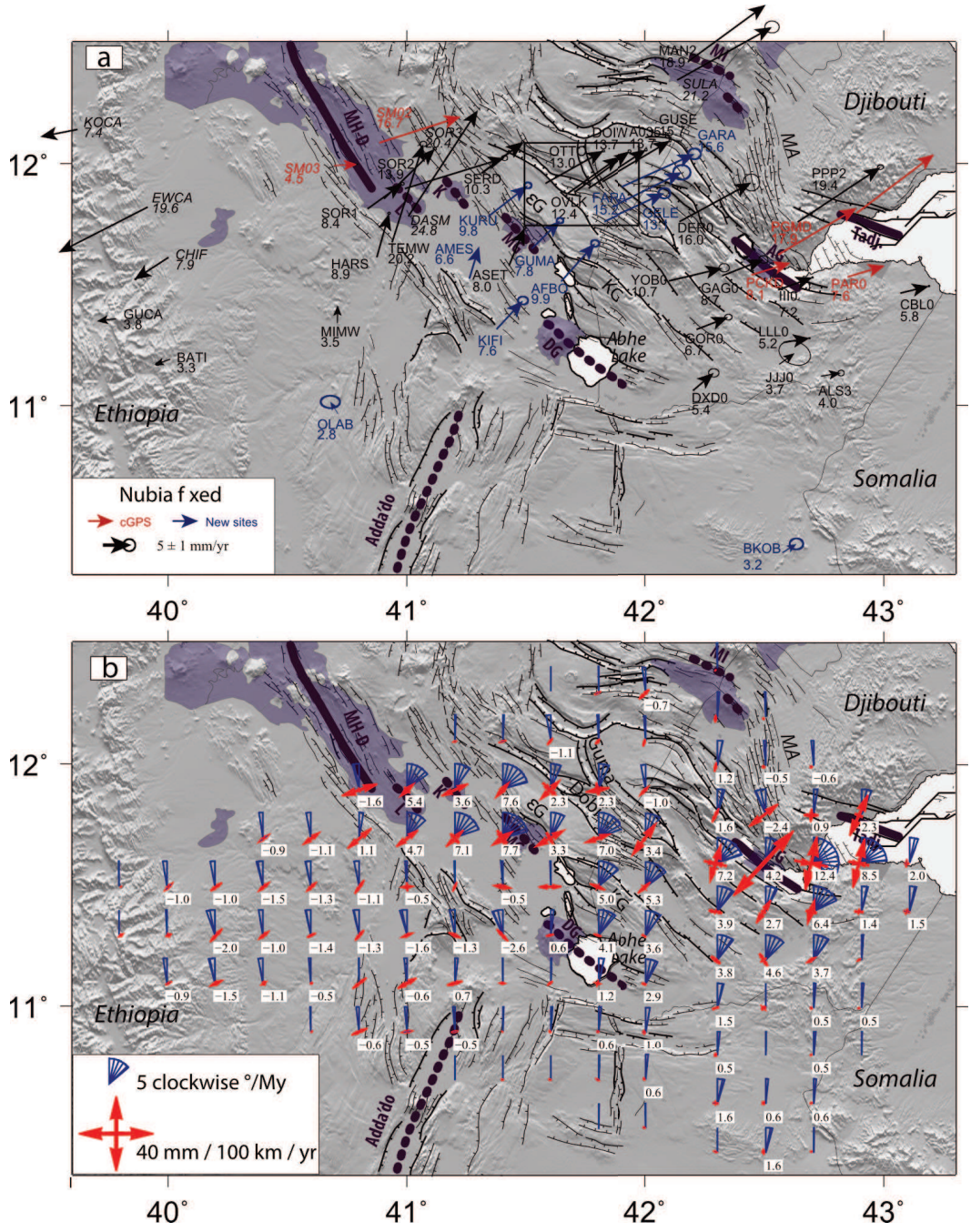


FIGURE 4.5: **(a)** GPS velocity field in Central Afar. The black rectangle is the location of the Figure 6. **(b)** Strain rate tensor and rotation rates in Central Afar.

Figure 5b represents the spatial distribution of the strain rate tensor throughout the whole Central Afar region from the GPS vectors (see Table 1, Fig. 5.a). A major result is that the direction of the axis of the smallest principal component of the strain rate tensor remains perpendicular to most of the structures visible in the topography of the whole study region. This suggests that the current deformation deduced from our GPS data over the 1999-2014 period is quite representative of the long-term deformation. This

is particularly true in the AG, MH and Tadjoura rift segments, in the Dobi graben, and at the vicinity of the large normal faults bounding the Tendaho graben. Noteworthy, the spatial evolution of the direction of the axis of the smallest principal component of the strain rate tensor from the Tadjoura Gulf to the Tendaho graben confirms the complexity of the deformation associated with the inland penetration of the divergent AR plate boundary west of longitude 042.5°E. The rotation rates (Fig. 5.b) are significant (>3°/Myr) within this area, which is considered to be a non-transform zone of transfer of extensive deformation (Barberi and Varet, 1977; Tapponnier et al., 1990).

3.2 The Northern part of the Main Ethiopian Rift

As shown by Kogan et al. (2012), the relative motion of the Nubia and Somalia plates across the MER is consistent with velocity parallel to the NE-direction, i.e. in the direction of the Arabia plate with respect to Nubia. In our velocity field, we also calculate low velocities parallel to this direction (GEWA, BILA, DAMY, ARBK) and further north at the site BKOB, which are also consistent with the velocities at sites located in southern Djibouti, and which are assumed to belong to the Somalian plate and to move along the N090-100° trending direction. Together with the results of Keir et al. (2011) related to a NS-trending dike intrusion in 2000 at the same latitude (lat : 09.9°N), this suggests that the extension due to the motion of the Arabia plate with respect to the Nubia plate is already accommodated in southern Afar. This result has to be confirmed by several future measurements. Notably the NE to NNE direction corresponds to the fast shear waves direction in the region, from the latitude 07°N (Ayele et al., 2004; Keir et al., 2005; Obrebski et al., 2010).

Along the northern section of the MER (from latitude 10.5°N to latitude 11°N), few measurements are available due to the difficult field accessibility which prevents any constraints on the horizontal velocity field in this area using GPS methods, and in particular the deformation in the vicinity of the Adda-do rift segment is not clearly represented. This active rift segment (quaternary volcanism and faulting, Hayward and Ebinger (1996)) is expected to accommodate the extension associated with the Nubia/-Somalia divergent motion, which is clear on the long-term, since the central graben and the main normal faults are oriented N020°E. Unfortunately, only the horizontal baseline between the sites of OLAB and BKOB, located ∼50 km and ∼150 km away from the rift axis, respectively, can be used to quantify the extension rate and direction across this boundary. Projected along a ∼N110°E trending profile, i.e. perpendicular to the NNE-trending rift axis, the opening rate is ∼3 mm/yr, which is lower than the opening rate predicted by the plate motion models (∼5 mm/yr along the N100°E direction, Chu and

Gordon (1999); Déprez et al. (2013, 2015); Saria et al. (2014)). Together with the azimuths of the horizontal velocities, this suggests that the influence of the triple junction makes the deformation along divergent plate boundaries more complex than expected. Unlike the GPS data, the InSAR data (stack of track6, Fig. 5.c) give access to local deformation and specifically reveal a slight signal along the along-axis central graben of the Adda-do rift segment with a phase increase corresponding to ∼2 mm/yr, which could interpreted as a 2.2 mm/yr subsidence of the inner-floor, since the acquisition geometry along this stack does not allow the determination of horizontal displacements perpendicular to the rift axis, ie. the expected opening direction. In the northwestern side of this rift segment, where the strain rate tensor determination is more reliable (Fig. 5.b), we observe a slight extension (∼12 mm/100km/year) along the EW-NW-trending direction within the Karrayyu basin, which is considered to be the western branch of the MER in Afar (Abbate et al., 1995; Acocella et al., 2008), even if no clear activity is in evidence from the morphology of the fault scarps, since the erosion is more important than in the other part of the region. The seismic activity in this basin however is regularly recorded (Ayele et al. (2015) ; Observatoire Geophysique d'Arta, pers. comm.).

3.3 The Aden Propagator

With the dense geodetic network in Djibouti, we clearly see two distinct main sets of velocities, each one corresponding to the sites located on either shore of the Tadjoura Gulf and the AG rift segment. The velocities range from 3.7 to 7.6 mm/yr along the N070°E direction and from 17.9 to 19.9 mm/yr along the N045°E direction on the southern and the northern margin, respectively. This velocity field is consistent with a divergent motion of ∼12 mm/yr along the N040°E direction across the Tadjoura Gulf, and ∼10 mm/yr along the N048°E direction across the AG rift segment, which is slightly slower than the opening rate deduced from measurements over the period [1991, 2003] by Vigny et al. (2007). The largest extensional deformation rate corresponds to the opening of the AG rift segment, with a value of 5.10^{-7} yr^{-1} which is about 500 times less than the strain rate associated with the 1978 dyke intrusion (Ruegg et al., 1979) and 10 times less than the strain rate associated with the first seven years of the post-rifting period (Ruegg and Kasser, 1987).

East of the AG rift segment, the GPS sites located around the Tadjoura Gulf allow the representation of the distribution of the strain rate tensor within the gulf and its shores. We specifically observe the opening in the area of the Tadjoura rift segment (50 mm/100 km/yr). We also note the strike-slip deformation regime within the transfer between the en échelon AG and Tadjoura rift segments (Manighetti et al., 2001).

West of the AG rift segment the velocity field becomes more complex. Although no

measurements allow us to constrain the velocity field within the Mak'Arrassou transfer fault, the velocities estimated south of the MI rift segment are significant (18.9 mm/yr for MAN2 and 21.2 mm/yr for SULA). We note that the difference between the velocity obtained at the ASAB site situated on the Danakil block along the Eritrean coast and the velocity at MAN2 is only of 0.6 mm/yr. Taking into account the uncertainties of the campaign GPS measurements, current extension across the MI rift segment is either absent or very low, though it is considered as the northward propagation of the Somalia/Arabia boundary (Manighetti et al., 1998). This points out the difference between short-term and long-term deformation, confirming that the deformation in Afar is not steady state.

In addition, we note the high NE-trending velocity (16 mm/yr) at the DER0 site, which is located at the northwestern tip of the Gaggade basin, east of the Lake Asal. The extensive deformation from the AG rift segment seems therefore to extend westward over a more distributed zone, even if the density of the GPS sites is low. This is in agreement with the GPS and InSAR velocity field within the AG rift segment, which shows that extension is more distributed south of the rift axis in the eastern part, nearby Lake Asal (Vigny et al., 2007; Doubre et al., 2010, 2014). We observe that south of the DER0 site, the rotations are quite large ($> 3^{\circ}$/Myr) in the southern part of Djibouti, from the southern margin of the Gulf of Tadjoura to Lake Abhe and the southern border. On the contrary, the rotation rates become smaller especially along the northern margin of the Tadjoura Gulf, the northern section of the MI region, and the wide area from Dobi at south to the MI rift segment at north.

3.4 The Red Sea Propagator

Regarding the Red Sea propagator, a striking feature concerns the sites located on both sides of the MH-D rift axis, up to ∼80 km away, which are affected by large velocities, pointing away from the rift axis. The directions of these velocities, estimated over the time period of 2007 to 2014 are probably due to the sequence of intrusions in the MH-D segment, as the fringes in the co-dyking interferograms reveal high extensive displacements at large distances from the rift spreading axis (∼70-80 km, Wright et al. (2006); Grandin et al. (2009)). On the western side, the sites located along the western escarpment of the Afar Depression (CHIF, EWCA, KOCA) and considered to belong to the Nubia plate, are affected by westward and southwestward velocities ranging from 7.9 to 19.6 mm/yr. Because they are located on the western margin of Afar, this suggests that an elastic compression may exist between the Afar domain and the stable high plateaus. We note that the EWCA site is affected by the largest velocity, reaching 19.6 mm/yr, since it was measured after 2009 contrary to CHIF and KOCA re-measured in 2012 (for

CHIF) and 2014 (for both). Further south, although the sites (GUCA and BATI) along the western escarpment are south of the lateral extension of the zone affected by the intrusions, they show southwestward velocities as well but with smaller amplitudes. On the eastern side of the rift axis, similar large horizontal NW-ward velocities are calculated in the two near field cGPS stations, SM2 and GAGI (16.7 and 39.6 mm/yr, respectively), and the campaign sites, SILS, KM74, K103 (40.4, 43.5 and 48.0 mm/yr, respectively ; Fig. 4). We note that the velocities at the sites located south of the southern tip of intrusions within the southern section of the MH rift segment (SM02, SM03, SOR1, SOR2, SOR3, HARS ; Fig. 5.a) remain lower than the far-field velocity.

3.5 The overlap zone

A large set of data shows the spatial distribution of the horizontal velocities within the overlap zone, recognized as the area enclosed between the RS and AR propagators (Fig. 1), especially across the Dobi graben and adjacent structures (Fig. 6). The velocity field in the MH-T rift segment shows that the amount of extension across the Tendaho graben does not exceed 2-3 mm/yr. The newly instrumented sites give a good image of the distribution of the deformation in this area, with a similar opening across the southeastern and the northwestern parts. The strain rate tensor determination shows that the axis of the smallest principal component is perpendicular to the structure in the northwestern end of the Tendaho graben in the continuation of the MH rift segment. In its southeastern end, this axis becomes E-W, perpendicular to the main fault of Afambo bounding the graben north and northeast of the Lake Abhe (north of the site AFBO). This configuration results on large rotations up to 7.7°/Myr in the central part of the graben. In the southeastern end the rotation are small (<0.5°/Myr) but the 800 m high scarp of the Afambo fault marks a boundary with the large rotation rates north of the Lake Abhe and in the westward continuation of the Hanle basin (Fig. 5.b).

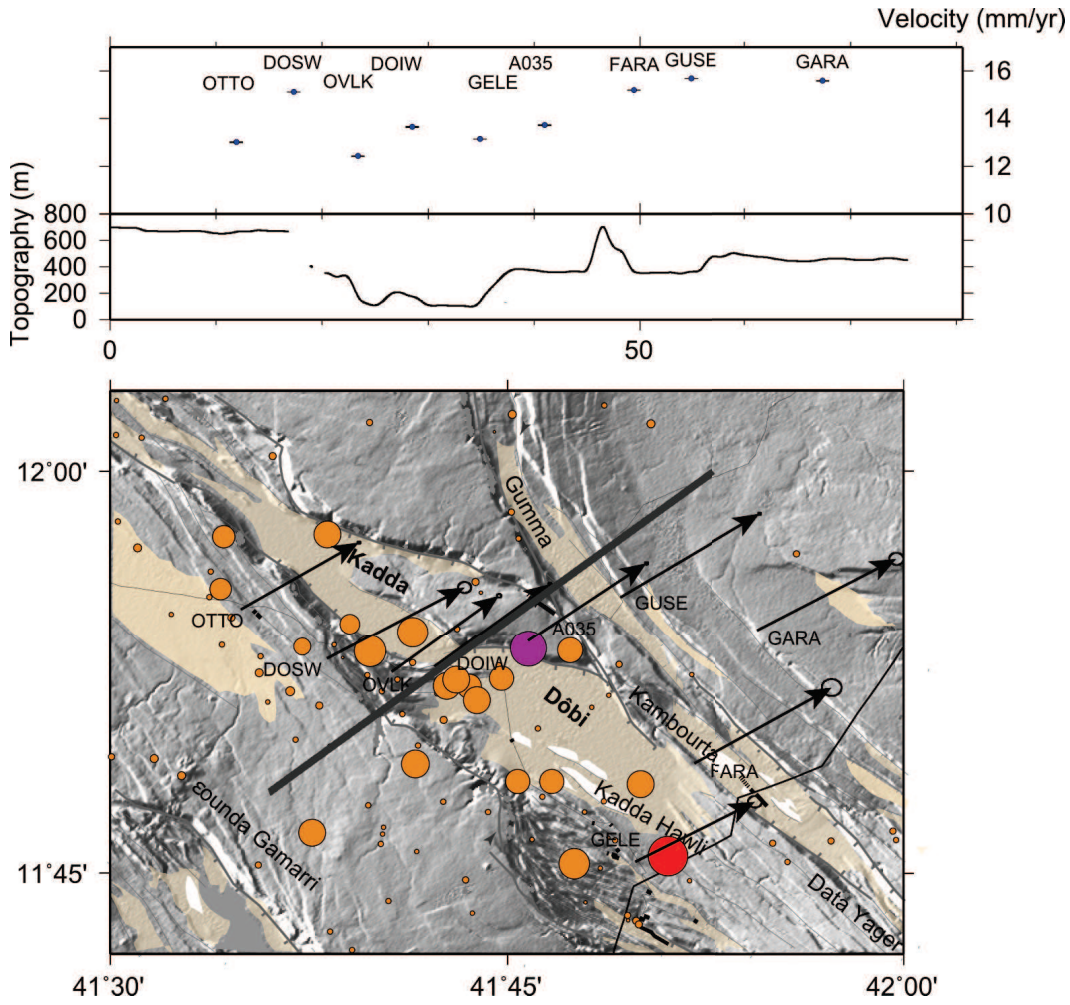


FIGURE 4.6: **GPS velocity field in the Kadda Dobi graben.** The seismicity locations during the Dobi sequence (from 20 Aug. to 6 Sept. 1989) are from Jacques et al. (1999). The first event (Ms=6.2) is in red, and the largest (Ms=6.3) is in purple.

North of the large SW-dipping scarp of the normal fault bounding the Tendaho basin on its northeastern side, we were unable to install a new site due to accessibility limitations, however the velocities at sites located further north in the southern part of the Dobi graben (OTTO, OVLK and GELE) show that at least 3 mm/yr of extension occurs on the plateau of εounda Gamarri or along the large bounding normal faults or smaller faults. Also, at the location of the largest event (Ms=6.3) of the seismic sequence (Jacques et al., 1999, 2011), a regular gradient of the horizontal velocities is observed across the northwestern part of the Dobi graben and the southeastern part of the NW-trending Gumma graben (Fig. 6). The sites, OTTO and OVLK, located at the southeastern side of the structure have velocities of 13.0 and 12.4 mm/yr, respectively. The velocities at the sites between the Kadda Dobi and Gumma grabens (DOIW and A035) are similar and equal to ∼13.7 mm/yr, while the velocity north of the Gumma

graben is 15.7 mm/yr. The strain rate tensor within the Dobi area is consistent with the strike-slip regime. Along the Djibouti and Ethiopia border where the first shock of the 1989 Dobi seismic sequence occurred, the evolution of the horizontal velocities along the NE-direction is quite similar as what is observed further west, but with a higher increase of ∼2 mm/yr across the first half, corresponding to the southeastern tip of the Dobi graben, while only ∼0.4 mm/yr occurs across the Kambourta graben (Fig. 6). We observe therefore, from Tendaho graben to the North of Dobi, a regular gradient along the NE-direction, within a 50 km-wide band, corresponding to the zone identified by Manighetti et al. (2001) as a the Gammari-Allol tear zone. From this latter region to the MI rift segment, a 5 mm/yr average of extension is distributed with no clear active faults accommodating this extension within the Siyyarou plateau and the Allol graben, as suggested by the InSAR data.

4 Discussion

4.1 Transitory Spreading Ridges

The geological mapping of the Afar surface indicated the existence of the two branches of holocene and quaternary volcanism (Barberi and Varet, 1977). An important result of the measurements presented in this study is the very low opening across the MI rift, across the southern branch of the MH rift segment, and across the Adda'do rift segment.

For the Adda'do rift segment there is insufficient data. Aerial and satellite images show very few fresh basalt flows that could indicate recent dyking episodes. However this does not exclude the possibility of an active rifting event (intrusion not intersecting the topographical surface), but the aspect of the faults is consistent with slow slip rates and/or slight tectonic activity, that is consistent with the low velocity of the divergent motion of the Nubia and Somalia plates.

Regarding the MI rift segment, the quaternary volcanism and the structure of the rift indicate that the rift is young, with the oldest lavas dated to ∼400 kyr and the onset of rifting estimated to be ∼190-140 kyr (Civetta et al., 1975; Audin et al., 1990; Vellutini, 1990; Manighetti et al., 1998). The description of the last seismo-volcanic event in 1929 (Gouin, 1979; Audin et al., 1990), including the eruption of the Kammourta Koma, a month long seismic sequence, the opening of fissures, the movements of the surface revealed by the modification of the drainage system, and the fresh slip markers along fault scarps, recalls the recent active rifting episode in the AG and MH rift segments. Therefore, we could assume that the last rifting episode occurred 85 years ago. Manighetti et al. (1998) have estimated a recurrence time of 670 years. The small amount

of opening across the rift strongly suggests that the mechanical response of the rifting episode is over, and that the rift segments are "sealed". This result is consistent with chemical analyses of the lavas showing that the magma source is deeper and less evolved than in Asal (Audin et al., 1990), and that the plate boundary remains less developed at depth than in older sections of the Aden ridge (AG, Tadjoura,...).

Regarding the MH rift segment, the structure of its southern section, referred to here as the MH-T, is complex and different from the other rift segments in Afar. The age of this ∼45 km-wide and ∼120 km-long graben is estimated to be 1.8 Ma (Acton and Stein, 1991; Acton et al., 2000). The axis of the northern section, i.e. the MH-D rift segment, is clearly defined in the topography but also by the pattern of deformation from co-dyking InSAR data, with a series of right-lateral en échelon short axes from N12° and N11.7°. Within the Tendaho graben partly filled by sediments forming the Awsa plains (Fig. 1), several NNW-trending small-size rift zones are identified from both the topography and the presence of Holocene and historical lava flows with no clear continuity forming the rift-in-rift structure (Tazieff and Varet, 1972) : across the Loma volcanic area, across the Kurub central volcano, across the Manda Gargori, and across the Dama Ale central volcano. Even if the lavas are fresh, especially within the Manda Gargori, no volcanic eruption has been reported in historical time. The datations by Lahitte (2003) give some ages of 90 and 220 ka for the lava flows but they notice that the aspect of the lavas on the field highly suggests a more recent volcanic activity. We have observed some smoking and venting of high temperatures during our last GPS campaign in 2014 in this area. Therefore, despite the morphology of the Manda Gargori subrift, no current localized deformation is clearly evidenced within the Tendaho graben. Unlike Manighetti et al. (1998) who identify the Manda Gagori subrift as the main active area of the MH-T segment, active from the last 0.2 Ma like the MI rift segment, Acocella et al. (2008) consider that the MH-T rift segment is a fading rift and that the extension now occurs mainly in the MI since 0.2 Ma.

The question to be addressed here is whether this pattern represents the long-term evolution of the extensive deformation in Central Afar or a snapshot of the surface deformation in a specific period during which no large displacements occur at the tips of the three divergent plate boundaries tearing the crust (and the lithosphere) in Afar. The studies on the opening dynamics of the rift segments over the last three decades in Afar, in Iceland and along mid-oceanic ridges clearly show that these large displacements are transient and are primarily related to magma intrusion(s). Therefore, the small amount of opening across the MI and MH-T segments is probably due to the unavailability of magma along the boundaries. Together with the Adda'do rift segment, even though the long-term opening velocity is low (∼5 mm/yr ; Asfaw et al. (1992)), this helps to better understand the behavior of a slow-spreading rift segment in continental or oceanic

context, even with no geodetic monitoring within the near field. The deformation in the MI, the MH-T and the Adda'do segments during the inter-dyking period characterized by small opening suggests that the tips of the divergent plate boundaries in Central Afar may not have been mature enough to remain the site of velocity gradients due to either a negligible thinning of the brittle layer, which could be viewed as a significant shallow locking depth along the boundary in a dislocation model (Savage and Burford, 1973), or to a poor magma supply that weakens the lithosphere locally. The dynamics of magmato-tectonic segments are classically viewed as a short-term alternanting of either magmatic dilatation during the co-dyking periods or tectonic activity during inter-dyking periods (Rubin, 1990). Considering these results and that even during the post-diking periods (high opening rate) the faults are not slipping significantly (Dumont et al., 2015), this suggests that the current morphology of the rift segment mainly results from the active rifting episode and not from the alternating of tectonic and magmatic periods over the rifting cycle.

4.2 Localized/Transient vs. distributed/Steady-state deformation

In both GPS and InSAR velocity fields, the deformation distributed over Central Afar contrasts with the localized deformation pointed out by the large gradients across and at the vicinity of the two volcano-tectonic rift segments recently activated. In the MH-D segment, the series of 13 intrusions below the rift axis from September 2005 to May 2010 induced a large signal, including co-dyking large displacements but also post-diking fast displacements. In the AG rift segment, the 1978 seismo-volcanic episode (Abdallah et al., 1979) has been followed by large horizontal and vertical velocities, particularly over the six subsequent years (Ruegg and Kasser, 1987; Cattin et al., 2005) with the opening velocity exceeding the velocity of the far-field plate motion (e.g. Jestin et al. (1994)) and the long-term velocity field deduced from geological, structural data and datations (Manighetti et al., 1998; De Chabalier and Avouac, 1994). Studies based on recent GPS and InSAR measurements show that the opening and vertical velocities remain high after 20 years and suggest that the current extension localized across the rift shoulders is still induced by the 1978 transient episode. Several mechanical processes have been proposed, and are still under debate, to explain the time evolution of the extensive deformation : aseismic continuous slow dilatation of a deep magma fracture below the rift axis (Cattin et al., 2005; Dumont et al., 2015), visco-elastic relaxation (Vigny et al., 2007; Nooner et al., 2009; Hamling et al., 2014) and/or recharge of magma reservoir(s) at depth (Peltzer and Doubre, 2015). Between the AG and the MH-D segments, the broad region of Central Afar corresponds to a NW-trending, ∼70 km wide band, where the strain is distributed over a series of horsts and grabens bounded by large normal

faults. Thus, within the snapshot of the deformation revealed by our results, two kinds of deformation occur in Afar : a localized deformation associated with high transient displacements in the active magmato-tectonic rift segments, and a steady-state extension distributed over this large band. In this band of Central Afar, marking the last region of attachment between the Arabia and the African plates, the lack of matured active volcano-tectonic segments, as explained above, causes the distributed deformation. This inference based on short-term observations is similar to what is observed over the long-term observations (from 30 My ago) for the evolution of the extension over Afar by Stab et al. (2014). Unlike (Wolfenden et al., 2005) who draw the evolution of the locus of extension as a migration of focused extensive areas toward the current active zone, Stab et al. (2014) show that the focusing of the extensive deformation in Afar is very recent and coeval with the emplacement of large magmatic centers (∼1.1 Ma, Lahitte (2003); Kidane (2003)) which succeeds to a period of distributed extension in Central Afar before and during the emplacement of the Stratoïd series. The post-Stratoid deformation in Central Afar within this central band remains distributed over time, even if the surface is cut by numerous small and large normal faults, the amount of tectonic extension (by normal faults) appears to be limited, since the tilting of blocks is generally very low ($<1^\circ$; Jacques et al. (2011)), not exceeding 17° in a few cases (Souriot and Brun, 1992). Also, taking into account the lack of significant gradients in the velocity field throughout Central Afar, most of the deformation appears to correspond to elastic extension with very few structures accommodating the far field motion. The extensive deviatoric stresses can potentially be released during tectonic events though the slip on numerous and intricate faults, such as the 1989 sequence Dobi Jacques et al. (1999, 2011).

4.3 Deformation Transfer in Afar

We focus here on the transfer of the extensive deformation between the rift segments, which has been studied using tectonic observations and paleomagnetic data over the long-term (Tapponnier et al., 1990; Manighetti et al., 2001; Kidane, 2003; Acton and Stein, 1991; Acton et al., 2000). Our surface velocity field obtained by GPS and InSAR offer insight into the mechanisms of transfer of the extensive deformation at several spatial scales, between the two active ridge propagators of AR and RS, and between successive rift segments.

The topographic surface of the ∼25 km long and ∼35 km wide area located between the AG rift segment and the Tadjoura rift segment is cut in its central part by two coeval sets of normal faults (N130-160°E and N070-120°E, Manighetti et al. (2001)). Significant evidence of the left-lateral component of the slip on these faults (horsetail terminations, left-lateral offsets) and rotations of faults are interpreted as bookshelf

faulting between the two overlapping rift segments by Manighetti et al. (2001). Their paleomagnetic measurements give a very high mean clockwise rotation rate of the blocks of 38°/Myr over the last 350±40 kyr, which agrees with the rotation rates predicted by the model of bookshelf faulting with the geometry of blocks in this area (Manighetti et al., 2001). The clockwise rotation rates deduced from our geodetic data over the last 15 years are three times smaller, 12°/Myr. However, this value has to be accepted with caution : even if the inversion method used here allows the determination of small-scale variation of the strain tensor and rotations between measurement sites, the configuration of the network, including very few sites east of the Tadjoura Gulf, induces a resulting distributed extension between the two margins of the Tadjoura Gulf. The addition of a short velocity vector a few kilometers south of the Tadjoura rift segment (similar to the velocity vector determined at the ARO0 station located in the southern shore of the Gulf) would certainly increase the rotation value of the overlap area. However, regarding the short-term deformation, the rotation rates are directly dependent of the current opening rate of the two rift segments, which is highly variable in function of the evolution stage of the segment within the rifting cycle. Therefore, this implies as well that the loading of the overlap zones itself is time variable.

Even if the spatial distribution of our geodetic data is not ideal for constraining the kinematics within the Mak'Arrassou region, it offers crucial insights on the deformation affecting the southern part of this region. Early on, this region has been identified as a sub-aerial transform zone between the two MI and AG active rift segments (Tapponnier and Varet, 1974), which do not overlap and do not induce bookshelf faulting in between (Manighetti et al., 2001). Two coeval sets of large normal faults eastward dipping to 70° are associated with narrow (500 m to 1 km), westward tilted blocks whose the surface can dip to 30°. The relative location of the two rift segments implies a left-lateral slip component along the numerous normal faults, which has been observed in the finite deformation mainly on the NS-trending faults but not consistently. Based on topographic considerations and geologic observations on the field and on satellite images, Le Gall et al. (2011) and Geoffroy et al. (2014) identify this region as a large monoclinal flexure, similar to those observed along the volcanic passive margin, and resulting either from differential loading due to the extrusive and intrusive crustal magmatic rocks in the continental domain (here at the south of the Danakil block) and in the future oceanic domain (here in Central Afar) or from the detachment fault. Due to this spatial configuration of the GPS velocity field and in particular the lack of velocity vector north-east of the Mak'Arrassou, our results of the strain rate tensor inversion shows that NE-trending extension occurs at the southern part of the Mak'Arrassou region, with low anti-clockwise rotation rate rotation (∼2.4°/Myr). Over the short term, we note that the seismic activity is mainly concentrated in the southern region of the Mak'Arrassou region, where the faults interact

with the faults of the AG rift segment, west of Lake Asal. In this area, our results are consistent with field observations and InSAR data (Peltzer and Doubre, 2007), which show that normal slip on the numerous eastward N150°E trending faults prevails over strike-slip regime.

The period of our measurement is particularly interesting to study the transfer of extensive deformation at larger scale, between the RS and the AR branches. Our measurements include (1) the large deformation at the MH and the AG rift segment and (2) the lack of significant opening at the top of the two ridge propagators. Even if it does not call the previously bookshelf faulting into question over the long-term, this short-term deformation is consistent with a large zone of strain transfer between the MH and the AG, corresponding to the NE-trending band of distributed deformation presented above. The velocity field clearly shows that a significant amount of extension affects the Central Afar area, when the MI and the MH-T do not concentrate extension through intrusion episode. Sigmundsson (1992) estimated that ∼15% of the total far field plate motion is accommodated by normal faulting, and proposed that the extension in Central Afar occurred during periods of lack of magma supply within the magmatic rift segment of the spreading axes.

4.4 Current configuration of the triple junction

Looking at the long-term deformation in Afar, and especially the locations of the main zones concentrating the most active tectonics and the quaternary volcanism, it seems obvious that a triple junction cannot be apprehended as a simple meeting point of three plate boundaries. Following the points discussed above, our results suggest that the kinematics of the triple junction in Afar highly depends on the dynamics of the divergent boundaries, which implies variations over time of both the geometric (depth and lateral extension) and geographic location of the boundaries and of the opening rates. From the GPS field, we attempt to construct block models of the present-day deformation in order to constrain the current location of the main boundaries, and estimate the depth of localized crustal extension.

In order to constrain the block boundaries of our models we superimposed seismic data, quaternary lava flows and DEM (giving the structural orientation associated with the post-Stratoid deformation) to the geodetic data, including GPS and InSAR velocity field, strain rate and rotation rate field described above. The seismic data come from several local temporary seismic networks installed over Central Afar from 2007 to 2011 (Ayele et al., 2015) and from the permanent Djiboutian seismologic network of the Geophysical Observatory of Arta (OGA). Regarding this latter network, the stations are

located on the eastern part of the study area leading to a westward increase of completeness magnitude and large lateral uncertainties on epicenters locations. For all the models presented here, the divergent plate boundaries far from Central Afar are fixed to the known boundaries, for which numerous geological, geochemical, seismological, and both long-term and short-term geodetic evidence exists. The Red Sea Ridge extends into Central Afar through the MH-D rift segment, clearly defined as south as latitude 12°N following the deformation pattern of the last dyking sequence (Fig. 7). The Aden Ridge reaches Central Afar through the Tadjoura Gulf, following the mapping of the structure of Manighetti et al. (1997), and along the AG rift segment. We note that, for clarity, the transfer zone in the overlap between the Tadjoura and AR rift segments is modeled by a NE-trending right-lateral transform zone and not by the rotation of NW-trending elongated blocks. In southern Afar, the divergent plate boundary corresponding to the MER extending to the Adda'do graben (as north as lat ∼10.5°N).

At a first approach, we built a model encompassing only three plates, separated by the previous boundaries, by joining them following the simplest way and taking into account the distribution of the GPS velocities and the strain rate tensor calculation. From the Asal-Ghoubbet rift segment to Central Afar the boundary between the Somalia and Arabia plates crosses successively the Der'Ela-Gaggade basin, the Data Yager fault cluster and the faults system connecting the South Dobi Graben to the Hanlé basin (Fig. 1). This location for the Somalia/Arabia boundary is chosen since we do not observe any evidence of extension along the MI. Regarding the southern prolongation of the RS ridge, we extend the divergent plate boundary by following the northeastern border of the Tendaho graben towards the recent Manda Gargori sub-segment (Lahitte et al., 2001; Manighetti et al., 2001; Acocella et al., 2008). Regarding the northern part of the Adda'do segment, we chose to prolong the boundary, whose the divergent motion is the slower one, along the same direction, across the Tendaho graben despite the lack of structural features and/or seismicity pattern parallel to this direction. This oversimplified model, including a constant 15 km locking depth along all the boundaries, explains the data at the first order for the three main plates (Nubia, Somalia and Arabia) and, on a smaller scale, points out three main characteristics of the deformation pattern associated with the kinematics of the triple junction. First, the central area, including the whole Tendaho graben and the region at the southwest of the MH-D rift segment, evolves independently, since we observe a non-random residual pattern with an invariable misfit toward the north (∼3 mm/yr, yellow arrows, Fig. 7.a). Second, large residual values (>3 mm/yr, blue arrows Fig. 7.a) observed on both sides of the AG rift segment that suggests a variation in the locking depth of the boundary at this section, which is in agreement with the shallow elastic layer deduced from co-diking geodetic inversions (Tarantola et al., 1979, 1980). Third, the northeastward increase of the residues

within the Dobi graben and along the Ethiopia/Djibouti border, which confirms that a boundary should be located south of this area.

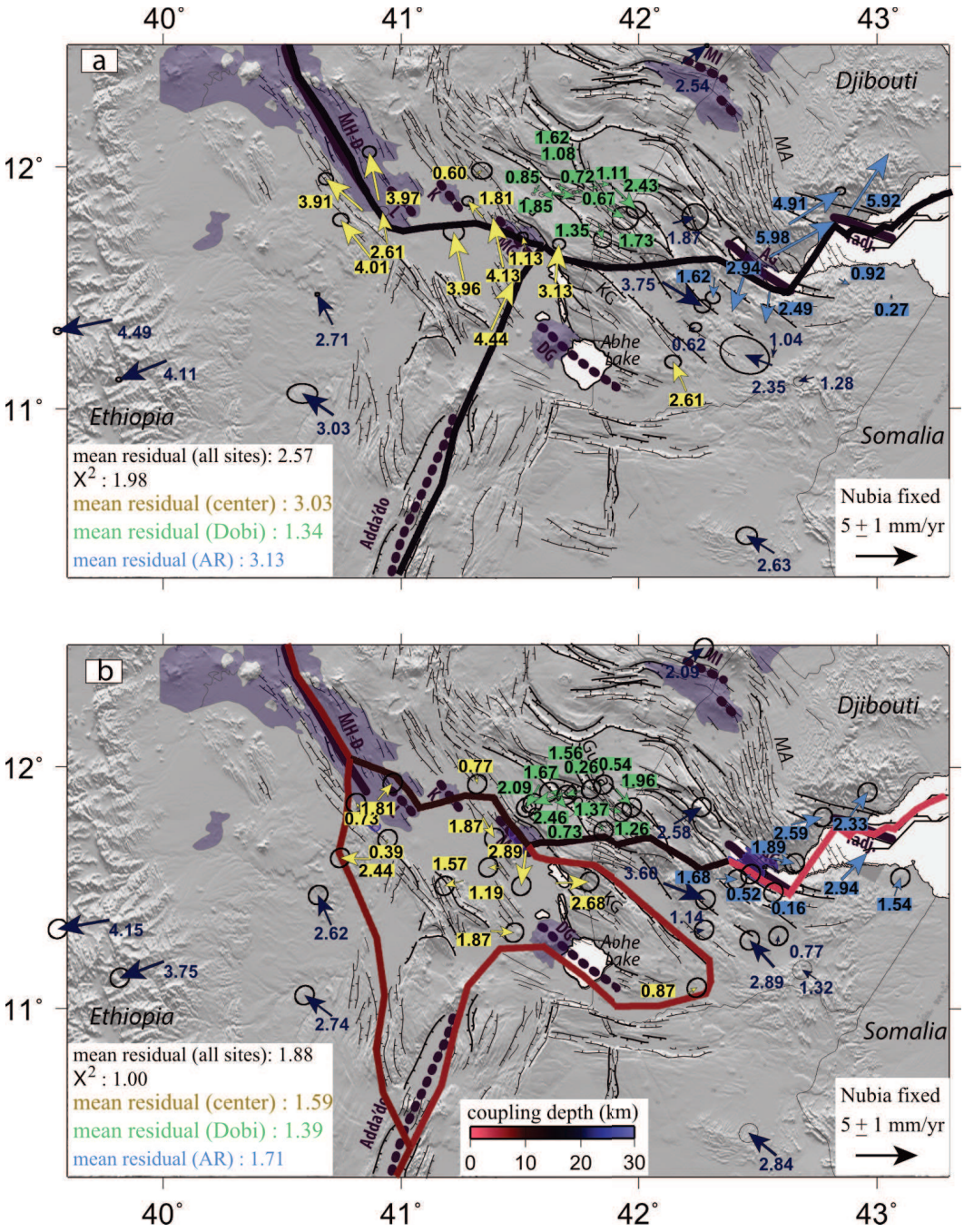


FIGURE 4.7: **Block models of the Afar triple junction region** with three plates (a) and four plates (b). The arrows correspond to the residuals between the modeled and observed velocities. For the model (a), the plate motions are fixed, for the model (b) both the rotation of the central micro-block and the coupling depth are inverted.

A second model attends to better fit the GPS velocities by inverting the coupling

depth along the boundaries and by adding one central micro-block for which the rotation pole is also inverted. Aware that the deformation transfer in Central Afar occurs following the model of bookshelf-faulting zone evolving the rotation of a series of blocks, both the actual spatial density of our GPS measurements and the quality of the InSAR surface velocity maps are still insufficient to constrain the rotation rate and boundaries of the numerous blocks. Similar to the previous model, we first draw the boundary far from Central Afar, and then, using our geodetic results, we draw the borders of the micro-block. Taking account both the extensive evidence of our strain rate field and the occurrence of seismic swarms in the Karrayu Basin (Ayele et al., 2015), we split the southern divergent boundary into the Adda-do rift segment and the Karrayu basin. According to the GPS vectors, the junction between the block boundary along this basin with the MH-D rift segment occurs along a NS-trending direction, which broadly corresponds to the direction of the faults bounding the northern part of the basin. This basin has been recognized as a quaternary tectonically active branch of the MER (e.g. Abbate et al. (1995); Acocella et al. (2008)) in agreement with the modern Awash River incision (Quade et al., 2008). The GPS velocity field is consistent with a northern boundary following the sub-rift axis within the Tendaho graben. However, the eastern border appears more complex. After a series of tries, the best fit corresponds with the site DXD0 in southern Djibouti evolving with the central micro-block. Without the addition of a new block, this implies an irregular geometry of the block and boundaries with significant changes of directions, particularly at the junction go the Adda'do segment and the Goba'ad-Dama Ale sub rift. Considering the GPS network, we chose to not add any blocks, which would not be sufficiently constrained. Also, even if large faults with perpendicular directions are building the topography with no clear chronology, particularly in this area, near the junction of the MER and the Afar Depression. However it is important to note that this geometry cannot represent a block stable over the long-term, but it appears necessary to model the distributed deformation in this region over the short term, more particularly for the two narrow "lump", between the Karrayu basin and the Adda'do rift segment, and also, between the Lake Abhe and the AG rift segment, the region better constrained by our GPS data. The additional micro-block allowed obtaining a model, which explains the GPS velocities with residual velocities in the same order of magnitude than the uncertainties related to the campaign GPS measurements.

The inverted coupling depth along the mature AG rift segment is very low (3 km), consistent with the value of the elastic thickness deduced by Tarantola et al. (1979, 1980) and with the tomography images at the center of the rift (Doubre et al., 2007b). On the contrary, along the Somalia/Arabia and the micro-bloc/Arabia boundaries (crossing the basins and bordering the Tendaho graben) the inverted coupling depth is significantly higher (13 and 10 km, respectively), where the velocity gradients remain low, suggesting

that this current boundary mainly corresponds to a zone of localized deformation at depth. Using the results of this model, the analysis of our surface velocity field over Central Afar confirms that the current deformation is dominated by distributed deformation, which can be describe by one or, probably, several micro-blocks outside of the magmato-tectonic segments and that the pattern of deformation is not stationary and greatly depends on the both location and the evolution stage within the rifting cycle of the active rift segments. The triple junction corresponds to a wide zone where the boundaries are conditioned by the availability of magma and the resulting transfer of extensive deformation is therefore transitory in time and unstable in space.

5 Conclusions

The combination of the two modern geodetic methods, GPS and InSAR, is appropriate to specifically study the crustal deformation in Central Afar. In addition of the geometric complementarity (InSAR being sensitive to LOS displacements, and GPS being more accurate for estimating horizontal velocities), the GPS technique allows the quantification of the relative plate motion whereas InSAR technique gives access to deformation across small-scale structures. However, while inSAR showed its potentialities to study large amplitude displacement in Afar, such as the dyke sequence along the MH-D rift segment (Wright et al., 2006; Grandin et al., 2009; Hamling et al., 2009), the measurement of small amplitude displacement is complex because of the turbulent tropospheric signal, except in the case of very large SAR image dataset, such as the 11-year long archive of Radarsat-1 images acquired every 24 days which allows Doubre and Peltzer (2007) to measure slip rates along normal faults with an order of magnitude lower than 1 mm/yr. Until the treatment of the SAR images from the new satellite Sentinel-1, acquired every 12 days, which will bring important constraints on the surface velocity map, GPS appears till now the more appropriate technique to accurately quantify the surface strain in Afar, characterized by a combination of localized and distributed deformation.

At large scale, the GPS velocities are consistent with the far field plate motion deduced from tectonic models, except for the northern part of the Somalia plate, where the vectors show a NE trending motion from low latitudes, in agreement with the observations of Kogan et al. (2012) made across the Central MER and further south to N08° of latitude. This suggests that the northern part of the Somalia plate evolves independently from the whole Somalia plate, whose motion is mainly determined from GPS stations located below the Equator.

At regional scale, the largest velocity gradients occur across the two magmato-tectonic segments which have been activated over the last decades, and the large opening rate corresponds to the deformation following significant amount of extension due to several meters wide magma intrusions : the MH-D rift segment activated in 2005-2010 (Pagli et al., 2014) and the AG rift segment activated in 1978. Except for these two segments, the GPS and InSAR velocity fields reveal very low if any extensive deformation across the other quaternary active magmato-tectonic segments, even with no dense GPS local network. This clearly shows the transient behavior of the segments of divergent plate boundary. The MI rift segment, which may have been activated by a rifting episode in 1929, appears currently "sealed" with no increase of velocity from the southern to the northern margins.

With no overlap of the active divergent branches, the deformation is however distributed between the two AG and the MH-D rift segments, within a large band, marking the last attachment zone between the Arabia/Danakil plate with Africa, with low strain rate. An important result is that the short-term deformation field is consistent with the long-term deformation since the extensive axe of the deformation tensor remains, over the whole Central Afar, perpendicular to the large normal faults bounding the series of horsts and graben dissecting the topographic surface. This consistency suggests that the current configuration of the active plate boundary must have prevailed over the 2-4 last Ma (age of the Stratoid series). The analysis of the velocity field in Central Afar confirms that the deformation is distributed over the 70 to 80 km, but that velocity vectors can describe the presence of one or several micro-blocks. Even if the GPS data spatial distribution did not allow us to cut up Central Afar into numerous micro-blocks in addition to the three main plates, by taking into account only one micro-block, we show that the distributed deformation can certainly be described by several adjacent blocks, because this micro-block cannot be stable over the age time scale due to its complex geometry. We show however that the transfer of the extensive deformation from the Aden and the Red Sea ridges is mainly concentrated along a EW trending stripe between the AG and the MH-D rift segments, from the southwest of Lake Asal, through the intensely dissected area by EW faults between the Gamarri and the εounda Gamarri plateaus, to the sub-rifts of the northwestern border of the Tendaho graben.

site	longitude	latitude	Ve wrt Nub	Vn wrt Nub	observations	used in inversions
A035	41.76282	11.89394	11.497	7.5406	2007, 2009, 2014	yes
AFBO	41.64929	11.51081	6.5906	7.41	2012, 2014	yes
ALS3	42.74072	11.11737	3.9113	.6312	2003, 2014	yes
AMES	41.26447	11.52093	1.9112	6.3504	2012, 2014	yes
ARBK	42.14051	9.82138	.1437	1.1198	2012,2014	no
ASAB	42.65443	13.06292	15.3441	12.2651	2007, 2009-2013	no
ASET	41.43048	11.57513	3.0566	7.3903	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	yes
BATI	40.01399	11.18827	-3.1477	-1.0706	2007, 2008, 2012, 2014	yes
BILA	41.44229	9.53590	1.1987	. 6525	2012,2014	no
BKOB	42.57488	10.38508	2.7194	1.6903	2012, 2014	yes
CBL0	43.06719	11.45974	5.5875	1.3625	1999, 2001, 2003, 2010, 2012, 2014	yes
CHIF	40.00731	11.60892	-6.6657	-4.3318	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	no
DEBA	42.34621	12.70308	18.8562	10.3778	2007, 2010	no
DER0	42.14903	11.75594	14.0684	7.6914	2010, 2014	yes
DOIW	41.70367	11.87797	11.062	8.0199	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	yes
DOSW	41.63628	11.88297	13.5454	6.7476	2012, 2014	yes
DXD0	42.20517	11.05793	4.0961	3.4817	2010, 2012, 2014	yes
ETDD	41.85835	9.61307	3.2606	-1.5519	2008-2013	no
EWCA	39.91356	11.82004	-17.4589	-8.928	2007, 2008, 2009	no
FARA	41.86739	11.81794	13.6384	6.7397	2012, 2014	yes
GAG0	42.32327	11.53132	8.1311	3.2036	2010, 2014	yes
GARA	41.90783	11.90075	14.208	6.4371	2012, 2014	yes
GELE	41.83011	11.75706	11.9464	5.5429	2012, 2014	yes
GEWA	40.65579	10.15349	2.39	2.3819	2007, 2009	no
GOR0	42.21602	11.30916	6.2496	2.4137	2003, 2010, 2012, 2014	yes
GUCA	39.78644	11.35857	-3.7606	-.50	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	yes
GUMA	41.52581	11.64583	5.5244	5.4676	2012, 2014	yes
GUSE	41.82096	11.92152	13.5011	8.0112	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	yes
HARS	40.87770	11.61003	.2446	6.2712	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	yes (only 2012, 2014)
III0	42.55592	11.47234	6.7542	2.4567	1999, 2001, 2003, 2010, 2014	yes

JJJ0	42.56596	11.16682	3.0354	2.1986	2010, 2012	yes
K103	41.14048	12.73478	39.9976	26.4582	2007, 2008, 2009	no
KIFI	41.37829	11.31276	5.1751	5.6009	2012, 2014	yes
KM74	41.15623	12.51026	39.1462	19.021	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	no
KOCA	39.62065	12.14279	-7.3092	-1.4385	2007, 2008, 2009, 2014	no
KURU	41.34428	11.77935	7.712	6.0248	2012, 2014	yes
LLL0	42.57780	11.25548	5.1655	.8508	1999, 2001, 2003, 2010, 2012, 2014	yes
MAD9	40.84964	9.11503	.5528	.8162	2012, 2014	no
MAN2	42.18376	12.41586	15.2028	11.1578	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	yes
MIMW	40.71313	11.33780	.0395	3.522	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	yes
OLAB	40.71537	10.96282	-1.4745	2.3224	2012, 2014	yes
OTTO	41.58226	11.91404	11.3455	6.3978	2007, 2008, 2009, 2012, 2014	yes
OVLK	41.67701	11.87468	10.1538	7.185	2007, 2009, 2014	yes
PAR0	42.84707	11.52629	7.2926	2.2011	2003-2014	yes
PCKD	42.44532	11.53488	7.714	2.3962	2003-2006, 2010-2014	yes
PDSO	41.79262	11.90857	12.9939	7.8161	2007, 2009, 2014	yes
PGMD	42.55594	11.61734	15.3694	9.1567	2003-2006, 2010, 2012-2014	yes
PPP2	42.63753	11.75289	16.2311	10.7419	2003, 2010, 2012, 2014	yes
PTDJ	42.88409	11.78907	15.0835	11.5081	2003-2006, 2010-2012	yes
RSB0	43.36233	11.97966	17.4469	6.6684	1999, 2001, 2003, 2010, 2012, 2014	no
SERD	41.31466	11.95677	12.137	7.4494	2007, 2008, 2012, 2014	yes (only 2012, 2014)
SILS	41.18572	12.40714	37.5736	15.0263	2007, 2008, 2012, 2014	no
SOR1	40.83926	11.80968	3.0582	7.3144	2009, 2012, 2014	yes (only 2012, 2014)
SOR2	40.90746	11.85201	5.8904	9.0465	2009, 2012, 2014	yes (only 2012, 2014)
SOR3	40.99442	11.89283	19.4916	6.012	2009, 2012	no
TNDH	40.94230	11.67249	3.4051	7.2627	2007, 2009, 2012, 2014	yes (only 2012, 2014)
YOB0	42.10567	11.51160	10.4452	2.4934	2010, 2012, 2014	yes

Table 1 : Location, magnitude of velocity components with respect to Nubia fixed, dates of measurements for the sites in Afar. The last column indicates if the velocity is included in the inversions for both the determination of the strain tensor and the block modeling.

Acknowledgments

This work was supported by the Agence Nationale pour la Recherche, in the framework of the project DoRA ANR-09-JCJC-0051-01. We thank all the participants of the measurement campaigns, and teams involved to make the data available. We are grateful to our colleagues from the Institute of Geophysics, Space Sciences and Astronomy from the Addis Ababa University, and from the Centre d'Etudes et de Recherches Djiboutiennes (Dir. Mohamed Jalludin) and the Observatoire Géophysique d'Arta (www.oga.dj). Support from the authorities of the Afar regional government in Semera has been crucial and they are warmly thanked, as well as the policemen in the field with us. The fieldwork has been possible with the logistic support of the Centre Français d'Etudes Ethiopiennes in Addis-Ababa. Special thanks are addressed to Eloi Ficquet, to the Ethiopian and Djiboutian drivers, Semeneh Bacha, Amare Setotaw, Temechach Yirfu, Wegen Amerga and Mohamed Amadou, and to Yves Bertrand and Bernard Luck for their precious help on the field.

Bibliographie

Abbate, E., Passerini, P., and Zan, L. (1995). Strike-slip faults in a rift area : a transect in the Afar Triangle, East Africa. *Tectonophysics*, 241(1-2) :67–97.

Abdallah, A., Courtillot, V., Kasser, M., Le Dain, A. Y., Lépine, J. C., Robineau, B., Ruegg, J. C., Tapponnier, P., and Tarantola, A. (1979). Relevance of Afar seismicity and volcanism tothe mechanics of accreting plate boundaries. *Nature*, 282 :17–23.

Acocella, V., Abebe, B., Korme, T., and Barberi, F. (2008). Structure of Tendaho Graben and Manda Hararo Rift : Implications for the evolution of the southern Red Sea propagator in Central Afar. *Tectonics*, 27(4).

Acton, G. D. and Stein, S. (1991). Block rotation and continental extension in Afar : A comparison to oceanic microplate systems. *Tectonics*, 10(3) :501–526.

Acton, G. D., Tessema, A., Jackson, M., and Bilham, R. (2000). The tectonic and geomagnetic significance of paleomagnetic observations from volcanic rocks from central Afar , Africa. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 180 :225–241.

ArRajehi, A., McClusky, S., Reilinger, R., Daoud, M., Alchalbi, A., Ergintav, S., Gomez, F., Sholan, J., Bou-Rabee, F., Ogubazghi, G., Haileab, B., Fisseha, S., Asfaw, L., Mahmoud, S., Rayan, A., Bendik, R., and Kogan, L. (2010). Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate : Implications for Red Sea and Gulf of Aden rifting. *Tectonics*, 29(3).

Asfaw, L., Bilham, R., Jackson, M., and Mohr, P. (1992). Recent inactivity in African rift. *Nature, scientific correspondence*, 357.

Audin, J., Vellutini, P., Coulon, C., Piguet, P., and Vincent, J. (1990). The 1928-1929 eruption of Kammourta volcano - Evidence of tectono-magmatic activity in the Manda-Inakir rift and comparison with the Asal Rift, Afar Depression, Republic of Djbuti. *Bull. Volcanol.*, 52 :551–561.

Audin, L., Quidelleur, X., Coulié, E., t, V., Gilder, S., Manighetti, I., Gillot, P.-Y., Tapponnier, P., and Kidane, T. (2004). Palaeomagnetism and K-Ar and 40 Ar/ 39 Ar ages in the Ali Sabieh area (Republic of Djibouti and Ethiopia) : constraints on the mechanism of Aden ridge propagation into southeastern Afar during the last 10 Myr. *Geophys. J. Int.*, 158(1) :327–345.

Ayele, A., Ebinger, C. J., van Alstyne, C., Keir, D., Nixon, C. W., Belachew, M., and Hammond, J. O. (2015). Seismicity of the central Afar rift and implications for Tendaho dam hazards. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 420.

Ayele, A., Jacques, E., Kassim, M., Kidane, T., Omar, A., Tait, S., Nercessian, A., de Chabalier, J.-B., and King, G. (2007a). The volcano–seismic crisis in Afar, Ethiopia, starting September 2005. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 255(1) :177–187.

Ayele, A., Stuart, G., Bastow, I., and Keir, D. (2007b). The August 2002 earthquake sequence in north Afar : Insights into the neotectonics of the Danakil microplate. *J. Afr. Earth Sci.*, 48(2-3) :70–79.

Ayele, A., Stuart, G., and Kendall, J.-M. (2004). Insights into rifting from shear wave splitting and receiver functions : an example from Ethiopia. *Geophys. J. Int.*, 157(1) :354–362.

Barberi, F. and Varet, J. (1970). The Erta Ale volcanic range (Danakil depression, northern afar, Ethiopia). *Bull. Volcanol.*, 34(4) :848–917.

Barberi, F. and Varet, J. (1977). Volcanism of Afar : Small-scale plate tectonics implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88 :1251–1266.

Beauducel, F., Briole, P., and Froger, J.-L. (2000). Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1998) : Deformation or tropospheric effect ? *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 105(B7) :16391–16402.

Belachew, M., Ebinger, C., Coté, D., Keir, D., Rowland, J., Hammond, J., and Ayele, A. (2011). Comparison of dike intrusions in an incipient seafloor-spreading segment in Afar, Ethiopia : Seismicity perspectives. *J. Geophys. Res. : Solid Earth (1978–2012)*, 116(B6).

Calais, E. (2009a). Afar 2009 : February. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Calais, E. (2009b). Afar 2009 : October. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Calais, E. and Buck, R. (2007). Afar 2007 : March. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Calais, E. and Buck, R. (2008). Afar 2008. *UNAVCO, GPS Data Set*.

Cattin, R., Doubre, C., de Chabalier, J.-B., King, G., Vigny, C., Avouac, J.-P., and Ruegg, J.-C. (2005). Numerical modelling of quaternary deformation and post-rifting displacement in the Asal Ghoubbet rift (Djibouti, Africa). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 239(3-4) :352–367.

Chu, D. and Gordon, R. G. (1999). Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian Ridge. *Nature*, 398(6722) :64–67.

Civetta, L., De Fino, M., Gasparini, P., Ghiara, M., La Volpe, L., and Lirer, L. (1975). Structural meaning of east-central Afar volcanism (Ethiopia, TFAI). *J. Geol.*, pages 363–373.

Courtillot, V., Achache, J., Landre, F., Bonhommet, N., Montigny, R., and Féraud, G. (1984). Episodic spreading and rift propagation : new paleomagnetic and geochronologic data from the Afar nascent passive margin. *J. Geophys. Res.*, 89(B5) :3315–3333.

Courtillot, V., Armijo, R., and Tapponnier, P. (1987). Kinematics of the Sinai triple junction and a two-phase model of Arabia-Africa rifting. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 28(1) :559–573.

Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., and Besse, J. (1999). On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 166(3) :177–195.

De Chabalier, J. B. and Avouac, J. P. (1994). Kinematics of the asal rift (djibouti) determined from the deformation of fieale volcano. *Science (New York, N.Y.)*, 265(5179) :1677–81.

Doin, M.-P., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Lodge, F., Ducret, G., and Grandin, R. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. *Proceedings of the European Space Agency Symposium Fringe. Frascati, Italy.*

Doin, M.-P., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., and Doubre, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1) :35–50.

Doubre, C., Deprez, A., Masson, F., Socquet, A., Ulrich, P., Ibrahim Ahmed, S., de Chabalier, J., Ahmadine Omar, A., Vigny, C., and Ruegg, J. (2014). Large geodetic time series constraining the spatial distribution and the time evolution of the velocity field at the western tip of the Aden Ridge in Afar. *AGU Fall Meeting Abstracts.*

Doubre, C., Manighetti, I., Dorbath, C., Dorbath, L., Jacques, E., and Delmond, J. C. (2007a). Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift (Asal-Ghoubbet, Afar, East Africa) : 1. Insights from a 5-month seismological experiment. *J. Geophys. Res.*, 112(B5) :B05405.

Doubre, C., Manighetti, I., Dorbath, L., Dorbath, C., Bertil, D., and Delmond, J. C. (2007b). Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift (Asal-Ghoubbet, Afar, East Africa) : 2. Insights from the 23-year recording of seismicity since the last rifting event. *J. Geophys. Res.*, 112(B5) :B05406.

Doubre, C. and Peltzer, G. (2007). Fluid-controlled faulting process in the Asal Rift, Djibouti, from 8 yr of radar interferometry observations. *Geology*, 35(1) :69.

Doubre, C., Socquet, A., Masson, F., Cressot, C., Mohamed, K., Vigny, C., and Ruegg, J. (2010). GPS Velocity Field at the Western Tip of the Aden Ridge ; Implications for Rifting and the Arabia-Somalia-Nubia Triple Junction Dynamics. *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Ducret, G., Doin, M., Grandin, R., Lasserre, C., and Guillaso, S. (2011). Dem corrections before unwrapping in a Small Baseline strategy for InSar time series analysis. pages 1353–1356.

Dumont, S., Socquet, A., Grandin, R., Doubre, C., and Klinger, Y. (2015). Surface displacements on faults triggered by slow magma transfers between dike injections in the 2005-2010 rifting episode at Dabbahu-Manda Hararo rift (Afar, Ethiopia). *Geophys. J. Int., in press*.

Déprez, A., Doubre, C., Masson, F., and Ulrich, P. (2013). Seismic and aseismic deformation along the East African Rift System from a reanalysis of the GPS velocity field of Africa. *Geophys. J. Int.*

Déprez, A., Doubre, C., Masson, F., and Ulrich, P. (2015). Erratum : Seismic and aseismic deformation along the East African Rift System from a reanalysis of the GPS velocity field of Africa. *Geophys. J. Int.*, 200(1) :556.

Ebinger, C., Keir, D., Ayele, A., Calais, E., Wright, T., Belachew, M., Hammond, J., Campbell, E., and Buck, W. (2008). Capturing magma intrusion and faulting processes during continental rupture : seismicity of the Dabbahu (Afar) rift. *Geophys. J. Int.*, 174(3) :1138–1152.

Ebinger, C. J. and Sleep, N. H. (1998). Cenozoic magmtism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *letters to nature*, 395(October) :788–791.

Geoffroy, L., Le Gall, B., Daoud, M. a., and Jalludin, M. (2014). Flip-flop detachment tectonics at nascent passive margins in SE Afar. *J. Geol. Soc.*, 171(5) :689–694.

Gouin, P. (1979). Earthquake History of Ethiopia and the Horn of Africa. *International Development Research Center, Ottawa, Ont.*

Grandin, R., Jacques, E., Nercessian, A., Ayele, A., Doubre, C., Socquet, A., Keir, D., Kassim, M., Lemarchand, A., and King, G. (2011). Seismicity during lateral dike propagation : Insights from new data in the recent Manda Hararo–Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia). *Geoch. Geophys. Geosyst.*, 12(4).

Grandin, R., Socquet, a., Binet, R., Klinger, Y., Jacques, E., de Chabalier, J.-B., King, G. C. P., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, a., and Pinzuti, P. (2009).

September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia) : Constraints provided by geodetic data. *J. Geophys. Res.*, 114(B8) :B08404.

Grandin, R., Socquet, A., Doin, M.-P., Jacques, E., de Chabalier, J.-B., and King, G. (2010a). Transient rift opening in response to multiple dike injections in the Manda Hararo rift (Afar, Ethiopia) imaged by time-dependent elastic inversion of interferometric synthetic aperture radar data. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 115(B9).

Grandin, R., Socquet, A., Jacques, E., Mazzoni, N., de Chabalier, J.-B., and King, G. C. P. (2010b). Sequence of rifting in Afar, Manda-Hararo rift, Ethiopia, 2005 ?2009 : Time-space evolution and interactions between dikes from interferometric synthetic aperture radar and static stress change modeling. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 115(B10).

Hamling, I. J., Ayele, A., Bennati, L., Calais, E., Ebinger, C. J., Keir, D., Lewi, E., Wright, T. J., and Yirgu, G. (2009). Geodetic observations of the ongoing Dabbahu rifting episode : new dyke intrusions in 2006 and 2007. *Geophys. J. Int.*, 178(2) :989–1003.

Hamling, I. J., Wright, T. J., Calais, E., Lewi, E., and Fukahata, Y. (2014). InSAR observations of post-rifting deformation around the Dabbahu rift segment, Afar, Ethiopia. *Geophys. J. Int.*, 197(1) :33–49.

Hayward, N. J. and Ebinger, C. J. (1996). Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system. *Tectonics*, 15(2) :244–257.

Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., and Pik, R. (1997). Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature*, 389(6653) :838–841.

Hofstetter, R. and Beyth, M. (2003). The Afar Depression : interpretation of the 1960-2000 earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 155(2) :715–732.

Hooper, A., Segall, P., and Zebker, H. (2007). Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *J. Geophys. Res.*, 112(B7) :B07407.

Jacques, E., Kidane, T., Tapponnier, P., Manighetti, I., Gaudemer, Y., Meyer, B., Ruegg, J. C., Audin, L., and Armijo, R. (2011). Normal Faulting during the August 1989 Earthquakes in Central Afar : Sequential Triggering and Propagation of Rupture along the Dobi Graben. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 101(3) :994–1023.

Jacques, E., Ruegg, J. C., Lépine, J. C., Tapponnier, P., King, G. C. P., and Omar, A. (1999). Relocation of M $\geqslant$ 2 events of the 1989 Dobi seismic sequence in Afar : evidence for earthquake migration. *Geophys. J. Int.*, 138 :447–469.

Jestin, F., Huchon, P., and Gaulier, J. M. (1994). The Somalia plate and the East African Rift System : present-day kinematics. *Geophys. J. Int.*, 116(3) :637–654.

Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., and Peltzer, G. (2011). Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophys. Res. Lett.*, 38(17).

Kebede, F., Kim, W. Y., and Kulhanek, O. (1989). Dynamic source parameters of the March-May 1969 Serdo Earthquake Sequence in central Afar, Ethiopia, deduced from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 94(B5) :5603–5614.

Keir, D., Bastow, I. D., Whaler, K. A., Daly, E., Cornwell, D. G., and Hautot, S. (2009a). Lower crustal earthquakes near the Ethiopian rift induced by magmatic processes. *Geoch. Geophys. Geosyst.*, 10(6).

Keir, D., Hamling, I. J., Ayele, A., Calais, E., Ebinger, C., Wright, T. J., Jacques, E., Mohamed, K., Hammond, J. O., Belachew, M., et al. (2009b). Evidence for focused magmatic accretion at segment centers from lateral dike injections captured beneath the Red Sea rift in Afar. *Geology*, 37(1) :59–62.

Keir, D., Kendall, J.-M., Ebinger, C., and Stuart, G. (2005). Variations in late syn-rift melt alignment inferred from shear-wave splitting in crustal earthquakes beneath the Ethiopian rift. *Geophys. Res. Lett.*, 32(23).

Keir, D., Pagli, C., Bastow, I. D., and Ayele, A. (2011). The magma-assisted removal of Arabia in Afar : Evidence from dike injection in the Ethiopian rift captured using InSAR and seismicity. *Tectonics*, 30(2).

Kidane, T. (2003). New paleomagnetic and geochronologic results from Ethiopian Afar : Block rotations linked to rift overlap and propagation and determination of a $\sim$ 2 Ma reference pole for stable Africa. *J. Geophys. Res.*, 108(B2) :2102.

King, R. W. and Bock, Y. (2010). Documentation for the GAMIT/GLOBK GPS software analysis, release 10.05. *Massachusetts Institute of Technology, Cambridge*.

Kogan, L., Fisseha, S., Bendick, R., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., and Solomon, T. (2012). Lithospheric strength and strain localization in continental extension from observations of the East African Rift. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 117(B3).

Lahitte, P. (2003). New age constraints on the timing of volcanism in central Afar, in the presence of propagating rifts. *J. Geophys. Res.*, 108(B2) :2123.

Lahitte, P., Coulié, E., Mercier, N., Kidane, T., and Gillot, P.-Y. (2001). Chronologie K/Ar et TL du volcanisme aux extrémités sud du propagateur mer Rouge en Afar depuis 300 ka. *C. R. Acad. Sci.*, 332(1) :13–20.

Le Gall, B., Daoud, M. A., Rolet, J., and Egueh, N. M. (2011). Large-scale flexuring and antithetic extensional faulting along a nascent plate boundary in the SE Afar rift. *Terra Nova*, 23(6) :416–420.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gallet, Y., Jacques, E., and Gillot, P.-Y. (2001). Strain transfer between disconnected, propagating rifts in Afar. *J. Geophys. Res.*, 106(B7) :13,613–13,665.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., and Gillot, P.-Y. (1997). Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : The Gulfs of Aden and Tadjoura. *J. Geophys. Res.*, 102(B2) :2681–2710.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P.-Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J. C., and King, G. (1998). Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : Into Afar. *J. Geophys. Res.*, 103(B3) :4947–4974.

Masson, F., Lehujeur, M., Ziegler, Y., and Doubre, C. (2014). Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field. *Geophys. J. Int.*, 197(1) :10–21.

McCaffrey, R. (1995). DEFNODE users guide. *Rensselaer Polytech. Inst. Troy N.Y.*

McCaffrey, R. (2002). Crustal block rotations and plate coupling, in Plate Boundary Zones . *S. Stein and J. Freymueller, editors, AGU Geodynamics Series*, 30 :101–122.

McCaffrey, R. (2009). Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia. *Geophys. Res. Lett.*, 36.

McClusky, S., Reilinger, R., Ogubazghi, G., Amleson, A., Healeb, B., Vernant, P., Sholan, J., Fisseha, S., Asfaw, L., Bendick, R., and Kogan, L. (2010). Kinematics of the southern Red Sea-Afar Triple Junction and implications for plate dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, 37(5).

Noir, J., Jacques, E., Bekri, S., Adler, P. M., Tapponnier, P., and King, G. C. P. (1997). Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 24(18) :2335–2338.

Nooner, S. L., Bennati, L., Calais, E., Buck, W. R., Hamling, I. J., Wright, T. J., and Lewi, E. (2009). Post-rifting relaxation in the Afar region, Ethiopia. *Geophys. Res. Lett.*, 36(21) :L21308.

Obrebski, M., Kiselev, S., Vinnik, L., and Montagner, J.-P. (2010). Anisotropic stratification beneath Africa from joint inversion of SKS and P receiver functions. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 115(B9).

Pagli, C., Wang, H., Wright, T. J., Calais, E., and Lewi, E. (2014). Current plate boundary deformation of the Afar rift from a 3-D velocity field inversion of InSAR and GPS. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 119(11) :8562–8575.

Peltzer, G., Crampé, F., Hensley, S., and Rosen, P. (2001). Transient strain accumulation and fault interaction in the Eastern California shear zone. *Geology*, 29(11) :975–978.

Peltzer, G. and Doubre, C. (2007). Micro-deformation and micro-seismicity in the Makarassou Fault Zone, Afar. *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Peltzer, G. and Doubre, C. (2015). Sustained magmatic inflation and fault movement in the Asal-Goubbet Rift observed using 11 years of radar interferometry data. *Meeting Imaging and active tectonics of the Red Sea*.

Quade, J., Levin, N. E., Simpson, S. W., Butler, R., Mcintosh, W. C., Semaw, S., Kleinsasser, L., Dupont-Nivet, G., Renne, P., and Dunbar, N. (2008). The geology of Gona , Afar , Ethiopia. *The Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 446.

Rosen, P. A., Hensley, S., Peltzer, G., and Simons, M. (2004). Updated repeat orbit interferometry package released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(5) :47–47.

Rubin, A. M. (1990). A comparison of rift-zone tectonics in iceland and hawaii. *Bull. Volc.*, 52(4) :302–319.

Ruegg, J. C. and Kasser, M. (1987). Deformation across the Asal Ghoubbet Rift, Djibouti, Uplift and Crustal Extension 19791986. *Geophys. Res. Lett.*, 14(7) :745–748.

Ruegg, J. C., Lépine, J. C., and Tarantola, A. (1979). Geodetic measurements of rifting associated with a seismo-volcanic crisis in Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 6(11) :817–820.

Saria, E., Calais, E., Stamps, D. S., Delvaux, D., and Hartnady, C. J. H. (2014). Present-day kinematics of the East African Rift. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 119 :1–17.

Savage, J. and Burford, R. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. *J. Geophys. Res.*, 78(5) :832–845.

Sichler, B. (1980). La biellette danakile : un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 22 :925–933.

Sigmundsson, F. (1992). Tectonic implications of the 1989 Afar earthquake sequence. *Geophys. Res. Lett.*, 19(9) :877–880.

Souriot, T. and Brun, J. P. (1992). Faulting and block rotation in the Afar triangle, East Africa : The Danakil "crank-arm" model. *Geology*, 20 :911–914.

Spakman, W. and Nyst, M. C. J. (2002). Inversion of relative motion data for estimates of the velocity gradient field and fault slip. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 203 :577–591.

Stab, M., Bellahsen, N., Pik, R., Leroy, S. a., and Ayalew, D. (2014). Mode of rifting in magmatic-rich setting : Tectono-magmatic evolution of the Central Afar rift system. *EGU General Assembly Abstracts*.

Tapponnier, P., Armijo, R., Manighetti, I., and Courtillot, V. (1990). Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 17(1) :1–4.

Tapponnier, P. and Varet, J. (1974). La zone de Mak'arassou en Afar : un équivalent émergé de "failles transformantes" océaniques. *C. R. Acad. Sci.*, 278 :317–329.

Tarantola, A., Ruegg, J. C., and Lépine, J. C. (1979). Geodetic Evidence for Rifting in Afar : A brittle-elastic model of the behaviour of the lithosphe. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 45 :435–444.

Tarantola, A., Ruegg, J. C., and Lépine, J. C. (1980). Geodetic Evidence For Rifting in Afar, 2. Vertical Displacements. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 48 :363–370.

Tazieff, H. and Varet, J. (1972). Tectonic significance of the Afar (or Danakil) depression. *Nature*, 235 :144–147.

Varet, J. (1975). Geological map of Central Afar. *Centre Natl. de la Res. Sci., Paris*.

Vellutini, P. (1990). The Manda-lnakir Rift , Republic of Djibouti : a comparison with the Asal Rift and its geodynamic interpretation. *Tectonophysics*, 172 :141–153.

Vigny, C., de Chabalier, J.-B., Ruegg, J.-C., Huchon, P., Feigl, K. L., Cattin, R., Asfaw, L., and Kanbari, K. (2007). Twenty-five years of geodetic measurements along the Tadjoura-Asal rift system, Djibouti, East Africa. *J. Geophys. Res.*, 112(B6) :B06410.

Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J.-C., Khanbari, K., and Asfaw, L. M. (2006). Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen. *J. Geophys. Res.*, 111(B2) :B02402.

Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Deino, A., and Ayalew, D. (2004). Evolution of the northern Main Ethiopian rift : birth of a triple junction. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 224(1-2) :213–228.

Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Renne, P. R., and Kelley, S. P. (2005). Evolution of a volcanic rifted margin : Southern Red Sea, Ethiopia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 117(7) :846.

Wright, T. J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., and Stork, A. (2006). Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature*, 442(7100) :291–4.

Wu, Y., Jiang, Z., Yang, G., Wei, W., and Liu, X. (2011). Comparison of GPS strain rate computing methods and their reliability. *Geophys. J. Int.*, 185(2) :703–717.

Yirgu, G., Ebinger, C., and Maguire, P. K. H. (2006). The Afar volcanic province within the East African Rift System : introduction. *The Geol. Soc. of London*, 259 :1–6.

Chapitre 5

Évolution spatio-temporelle de la déformation active à l'extrémité occidentale de la Ride d'Aden en Afar

La propagation vers l'ouest de la ride d'Aden en Afar a représenté depuis plusieurs décennies un extraordinaire terrain de jeux pour les géophysiciens et en particulier pour les géodésiens. L'épisode de rifting de l'Ardoukoba a confirmé l'extraordinaire potentiel que présente cette région pour la compréhension du rifting actif et de l'évolution structurale associée à la transition océan-continent. De longues séries temporelles de mesures géodésiques terrestres et spatiales initiées avant l'épisode de rifting de l'Ardoukoba en 1978 rendent compte de l'évolution spatio-temporelle de la déformation extensive sur l'ensemble de la période post-rifting. La répétition de mesures GPS dans la région de Djibouti nous informe donc sur (1) la dynamique du segment de rift d'Asal-Ghoubbet en réponse au dyking de 1978, et (2) l'évolution mécanique de la croûte à court terme et son influence sur la localisation/distribution de la déformation. L'objectif de l'étude présentée dans ce chapitre était de répondre aux questions suivantes.

— Comment s'organise la déformation autour de la frontière des plaques Arabie-Somalie dans le golfe de Tadjoura et à travers le rift d'Asal ? Comment s'effectue le transfert de la déformation extensive entre les segments de rift de Tadjoura et d'Asal ?

— Comment évolue dans le temps la déformation extensive à travers le rift d'Asal ? L'ouverture du rift est-elle revenue à un état stationnaire ? La déformation correspond t-elle encore à une réponse viscoélastique de la croûte et du manteau après l'intrusion de dyke de 1978 ? Voit-on une dilatation continue au centre du segment ? Observe-t-on des signes de recharges des systèmes magmatiques superficiels et/ou profonds ?

— La déformation reste-t-elle localisée entre les 2 marges du rift ou se distribue t-elle ? S'agit-il d'une déformation élastique, ou les bassins voisins accommodent-ils eux-aussi une partie de l'ouverture ?

— Existe-t-il encore des mouvements transitoires ? Quelle est leur relation avec l'activité sismique et/ou magmatique ?

La ride d'Aden constitue la frontière de plaques entre la Somalie et l'Arabie. De la zone de fractures d'Owen à l'est (∼58°E de longitude) au golfe de Tadjoura à l'ouest, la ride d'Aden peut être divisée en trois régions qui se différencient par leurs caractéristiques morphotectoniques. Alors que les parties orientale et centrale présentent les caractères typiques d'une dorsale océanique lente avec des anomalies magnétiques très marquées (voir chapitre 1 section 1.1.4), une plate-forme peu profonde traversée par une dépression axiale est observée à l'ouest de la discontinuité de Shuka-El Sheik (Fig. 5.1) (Manighetti *et al.*, 1997). La vallée axiale subit un rétrécissement progressif d'est en ouest pour aboutir à des fosses étroites (∼6 km de large) au niveau du golfe de Tadjoura. Des variations de la direction et du taux d'ouverture sont également observées d'est en ouest le long cette frontière. L'ouverture moyenne issue de modèles géodésiques long-terme est de l'ordre de 23 mm/an le long d'une direction ∼N025°E à l'extrémité orientale du golfe d'Aden et de l'ordre de 13 mm/an le long d'une direction ∼N040°E à l'entrée du golfe de Tadjoura (Jestin *et al.*, 1994; DeMets *et al.*, 2010). Le modèle géodésique de Vigny *et al.* (2006) prédit quant à lui une vitesse variant de 18 à 13 mm/an d'est en ouest.

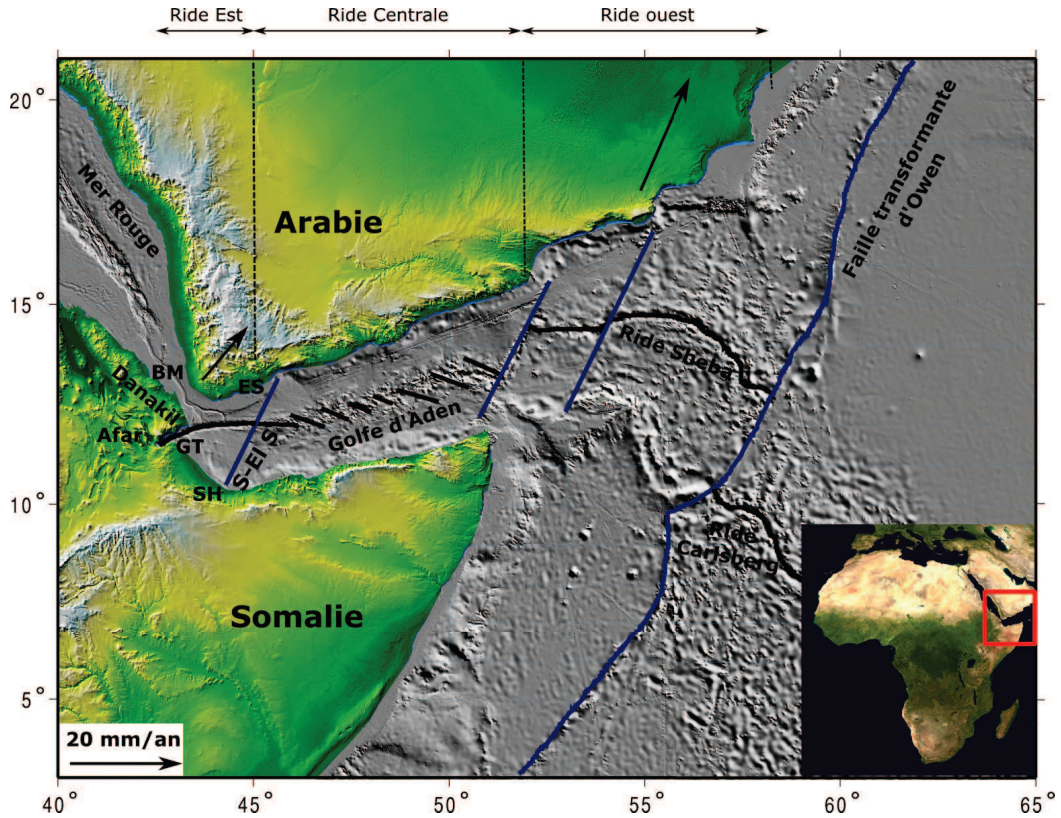


FIGURE 5.1: **Segmentation de premier ordre de la Ride d'Aden**, d'après Manighetti *et al.* (1997). BM : Bab El Mandeb, GT : Golfe de Tadjoura, ES : El Sheik, SH : Shukra, S-El S : Discontinuité de Shukra-El Sheik. Les données bathymétriques sont issues de la grille GEBCO_2014 (GEBCO, 2014).

Une modification des conditions cinématiques est observée au niveau de la partie la plus occidentale de la ride d'Aden (à l'ouest de 44°E de longitude) du fait de la rotation anti-horaire de la micro-plaque Danakil autour d'un pôle situé près de Zula (voir modèle de biellette de Sichler (1980), Fig. 1.18). À ce niveau les anomalies magnétiques, témoins de la mise en place d'une croûte océanique deviennent moins marquées et le caractère océanique de la croûte n'est pas clairement identifié (Dauteuil *et al.*, 2001). L'anomalie A2a (2Ma) se poursuit jusqu'à l'entrée du golfe de Tadjoura (Leroy *et al.*, 2012) et à l'intérieur de celui-ci les données aéro-magnétiques (Courtillot *et al.*, 1980) montrent une certaine linéarité. Cependant suite à une analyse de données gravimétriques, Hébert *et al.* (2001) suggèrent la présence de croûte continentale étirée et amincie à l'ouest de la discontinuité de Shukra-El Sheik. Par ailleurs les changements morphologiques (rétrécissement de la largeur de la zone de déformation, orientation oblique de la ride par rapport à la direction de propagation, ...) de la ride d'Aden à l'ouest de la discontinuité de Shukra-El Sheik ont été associés par plusieurs auteurs (Abelson et Agnon, 2001; Hébert *et al.*, 2001) à l'influence du point chaud de l'Afar.

5.1 Champ de déformation régional

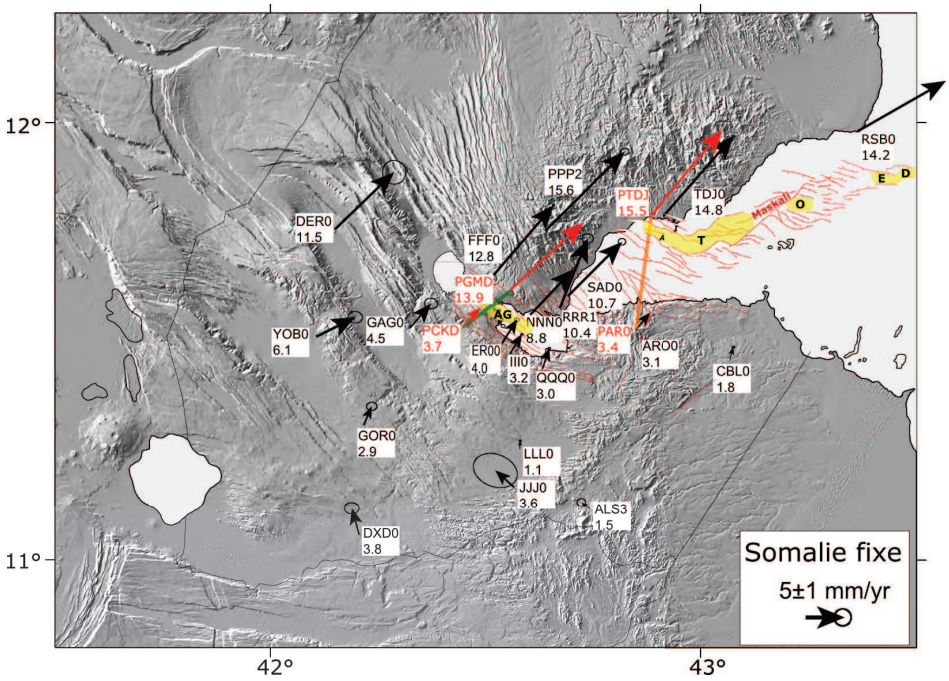


FIGURE 5.2: **Champ de vitesses GPS régional entre 1999 et 2014.** Les stations permanentes sont représentées en rouge. Les segments vert et orange montrent les lignes de bases entre les stations PCKD-PGMD et PAR0-PTDJ (données structurales : voir Fig.5.6

La région de l'Afar central, à l'ouest de ∼42.5° est décrite dans le chapitre 4. Dans cette section nous allons décrire à l'échelle régionale la zone couvrant le golfe de Tadjoura et le rift d'Asal Ghoubbet.

5.1.1 La frontière Somalie/Danakil en Afar oriental

Le champ de vitesses GPS régional (Fig. 5.3) est ici présenté dans le référentiel de la plaque Somalie (utilisation du pôle calculé au Chapitre 3) et il est décrit du sud-ouest au nord-est le long d'un profil orienté N040°E (Fig. 5.4). Afin de se focaliser avant tout sur la partie occidentale de la ride d'Aden et l'ouverture à grande échelle dans le golfe de Tadjoura, seules les vitesses des sites en dehors de l'Afar central (i.e. à l'est de la faille d'Holhol) sont prises en compte.

Cette première analyse se base sur un ensemble de sites de campagne et permanents répartis sur les territoires de l'Éthiopie, de Djibouti, de l'Érythrée et du Yemen. Au niveau de l'escarpement Ethiopie-Somalie, les vitesses sont faibles mais non nulles : 2 mm/an pour la station DAMY et 2.2 mm/an pour la station ETDD. Ces vitesses sont d'autant moins négligeables qu'elles sont issues de stations permanentes, ETDD dont les mesures s'étendent de début 2008 à fin 2012 et DAMY dont le mesures s'étendent de mi-2007 à fin 2010. Dans le même secteur, la station de campagne de BILA mesurée en 2012 et 2014 présente également une vitesse non négligeable de 3.8 mm/an. Quant à la station de campagne ARBK mesurée en 2012 et 2014, une partie du marqueur a été vandalisé entre les deux campagnes et sa vitesse de 5 mm/an est donc peu significative. Plus au nord, le site BKOB, mesuré lors des campagnes de 2012 et 2014, présente une vitesse de 3 mm/an dans la direction nord-ouest.

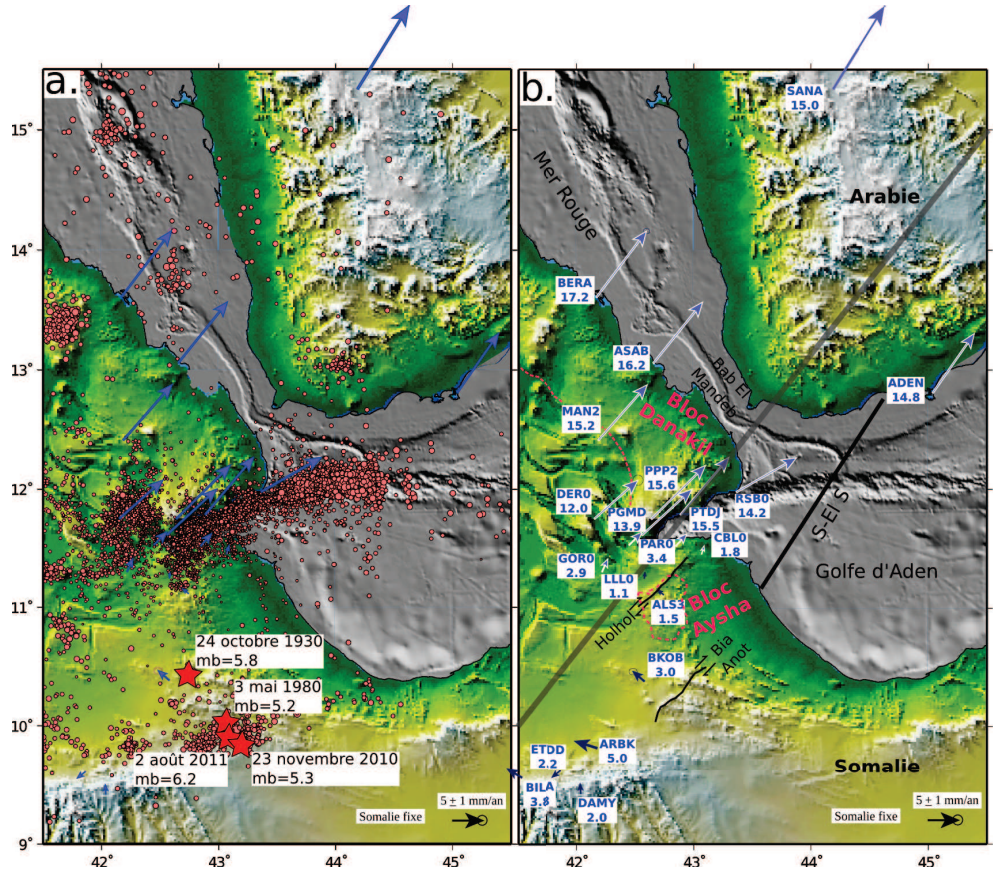


FIGURE 5.3: **(a) Sismicité, (b) vitesses GPS de la Ride d'Aden occidentale.** La sismicité de 2001 à 2012 est issue des données de l'Observatoire Géophysique d'Arta (OGA). Les vitesses GPS indiquées sont en mm/an. Les données bathymétriques sont issues de la grille GEBCO_2014 (GEBCO, 2014).

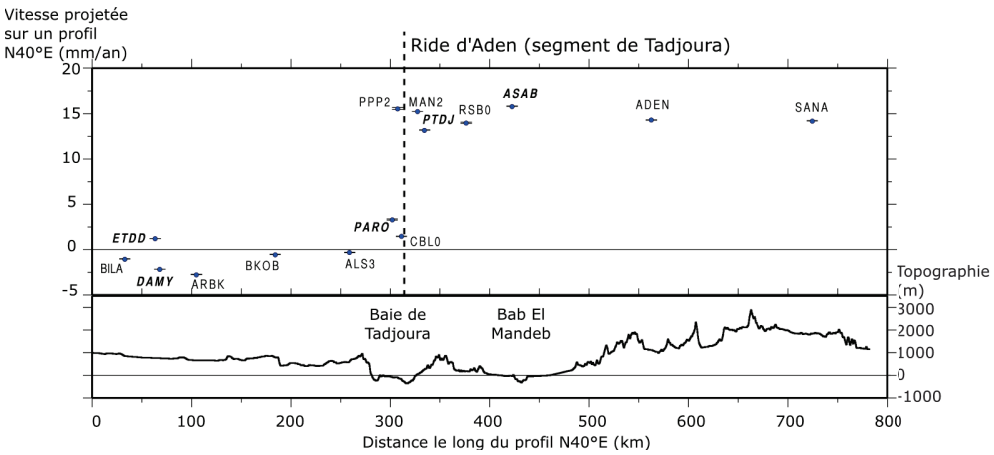


FIGURE 5.4: **Vitesses GPS projetées sur le profil N040°E représenté sur la carte de la Fig. 5.3b.** En haut les valeurs des vitesses projetées sur le profil en fonction de leur position le long du profil. Les stations permanentes se distinguent par leur nom en caractère gras. En bas, la topographie le long du profil.

Une activité sismique distribuée est observée au sud de la frontière Somalie/Danakil jusqu'au niveau de l'escarpement Ethiopie-Somalie. Ces essaims de sismicité témoignent de déformations locales pouvant justifier les vitesses géodésiques observées. L'analyse des événements majeurs de la marge sud (Ruegg *et al.*, 1981; Hofstetter et Beyth, 2003) débouche sur des mécanismes de glissements sur des failles normales avec un plan de faille orienté E-O à ENE-OSO pouvant être associés au failles normales marginales de l'escarpement Ethiopie-Somalie. Par ailleurs, Audin *et al.* (2004) cartographient également dans cette région la faille de Bia Anot dans la continuité de la faille transformante de Shukra-El Sheik ainsi qu'une série de failles normales ENE-OSO parallèles aux signes d'accrétion associés à la ride d'Aden ($\sim 44^{\circ}$ de longitude). Ces failles sont certainement associées aux premiers signes d'extension de l'ouverture des bassins occidentaux de la ride d'Aden. Les failles décrochantes de Holhol et Bia Anot de part et d'autre de BKOB ne présentent pas de signe d'activité récente (Audin *et al.*, 2004) et l'activité sismique de la zone est relativement faible (Ruegg *et al.*, 1981). Mais des séismes de magnitude supérieure à 5 se produisent occasionnellement aux alentours du site BKOB. Ils pourraient être associés à la réactivation de faiblesses préexistantes particulièrement importante à proximité des frontières de plaques (Sykes, 1978; Ruegg *et al.*, 1981). Même si un réseau géodésique plus dense serait nécessaire pour caractériser la tectonique complexe de cette zone encore mal connue (Black *et al.*, 1972; Ruegg *et al.*, 1981), la vitesse non négligeable de cette station et l'activité sismique occasionnelle montrent que le secteur entre l'escarpement Ethiopie-Somalie et le bloc Aysha présente des signes de déformations.

À quelques dizaines de kilomètres de la frontière de plaques, les vitesses des points LLL0 (en Afar central), ALS3 (appartenant au bloc Aysha) et CBL0 comprises entre 1.1 et 1.8 mm/an restent relativement faibles. Les vitesses obtenues par Vigny *et al.* (2007) pour LLL0 et CBL0 sont inférieures à 1 mm/an. Les auteurs en déduisent que ces sites sont situés suffisamment loin de l'axe des segments de rift actifs pour être stables par rapport à la Somalie. Cette stabilité peut cependant être nuancée car elle est présupposée dans l'utilisation d'un pôle de rotation de la plaque Somalie issu d'un calcul préliminaire prenant en compte ces trois stations (Vigny *et al.*, 2006). Cette différence de procédure entre la présente étude et celles de Vigny *et al.* (2007, 2006) a cependant peu d'influence sur les comparaisons (entre les différentes études) des vitesses relatives inter-stations qui seront faites dans la suite de ce chapitre.

Au niveau de la station permanente PAR0 située à quelques kilomètres au sud du tracé de la ride, la proximité de la frontière est marquée par des vitesses plus élevées de 3.4 mm/an. Cette station est associée à une longue série temporelle de mesure, de 2003 à 2013. Le passage de la ride d'Aden est associé à une nette augmentation de la vitesse de

l'ordre 10 mm/an (Fig. 5.4). Au nord de la ride d'Aden, toutes les stations situées sur le bloc Danakil (PPP2, PTDJ, MAN2, ASAB, BERA) présentent des vitesses supérieures à 15 mm/an, exceptée la station RSB0 dont le comportement singulier sera discuté dans la section suivante. Les stations de la plaque Arabie présentent quant à elles des vitesses de 14.8 mm/an et 15 mm/an pour ADEN et SANA respectivement. Ce qui confirme que dans sa partie sud (au sud de 14°N), la Mer Rouge présente un taux d'ouverture négligeable (Vigny *et al.*, 2007) et que l'extension est entièrement accommodée au sein de la dépression Danakil/Afar (McClusky *et al.*, 2010). Cette observation est en accord avec l'absence d'anomalie magnétique (Courtillot *et al.*, 1980), d'anomalie gravimétrique de Bouguer positive (Hébert *et al.*, 2001) et du faible taux de sismicité (Barberi et Varet, 1977) au niveau du détroit de Bab El Mandeb.

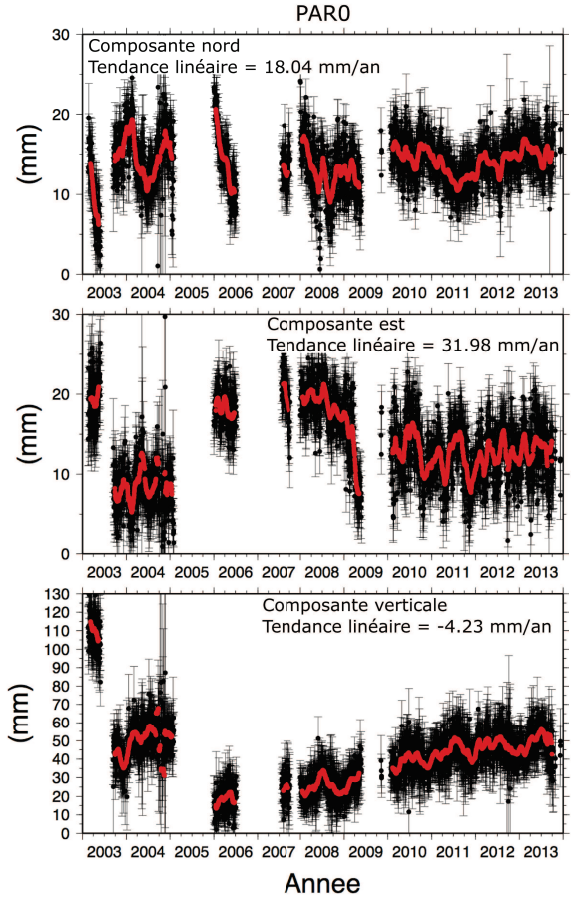


FIGURE 5.5: **Série temporelle de la station permanente d'Arta à Djibouti.** Les positions journalières sont en noires et les points rouges représentent une valeur moyenne sur une fenêtre glissante d'un mois avec un pas journalier. Une tendance linéaire a été soustraite de chaque composante dont le coefficient est indiqué sur chaque graphique.

5.1.2 Ouverture dans le golfe de Tadjoura

La propagation au cours du temps de la ride d'Aden vers l'ouest (Manighetti *et al.*, 1997) a conduit, au niveau de sa partie la plus occidentale, à l'ouverture du golfe de Tadjoura vers ∼5 Ma et à la formation d'un bassin océanique. Ce bassin scinde un plateau continu de haute altitude en deux horsts de structure stratigraphique comparable, les horsts de Danakil au nord et de Aysha au sud (Fig. 5.7). La segmentation de l'extrémité occidentale de la ride d'Aden (depuis l'embouchure du golfe de Tadjoura, ∼ 43°20'E) est associée d'est en ouest aux segments d'Obock, de Tadjoura et d'Asal-Ghoubbet qui émerge en Afar (Fig. 5.2). Les segments immergés d'Obock et de Tadjoura sont documentés (Audin, 2009) par une cartographie des anomalies magnétiques (Courtillot *et al.*, 1980), des observations structurales de la terminaison des segments sur la marge nord du golfe de Tadjoura (Manighetti *et al.*, 1997), des données bathymétriques (Tisseau, 1978; Manighetti *et al.*, 1997; Dauteuil *et al.*, 2001) et des observations ponctuelles issues de campagnes de plongée (Choukroune *et al.*, 1988). Le transfert de l'extension entre les segments d'Obock et de Tadjoura s'effectue le long d'une zone d'une dizaine de kilomètres de large qui accommode le décalage d'une trentaine de kilomètres entre le centre des segments, la zone de failles transformante de Maskali (Fig. 5.2). Elle est clairement marquée dans la bathymétrie et présente un fort taux de sismicité.

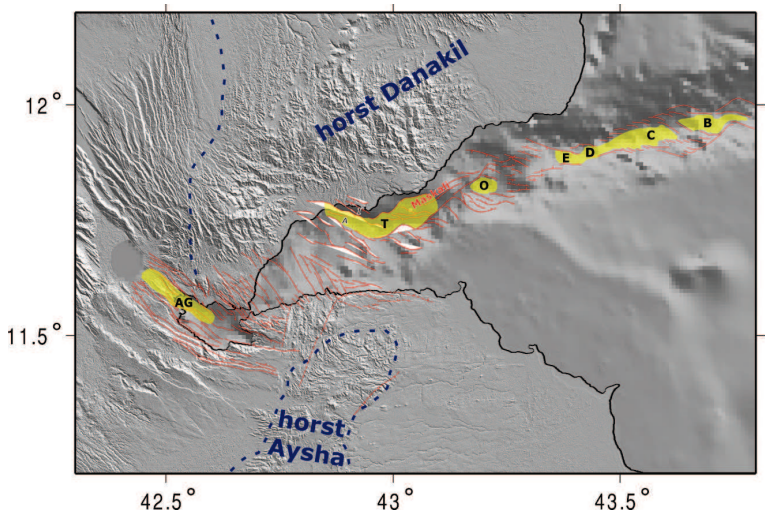


FIGURE 5.6: **Représentation structurale du golfe de Tadjoura.** Les failles principales du golfe de Tadjoura et du segment d'Asal-Ghoubbet sont représentées en rouge (Audin, 2009) et les surfaces jaunes correspondent aux planchers internes des segments de la ride (Manighetti *et al.*, 1997). AG : segment d'Asal-Ghoubbet, T : segment de Tadjoura, A : sous-segment d'Ambabbo, I : sous-segment d'Iboli, O : segment d'Obock, E, D, C, B : segments de la ride d'Aden d'après la nomenclature de Manighetti *et al.* (1997). Les données bathymétriques sont issues de la grille GEBCO_2014 (GEBCO, 2014).

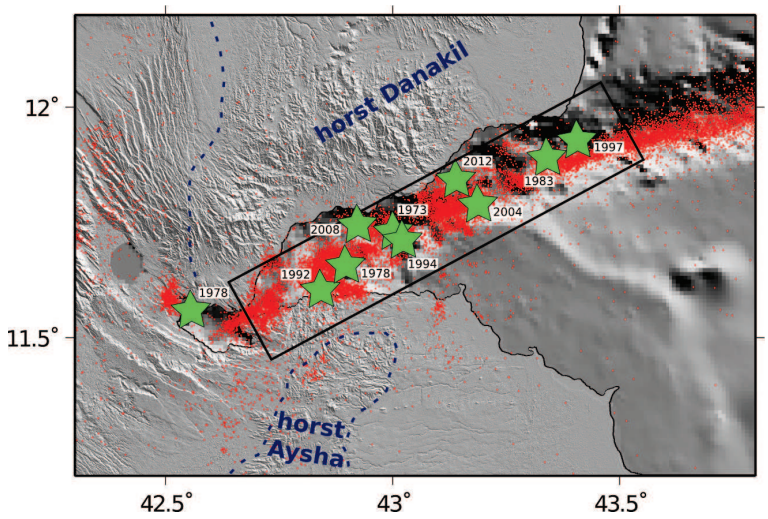


FIGURE 5.7: **Sismicité du golfe de Tadjoura.** En rouge, la sismicité de 2001 à 2012 issue des données de l'Observatoire Géophysique d'Arta (OGA). Les étoiles vertes représentent les principaux événements enregistrés depuis 1973. Le cadre noir correspond à la bande de sismicité décrite par (Lépine et Hirn, 1992). Les données bathymétriques sont issues de la grille GEBCO_2014 (GEBCO, 2014).

L'activité sismique au sein du golfe de Tadjoura et jusqu'à la baie du Ghoubbet (Fig. 5.7) se concentre le long d'une bande (cadre noir Fig. 5.7) de quelques kilomètres de large $\sim$ E-O, parallèle à la bathymétrie la plus profonde et excentrée vers le nord à l'entrée dans le golfe de Tadjoura (Lépine et Hirn, 1992). Depuis 1972 et la mise en place du réseau sismologique local, une dizaine de crises ont été enregistrées. Ces crises sont caractérisées par une forte augmentation de l'activité sur des périodes allant de quelques jours à quelques mois au cours desquelles se produisent des séismes de magnitude supérieure à 5 (Kassim, 2009). En dehors de ces événements la sismicité est caractérisée par un "bruit de fond" sismique avec 10 à 20 événements par jour (Doubre, 2004; Doubre *et al.*, 2007b).

La distribution des mesures GPS (trop peu dense) ne nous permet pas d'enrichir les connaissances relatives à la segmentation de la partie immergée de la ride d'Aden dans le golfe de Tadjoura. Cependant d'autres types de données ont conduit à une description précise de cette segmentation et nos observations géodésiques peuvent être mises à profit pour recenser des déformations ou évaluer les taux d'extension au travers des segments de rift précédemment identifiés (Fig. 5.2).

En regardant en détails, le site RSB0 situé au nord du segment d'Obock présente une vitesse quasiment colinéaire aux autres sites de la marge nord du golfe de Tadjoura ($\sim$ N040°E) jusque vers la fin des années 2000 (Vigny *et al.*, 2007). Une rotation horaire de 30° de la direction de la vitesse est ensuite observée. Ce site est installé de façon

stable et ne peut avoir bougé. Ce changement de comportement significatif (Fig. 5.8) n'a pas pu être clairement associé à un événement au niveau du segment d'Obock.

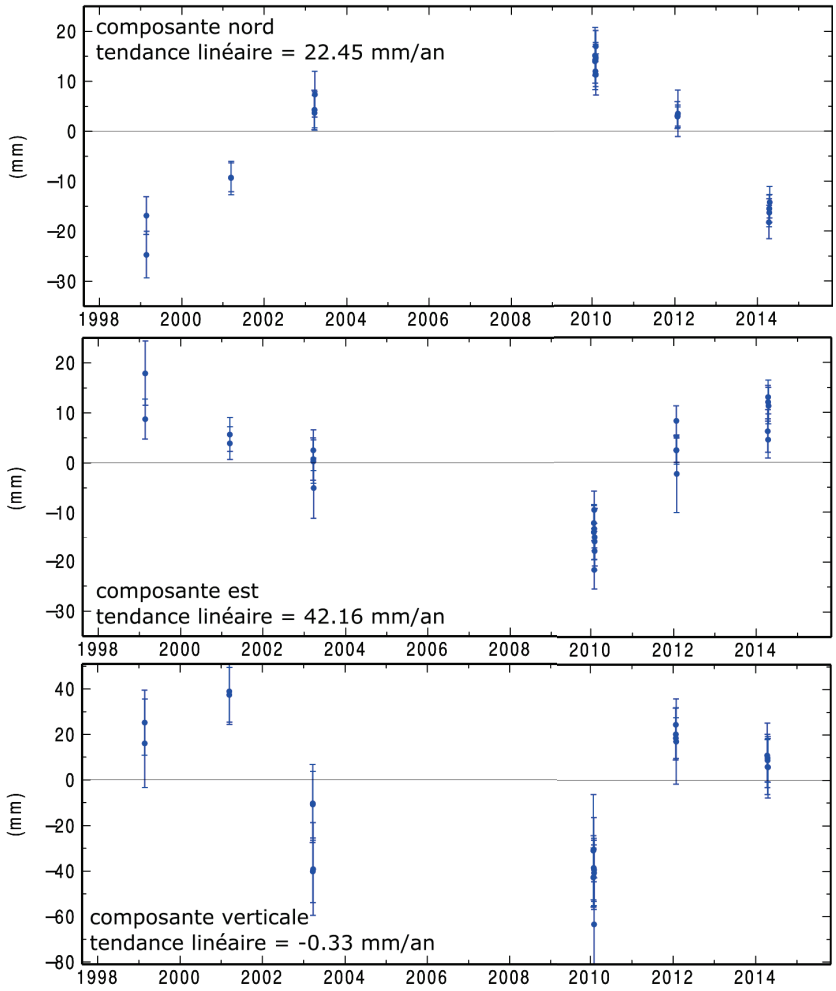


FIGURE 5.8: **Série temporelle de la station RSB0.**

Une forte activité sismo-volcanique est cependant enregistrée le long de ce segment. La fosse de plus de 1000 m de profondeur située au sud de la ville d'Obock constitue un site de concentration de la sismicité avec de fréquents séismes de magnitude entre 3 et 5 (Manighetti, 1993). Le point le plus actif de la fosse d'Obock est associé au plus gros édifice volcanique (entre les segments O et E, Fig. 5.2) du golfe près duquel sont fréquemment recensés des séismes sous forme d'essaims (Kassim, 2009). Des éruptions sous-marines sont fortement probables, comme l'atteste la mise en évidence, lors de plongées, de coulées basaltiques récentes (Choukroune *et al.*, 1988). D'importantes crises ont par ailleurs été localisées dans cette zone notamment en 1983 avec l'occurrence de 4 secousses de magnitude comprise entre 4.7 et 5.5. Une nouvelle crise fut enregistrée en 1997 avec une magnitude maximale de 5.1. Plus récemment, une crise importante a été recensée en novembre 2010 (Ahmed *et al.*, 2015). Même si cette séquence comportant

une magnitude maximale de 5.6 s'est produite à $\sim$ 80 km de notre station GPS, l'épisode de rifting de Manda Hararo montre que des déformations peuvent être recensées à plus de 75 km par rapport à la zone d'intrusions (voir Chapitre 4) y compris au cours d'une période post-dyking. Ce qui expliquerait une déformation qui se prolonge dans le temps.

Plus à l'ouest, la répartition des stations ne permet pas d'observer les déplacements se produisant le long de la faille de Maskali et notamment au niveau de sa terminaison sud-ouest, particulièrement active (Kassim, 2009). Une crise a été enregistrée en 2004 de part et d'autre de la faille avec 4 événements de magnitude comprise entre 4.1 et 5.3. Plus récemment, la séquence de Dalai-af en septembre 2012 a affecté une zone à 5 km au nord-ouest de la faille.

Encore plus à l'ouest, des études sismiques et bathymétriques en mer ont permis de mettre en évidence la structure typique de rift en demi-graben du segment de Tadjoura (Daoud *et al.*, 2011). Ce segment est composée des deux sous-rifts d'Iboli et d'Ambabbo qui fusionnent en mer donnant une forme sigmoïde au plancher interne de la fosse de Tadjoura (Fig. 5.2), dont la profondeur est de l'ordre de 800 m. Le rift d'Ambabbo correspond à la terminaison de la partie axiale de la fosse de Tadjoura, probablement la plus tectoniquement et volcaniquement active en mer (Manighetti, 1993; Manighetti *et al.*, 1997). Plusieurs crises sismiques ont par ailleurs été localisées, témoignant de son actuelle activité. En 1973, le rift de Tadjoura est affecté par 6 événements de magnitude comprise entre 5 et 5.5 (Lépine et Ruegg, 1973). Puis ce segment a été frappé en 1994 par 2 séismes de magnitude supérieure à 5 (Omar *et al.*, 1994) et en 2008 par un essaim de sismicité, globalement orienté selon une direction N115°E, comportant 2 séismes de magnitude 4.7. La ligne de base entre les stations permanentes PTDJ et PAR0 (Fig. 5.9) inclut l'extension au travers de cette zone active du rift de Tadjoura. La vitesse d'extension est identique sur les deux périodes mesurées (2003-2006 et 2010-2012) et un saut estimé à $\sim$11$\pm$6 mm est identifié au cours de l'intervalle non mesuré. Un changement d'instruments a eu lieu entre les deux périodes de mesures. Même si ce saut est principalement instrumental, il semble cependant trop important pour ne pas inclure une part tectonique. Cette part tectonique peut être associée à la crise sismique de 2008. Les valeurs de ligne de base de 1999, 2001 et 2003 entre les points de campagne ARO0 et TDJ0 situés à proximité des stations permanentes PAR0 et PTDJ respectivement s'alignent sur la période 2003-2006. Mais la valeur mesurée en 2014 est décalée par rapport à la période 2010-2012, ce décalage pouvant être lié à l'activité fin 2012 le long de la faille de Maskali à une vingtaine de kilomètre du segment de Tadjoura.

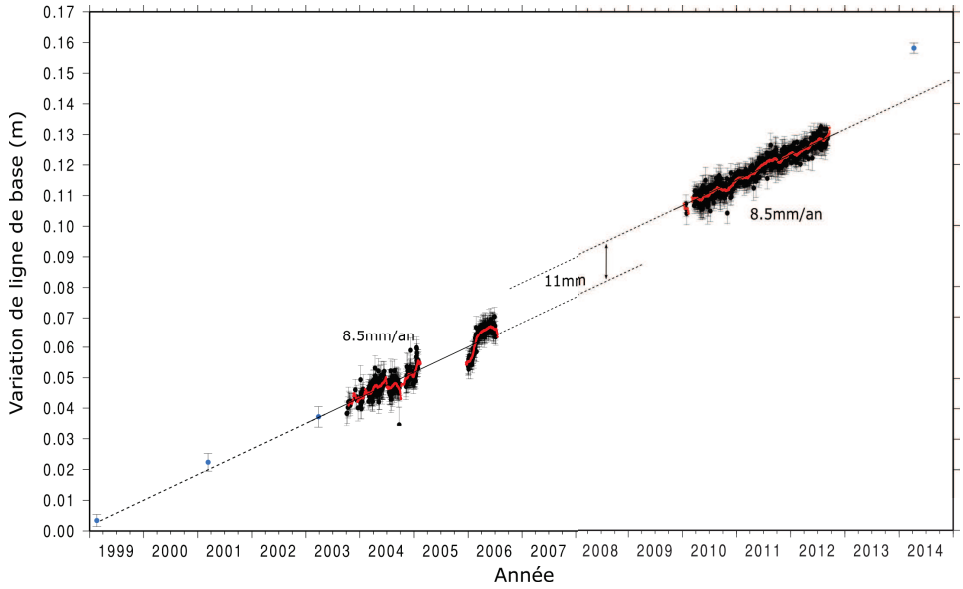


FIGURE 5.9: **Variation de la ligne de base entre Arta et Tadjoura** entre 2003 et 2012. La vitesse d'extension entre ces deux stations est quasiment constante au cours des deux périodes de mesure et de 8.5 mm/an (avec des incertitudes de 3 mm/an et 2 mm/an pour la première et la seconde période respectivement). Un saut estimé à ∼11±6 mm est observé entre fin 2006 et début 2010. Les points bleus correspondent aux valeurs de ligne de base entre les points de campagne ARO0 et TDJ0.

5.1.3 Zone de transfert Tadjoura/Asal-Ghoubbet

La structure assurant le transfert de la déformation entre les segments de Tadjoura et d'Asal-Ghoubbet a d'abord été interprétée comme une zone transformante similaire à la zone de Maskali qui, plus à l'est joint les segments d'Obock et de Tadjoura (Lépine et Ruegg, 1973; Ruegg *et al.*, 1980). Plus récemment, la cartographie précise des deux segments (Manighetti *et al.*, 1997, 1998) a permis de mettre en évidence une zone de recouvrement de ∼25km de large sur ∼35km de long. Cette zone est composée d'un réseau de failles normales, décrochantes senestres. L'orientation N150°E de ces failles est oblique par rapport à la direction générale des deux segments. Ces failles fragmentent la zone en blocs de plusieurs kilomètres de long sur à peine 500m de large. La géométrie et la disposition des blocs suggèrent qu'ils subissent une rotation horaire dans le plan horizontal et donc une accommodation de la déformation par un processus de "bookshelf faulting" (Tapponnier *et al.*, 1990; Manighetti *et al.*, 1998, 2001). Les rotations observées grâce à des mesures paléomagnétiques constituent un autre argument qui conduit Manighetti *et al.* (2001) à proposer un modèle de "bookshelf faulting" pour cette zone avec un taux de rotation estimé à 36°/Ma au cours des derniers 360 000 ans.

L'activité recensée le long des segments de Tadjoura et d'Asal-Ghoubbet a été décrite précédemment et notamment la crise sismo-volcanique d'Asal-Ghoubbet en 1978. Les

2 séismes principaux de cette crise se situent dans la baie du Ghoubbet (Lépine *et al.*, 1980). La déformation observée suggère l'ouverture de deux dykes dans la baie du Ghoubbet et sous la partie émergée du rift (Tarantola *et al.*, 1979, 1980). L'ouverture maximale se situe dans la baie du Ghoubbet où de nombreuses répliques sont par ailleurs localisées (Lépine *et al.*, 1980). La propagation de l'activité sismique se poursuit vers le golfe de Tadjoura via la passe du Ghoubbet et affecte en particulier les failles de la zone de transfert Tadjoura/Asal-Ghoubbet avec notamment un séisme de magnitude proche de 5 le 21 décembre 1978 (Lépine *et al.*, 1980; Jacques *et al.*, 1996).

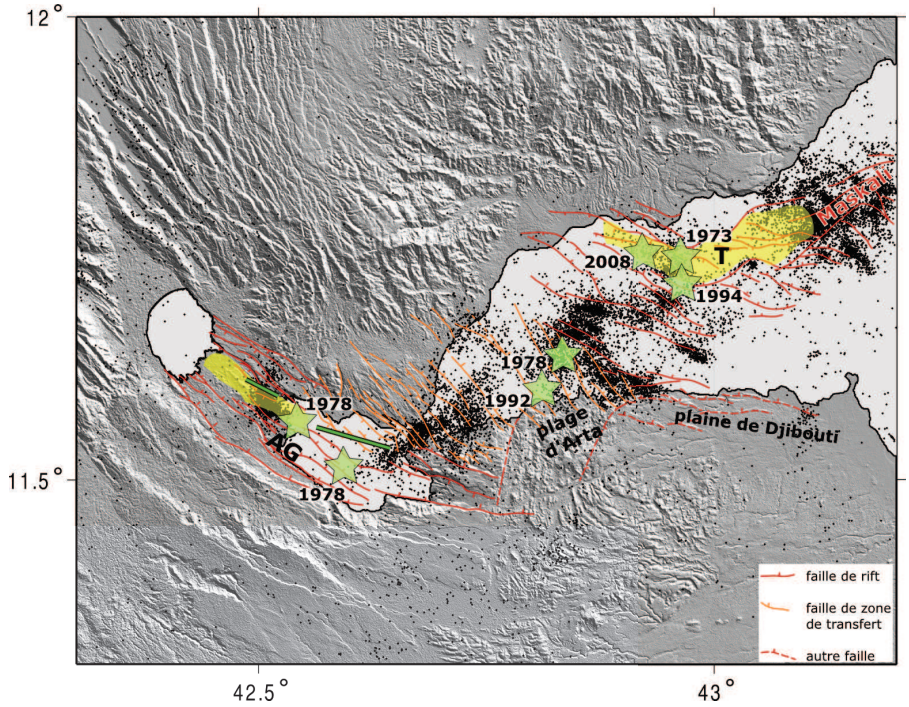


FIGURE 5.10: **Sismicité de la zone de transfert entre les segments de Tadjoura et d'Asal-Ghoubbet.** Les données entre 2001 et 2012 (points noirs) sont issues de l'Observatoire Géophysique d'Arta (OGA). Les principales crises sismiques de la zone de transfert et des segments d'Asal-Ghoubbet (AG) et de Tadjoura (T) sont représentées par les étoiles vertes. Les traits verts représentent les intrusions de dykes de la crise de 1978 d'après de modèle de Tarantola *et al.* (1979, 1980). Cartographie des failles d'après Audin (2009).

Plus récemment, la zone de transfert a été le site d'une crise sismique majeure dont le choc principal est un séisme de magnitude 6.2 enregistré au large de la plage d'Arta en 1992 (Omar, 1994). En dehors des crises, un alignement des séismes est observé le long d'une direction 60°E dans la passe du Ghoubbet et au travers du réseau de failles N150°E de la partie occidentale de la zone de transfert (Fig. 5.10). Un grand nombre de ces failles semblent donc actuellement jouer dans leur partie centrale ainsi qu'au niveau de leur extrémité sud. Une courbure anti-horaire des terminaisons SE des failles suggère également (en comparaison avec la zone de "bookshelf faulting" décrite au chapitre 4) que

cette zone constitue un lieu d'ancrage et de flexure des blocs de la zone de recouvrement (Manighetti, 1993) propice à une forte activité sismique. Un autre alignement de séismes orienté N120°E est observé au niveau de la limite orientale de la zone de transfert. Il marque les terminaisons nord des failles de la zone de transfert et leur connexion avec les failles N120°E du rift de Tadjoura (Doubre, 2004; Daoud *et al.*, 2011).

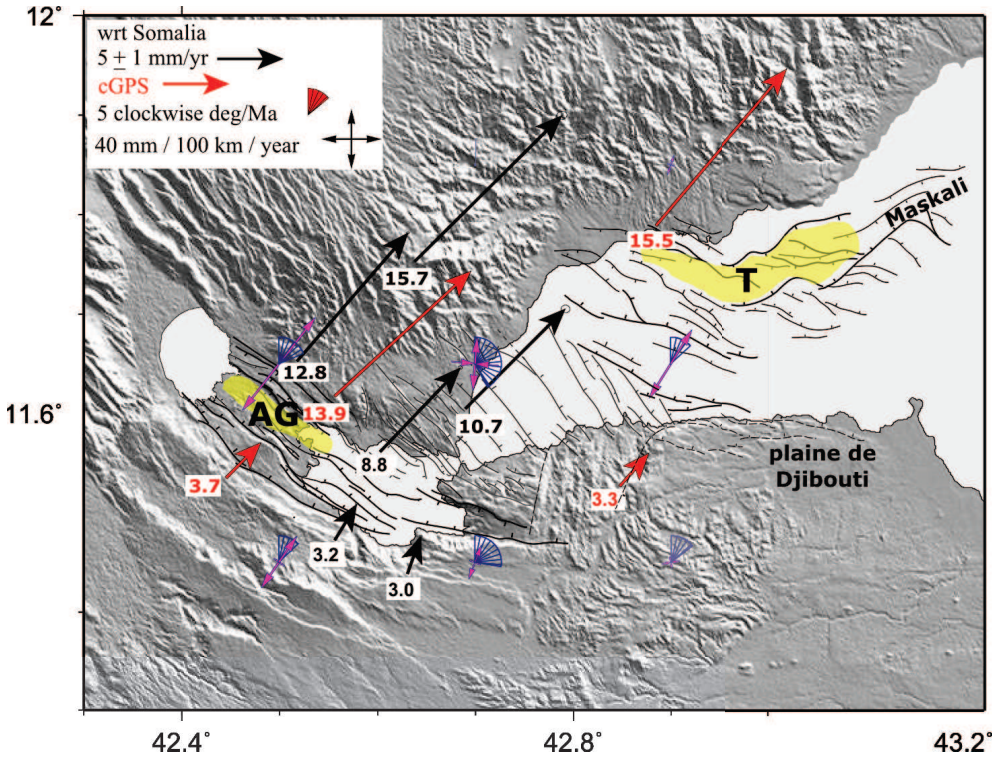


FIGURE 5.11: **Taux de déformation et de rotation** au niveau des segments de rift de Tadjoura et d'Asal-Ghoubbet et de la zone de transfert entre ces derniers.

Les mesures GPS relativement denses autour de ces segments permettent de calculer un taux de rotation pour la zone inter-segment (Fig. 5.11). Ce calcul décrit dans le Chapitre 4, montre que l'estimation "géodésique" (12°/Ma) du taux de rotation est trois fois plus faible que l'estimation "paléomagnétique" de Manighetti *et al.* (2001) (36°/Ma). Une période d'inter-rifting est actuellement observée au niveau du segment d'Asal-Ghoubbet après la crise de dyking de 1978 (Cattin *et al.*, 2005; Vigny *et al.*, 2007). L'extension accommodée à travers ce segment n'excède plus le taux d'ouverture long terme entre l'Arabie et la Somalie. Le taux d'extension est notamment plus faible que le taux estimé entre 17 et 29 mm/an sur les derniers 100 000 ans par De Chabalier et Avouac (1994). Ce qui peut être une explication à un taux de rotation actuel plus faible que le taux de rotation au cours des derniers 360 000.

5.2 Le segment d'Asal-Ghoubbet, champ de déformation local

5.2.1 Morphologie du segment d'Asal-Ghoubbet

Le segment d'Asal-Ghoubbet est un des segments les plus jeunes de la ride d'Aden (< 1Ma). Il présente une morphologie de graben de 300m à 800m de profondeur, orienté NO-SE et bordé par des failles normales antithétiques à pendage vers l'axe du rift. De ∼40km de long et ∼10km de large, il se situe partiellement sous le niveau de la mer. Seule la partie centrale est émergée (et donc facilement accessible pour des observations de terrain) et se situe entre deux bassins, le golfe de Ghoubbet et le lac Asal. Bien que ce segment ne puisse être considéré comme un segment océanique (absence d'anomalies magnétiques (Courtillot *et al.*, 1980, 1984) et nature continentale de la croûte (Pinzuti *et al.*, 2013)), il comprend une expression géomorphologique, une épaisseur crustale, une structure, un volcanisme, une tectonique et une sismicité comparables aux segments de rides océaniques lentes (Manighetti *et al.*, 1998).

Le segment d'Asal-Ghoubbet s'est formé après la mise en place de la série stratoïde (entre ∼4 Ma et ∼1 Ma) (Varet, 1978). Les premiers stades de rifting localisés sont datés à 0.9 Ma avec la mise en place par éruptions fissurales des séries basaltiques du Golfe. Les coulées anciennes (∼300 000-150 000 ans) apparaissent sur les flancs du rift actuel alors que les plus jeunes (∼87 000-65 000 ans) se concentrent sur l'axe du rift (De Chabalier et Avouac, 1994). Entre 300 000 ans et 65 000 ans, un grand édifice volcanique se trouvait au niveau de ce rift (De Chabalier et Avouac, 1994). Cet édifice a ensuite été démantelé par l'activité tectonique intense, depuis 100 000 ans, des grandes failles normales. De part le faible taux d'érosion et de dépôt, la topographie actuelle fournit un enregistrement bien préservé de la déformation tectonique (Stein *et al.*, 1991). La combinaison de données géologiques, géochronologies et topographiques haute résolution a permis à De Chabalier et Avouac (1994) de proposer un modèle pour la formation et la déformation récente du rift. Son taux d'ouverture moyen a été évalué à 15 ± 2mm/an selon une direction N040 ± 5°E (De Chabalier et Avouac, 1994). L'activité est depuis réduite, avec des épisodes volcaniques mineurs alimentés par de petits cônes volcaniques alignés le long d'une fissure éruptive au niveau du plancher interne du rift (Gasse et Fontes, 1989). Actuellement le plancher du rift est affecté par un dense réseau de failles et de fissures ouvertes quasiment parallèles aux failles normales principales. La séquence la plus jeune consiste en une série basaltique présentant des caractères océaniques (Vellutini, 1990). Elle est exposée au centre du rift et provient du volcan central, le Fieale (Manighetti *et al.*, 1998).

5.2.2 Champ de déformation local 1999-2014

5.2.2.1 Résultats

Un réseau dense de points a été mesuré par GPS entre 1999 et 2014 (Fig. 5.12) dans la partie émergée du rift d'Asal-Ghoubbet (22 points de campagne et 4 stations permanentes). Le réseau est particulièrement dense dans le partie SE du rift (côté Ghoubbet) afin de quantifier les déformations sur les failles normales actives, nombreuses dans ce secteur, notamment de part et d'autre du sous-rift Disa Le Mallo qui accommode la majorité de la déformation (Manighetti *et al.*, 1998). La partie NO du rift (côté Asal) présente une extension plus progressive qui nécessite un moins grand nombre de points pour être évaluée. La ligne de base entre les stations permanentes PCKD et PGMD inclut l'extension perpendiculairement au rift et comprend des mesures depuis 2003 (Fig. 5.13).

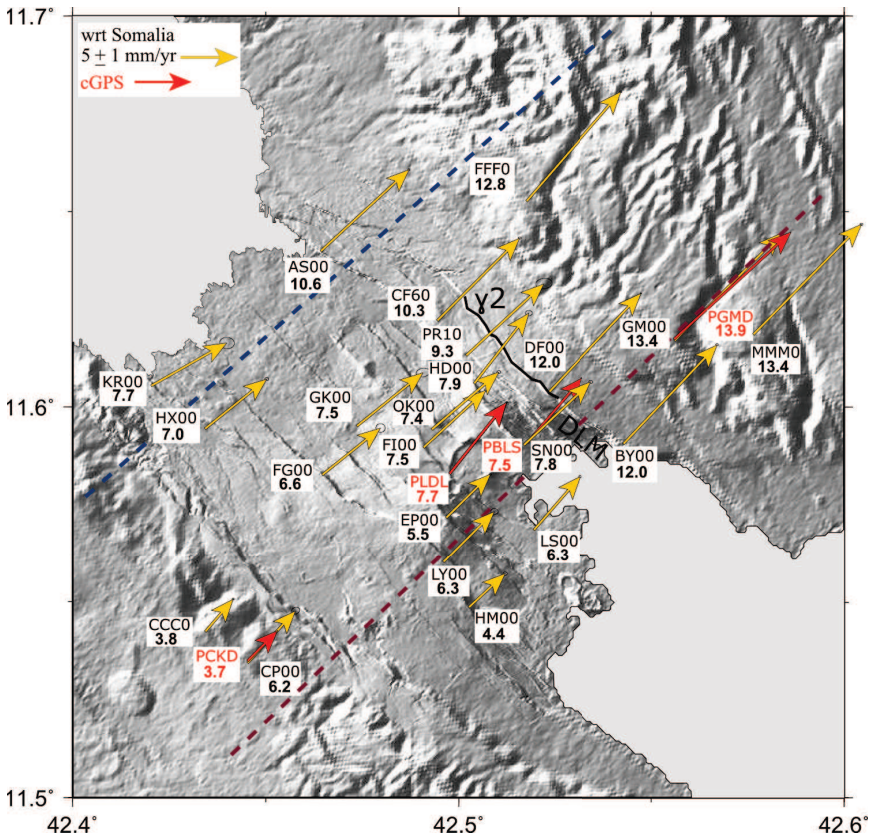


FIGURE 5.12: **Champ de vitesses horizontales dans le rift d'Asal-Ghoubbet entre 1999-2014**. Les vitesses sont indiquées en mm/an et les stations représentées en rouge correspondent aux stations permanentes. La faille $\gamma 2$ et soulignée ainsi que DLM, le sous-rift Disa Le Mallo.

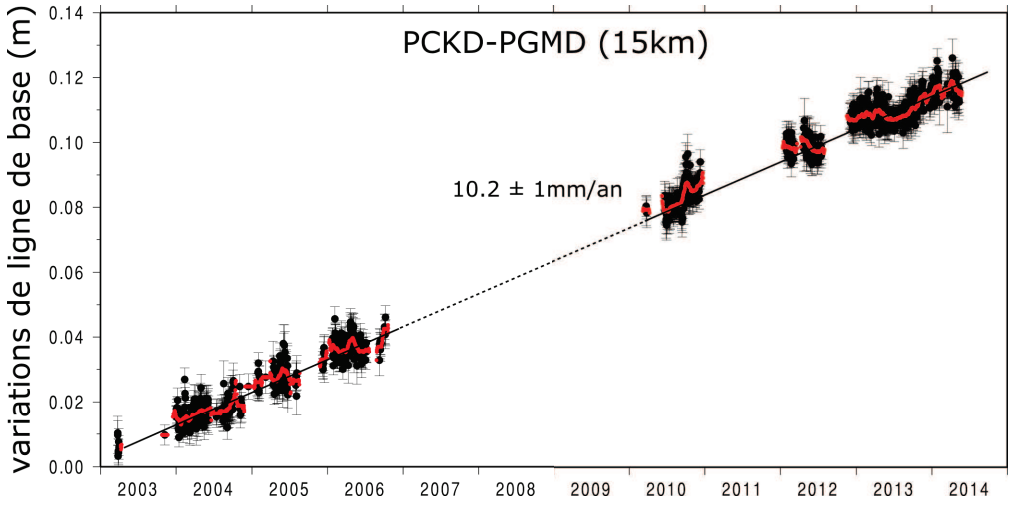


FIGURE 5.13: **Variation de la ligne de base au travers du rift d'Asal-Ghoubbet** entre 2003 et 2014. La vitesse d'extension entre ces deux stations est quasiment constante au cours de la période de mesure et de l'ordre de 10.2 ±1 mm/an. Ce qui correspond à un taux de déformation de $\sim 7.10^{-7}$.

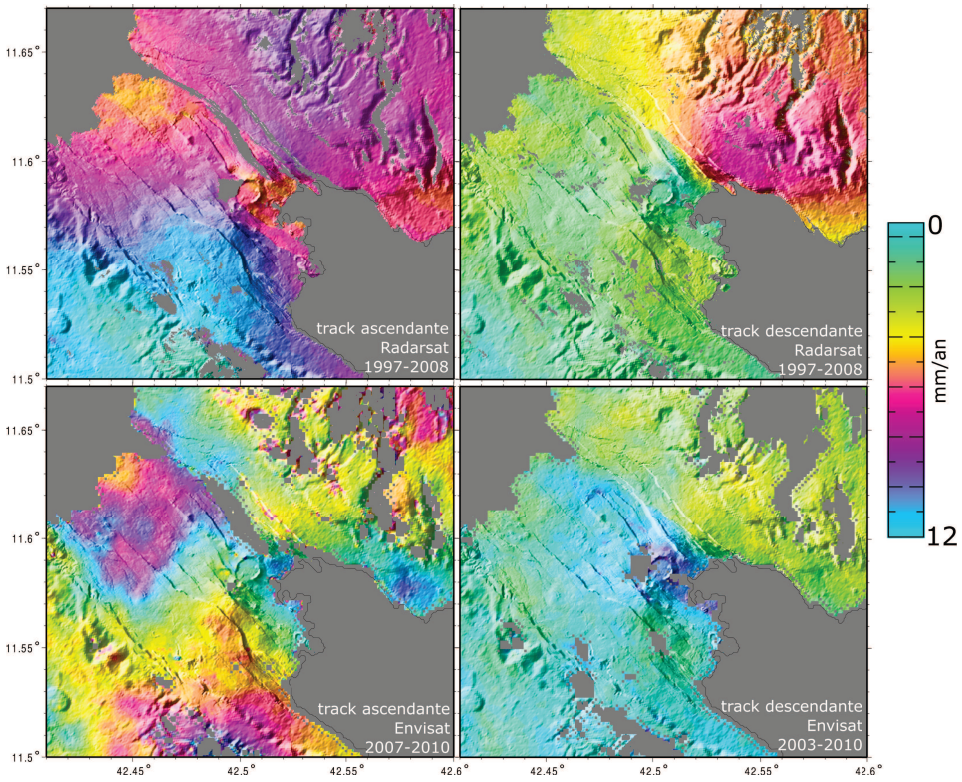


FIGURE 5.14: **Vitesses moyennes de surface du rift d'Asal-Ghoubbet,** calculées à partir de stacks dans la ligne de visée du satellite.

Concernant l'InSAR, l'archive des données Envisat a été traitée afin de poursuivre l'analyse effectuée par Doubre et Peltzer (2007) avec les données Radarsat sur la période

1997-2008 (Fig. 5.14). Cependant la track ascendante Envisat ne dispose de données exploitables que sur une période d'un peu plus de 2 ans (juillet 2007 à janvier 2010). Le rapport signal sur bruit est très faible pour cette track du fait du peu d'interférogrammes pouvant être construits et inclus dans le stack.

5.2.2.2 Déformation horizontale

Tous les vecteurs vitesse sont quasi-colinéaires et ce champ de vitesse horizontal est très homogène par rapport aux résultats des périodes précédentes (Vigny *et al.*, 2007). Peut-être en partie dû à des séries temporelles de mesure plus longue ainsi qu'à une meilleure connaissance des orbites des satellites GPS. Les vitesses de la marge sud ne sont pas nulles ce qui indique une distribution de la déformation à l'extérieur du rift.

Bien que tous les vecteurs vitesse soient quasi-colinéaires, la progression de la vitesse n'est pas identique au sud-est (du côté du lac Asal) et au nord-ouest (du côté du golfe du Ghoubbet) du rift (Fig. 5.15). L'accommodation de la déformation est plus distribuée du côté Asal avec des vitesses déjà élevées à l'extrémité sud-ouest du rift (7mm/an) et une augmentation quasiment linéaire de la vitesse sur plus de 10km de part et d'autre de l'axe du rift. Alors que du côté du golfe du Ghoubbet, un gradient positif de vitesse est observé de l'épaule sud-ouest (3.5mm/an) au sous-rift Disa Le Mallo (7.5mm/an). Un accroissement abrupt de vitesse est ensuite observé au passage du sub-rift Disa Le Mallo et en particulier au travers de la faille γ (de 7.5mm/an à 12mm/an). Vigny *et al.* (2007) observent également cette asymétrie avec une forte vitesse à l'extrémité sud-ouest du rift côté Asal (HX00) et un gradient maximum de vitesse au sein du sub-rift Disa Le Mallo. D'autres observations mettent en évidence le rôle majeur de ce sub-rift. Ce dernier enregistra au cours de la crise de 1978 les déplacements horizontaux et verticaux les plus grands avec des failles activées, des fissures et les ruptures de failles maximum du rift. En période post et inter-diking c'est dans cette zone que les glissements de failles maximum sont observés, par nivellement (Ruegg et Kasser, 1987) et sur les images InSAR (Doubre et Peltzer, 2007) et elle concentre la sismicité actuelle (Doubre *et al.*, 2007b). Ces observations sont en accord avec l'interprétation structurale de Manighetti *et al.* (1998), qui proposent une progressive propagation de l'extension du sud-est au nord-ouest avec une activité principalement localisée au sein de sous-rifts.

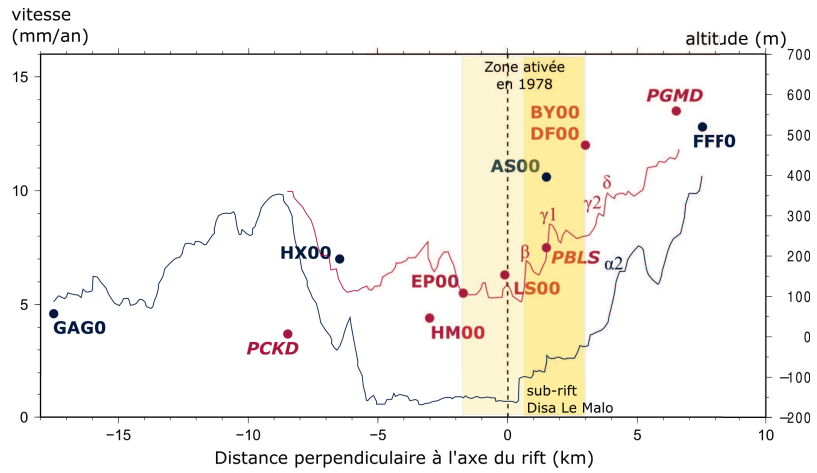


FIGURE 5.15: **Vitesses GPS projetées sur un profil perpendiculaire à l'axe du rift d'Asal-Ghoubbet.** Le profil rose est situé dans la partie sud-est du rift (côté Ghoubbet) alors que le profil bleu est situé au nord-ouest (côté Asal). La superposition de ces deux profils montre l'asymétrie de l'extension entre le SE et NO du rift.

La composante horizontale du déplacement de surface mesurée par InSAR (Fig. 5.16) est très bruitée du fait d'une forte contribution atmosphérique sur la track Envisat ascendante et n'apporte pas d'information supplémentaire par rapport au champ de vitesse GPS horizontal.

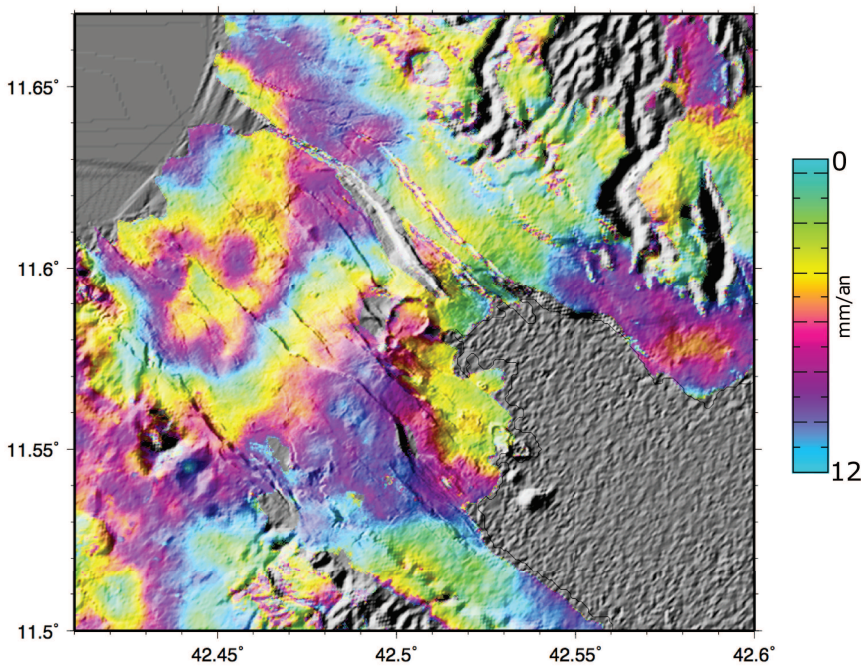


FIGURE 5.16: **Vitesses moyennes horizontales du rift d'Asal-Ghoubbet,** calculées à partir de stacks et d'une décomposition horizontal/vertical.

5.2.2.3 Déformation verticale

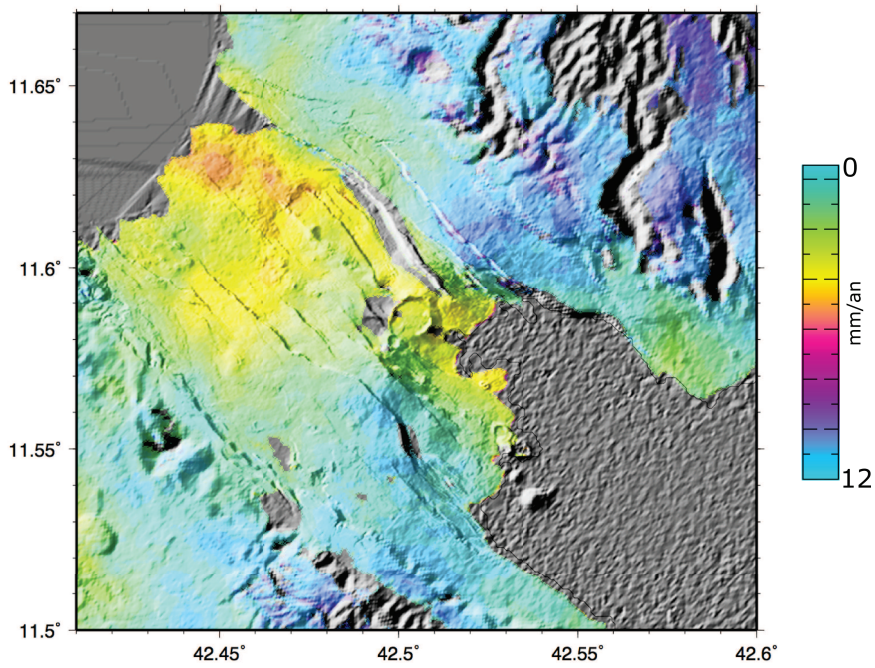


FIGURE 5.17: **Vitesses moyennes verticales du rift d'Asal-Ghoubbet,** calculées à partir de stacks et d'une décomposition horizontal/vertical.

La composante verticale du déplacement de surface mesurée par InSAR (Fig. 5.17) montre, comme le champ vitesses horizontales GPS, une asymétrie de la déformation dans le rift entre le nord-ouest et le sud-est, avec notamment une subsidence maximale dans le secteur de Disa Le Malo. La déformation verticale mesurée par InSAR sera discutée plus en détails dans la section suivante avec la comparaison des résultats Radarsat et Envisat sur des périodes de temps différentes.

5.3 Évolution temporelle de la déformation de surface dans le rift Asal Ghoubbet

5.3.1 Mise en évidence de mouvements transitoires dans le rift

5.3.1.1 Activité sismique

Une analyse de la sismicité du rift Asal-Ghoubbet a été effectuée au début des années 2000 (Doubre *et al.*, 2007a,b). Un réseau sismologique provisoire de 11 stations dans la partie central du Rift a fonctionné durant 5 mois (d'octobre 2000 à mars 2001)

en complément du réseau permanent de Djibouti comprenant 15 stations. Ces données permettent à Doubre *et al.* (2007a) de procéder à une inversion tomographique dont le résultat principal est l'obtention d'une meilleure description de la structure crustale du secteur émergé du rift. Le complexe volcanique du Fieale-Shark présente un système magmatique de "plomberie" sous-jacent. La caldera est associée à une colonne centrale de ∼2 km de large assimilée à un conduit de roches chaudes et reliée à un réservoir mantellique. Une telle chambre magmatique sous le rift Asal-Ghoubbet a déjà été suggérée (Allard *et al.*, 1979; VanNgoc *et al.*, 1980) en association avec l'éruption de l'Ardoukoba de 1978. L'étude de la sismicité des 23 années succédant la crise de 1978 (Doubre *et al.*, 2007b) montre que le faible niveau d'énergie sismique dissipée (1.77×10^{14} Nm) entraine un déficit sismique relativement à la déformation mesurée. Les processus de la période post-rifting restent donc largement asismiques. Les séismes ne sont que rarement associés à des glissements de faille et les glissements qui se produisent sur failles majeures pendant la période d'étude s'effectuent de façon asismique (Ruegg et Kasser, 1987; Doubre et Peltzer, 2007). L'essentiel de l'activité sismique postrifting se concentre sur une seule zone au nord-est du secteur émergé, non loin du Fieale. Cette concentration de l'activité sismique met d'autant plus en avant le rôle majeur de ce complexe volcanique dans les processus magmato-tectoniques du rift d'Asal-Ghoubbet. Cette étude met également en évidence le caractère transitoire de la sismicité depuis 1978 avec un changement de comportement significatif observé en 1986. La première période (1979-1986) est caractérisée par un grand nombre d'événements sismiques dont les magnitudes sont plus élevées que dans les périodes suivantes. La seconde période (1987-2001) est caractérisée par une succession de pulses de sismicité. Cette période est associée à de constants rééquilibrages entre le mouvement des plaques en champ lointain et la réponse plus locale du système magmatique du Fieale. Les pulses sismiques résultent d'augmentations de pression au dessus du réservoir et l'étirement provoque une diminution progressive de la pression. Bien que l'accommodation s'effectue toujours préférentiellement autour de la zone du Fieale, cette seconde phase de postrifting est principalement régie par des processus dits "passifs" (Doubre *et al.*, 2007b). Comme le montrent ces études sismologiques, le comportement du rift reste gouverné par des phénomènes transitoires durant toute la période de postrifting (Fig. 5.18). De longues séries temporelles et des mesures répétées dans le temps sont donc nécessaires pour contraindre au mieux ces variations temporelles de comportement. Des différences spatiales de comportement sont observées au sein même du segment. Il est donc nécessaire que la couverture spatiale du réseau de mesures soit dense dans le rift. Par ailleurs, l'association des mesures sismologiques et géodésiques permet de combiner des informations complémentaires et d'améliorer la compréhension du rift d'Asal-Ghoubbet depuis le dernier épisode de rifting.

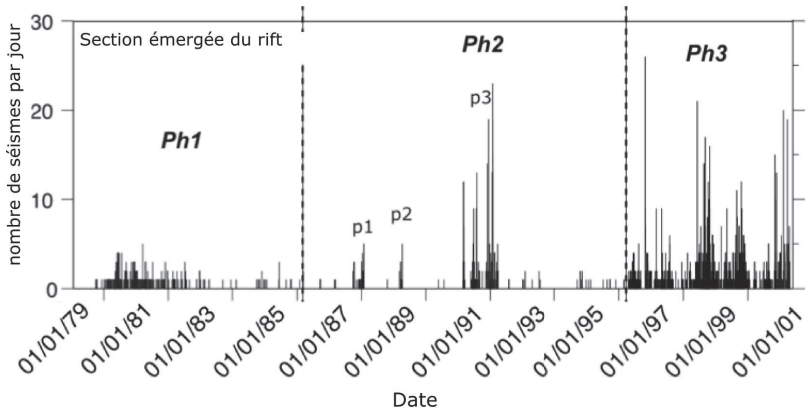


FIGURE 5.18: Évolution temporelle du nombre quotidien de séismes dans la partie émergée du Rift Asal-Ghoubbet entre 1979 et 2001 (Doubre *et al.*, 2007b).

5.3.1.2 Déformation de surface du rift Asal-Ghoubbet

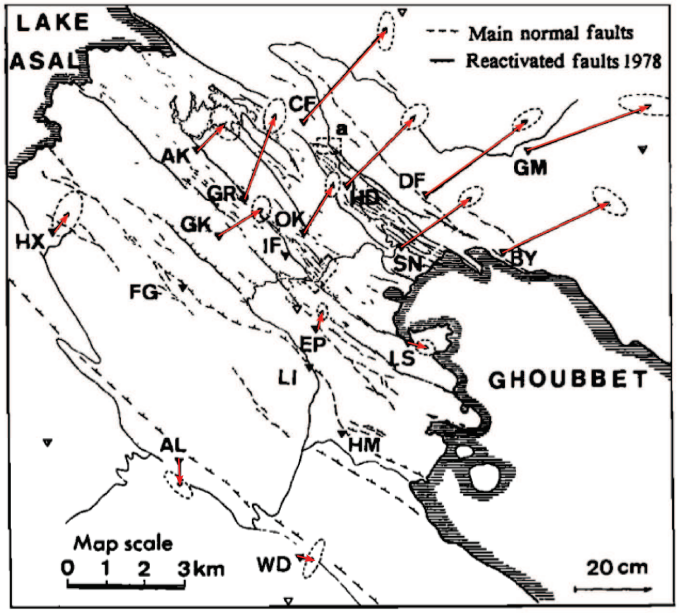


FIGURE 5.19: **Vitesses horizontales dans le rift d'Asal-Ghoubbet** par rapport à la plaque Somalie. Mesures de trilatération entre 1979 et 1985, d'après Ruegg et Kasser (1987).

Une première campagne de mesures de nivellement et de triangulation a été conduite au cours de l'hiver 1972-1973 (Ruegg *et al.*, 1979). La ligne de nivellement traverse le rift du sud-ouest au nord-est. Le réseau de triangulation/trilatération comporte 22 points et s'étend 55 km au sud du rift et 25 km au nord pour atteindre des zones tectoniquement stables. En novembre 1978, juste après l'éruption de l'Ardoukoba, des mesures ont de

nouveau été effectuées sur la partie centrale du rift. Une re-mesure de l'ensemble de la partie sud du réseau a été réalisée en mars 1979. Ces mesures ont permis de décrire les déformations co-diking liées à la crise sismo-volcanique (voir chapitre 1).

La poursuite de campagnes géodésiques au moins annuelle et la densification des mesures dans la partie interne du rift ont permis de quantifier, au cours des années 1980, les vitesses d'ouverture post-rifting du segment d'Asal-Ghoubbet (Ruegg *et al.*, 1984; Ruegg et Kasser, 1987). Entre 1979 et 1986, le taux d'ouverture de la partie interne du rift (au sein d'une zone de 4 km de large) a été estimé à $\sim$ 5 cm/an le long d'une direction N040°E (Fig. 5.19).

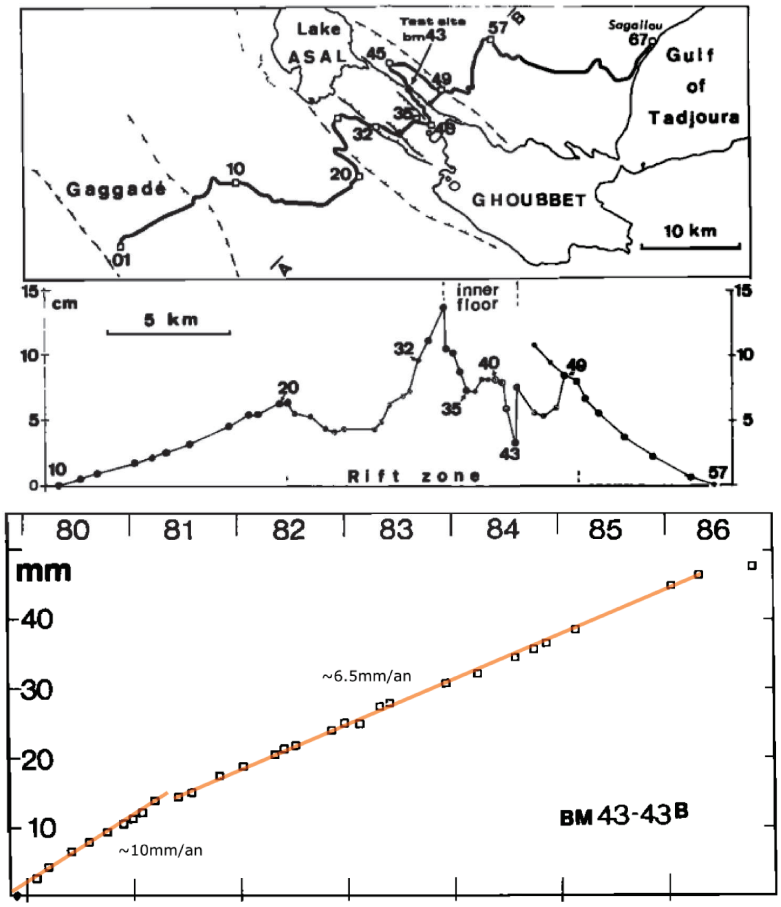


FIGURE 5.20: **Mouvements verticaux à travers le rift** le long de la ligne de nivellement entre 1979 et 1984 (en haut) (Ruegg et Kasser, 1987). **Évolution du glissement asismique de la faille γ entre 1980 et 1986**, (en bas) d'après (Ruegg et Kasser, 1987). Les données sont issues de mesures de nivellement répétées de part et d'autre de la faille, au niveau du site test indiqué sur la figure du haut. La faille γ est une des failles actives bordant le plancher interne du rift. Dans la mesure où le taux de subsidence moyen du plancher du rift par rapport aux flancs au cours de cette période est estimé à $\sim$ 0.7 cm/an, ces mesures montrent qu'une part significative de la subsidence est accommodée le long de cette faille.

Concernant la déformation verticale, le plancher interne subit une subsidence par rapport aux flancs à une vitesse de $\sim$ 0.7 cm/an. La différence d'un ordre de grandeur entre les déformations horizontale et verticale indique qu'une partie seulement des contraintes extensives accumulées est relâchée au niveau des failles normales majeures qui bordent le rift interne (Ruegg *et al.*, 1984). Par ailleurs, une surrection régionale de 15 cm d'amplitude maximale (Fig. 5.20) est observée au niveau d'une zone de $\sim$ 5 km de rayon centrée sur la partie centrale du rift et pourrait être associée à l'inflation d'une chambre magmatique à faible profondeur (Ruegg et Kasser, 1987). Au cours des sept années suivant la crise de rifting de 1978, une seconde phase du processus d'extension au niveau des frontières de plaques est observée. Cette phase est principalement régie par le mouvement des plaques avec une influence secondaire du gonflement de chambre(s) magmatique(s) et de fluage des failles actives (Ruegg et Kasser, 1987). On observe en particulier, grâce aux mesures de nivellement, le mouvement vertical au niveau de la faille γ (Fig. 5.20).

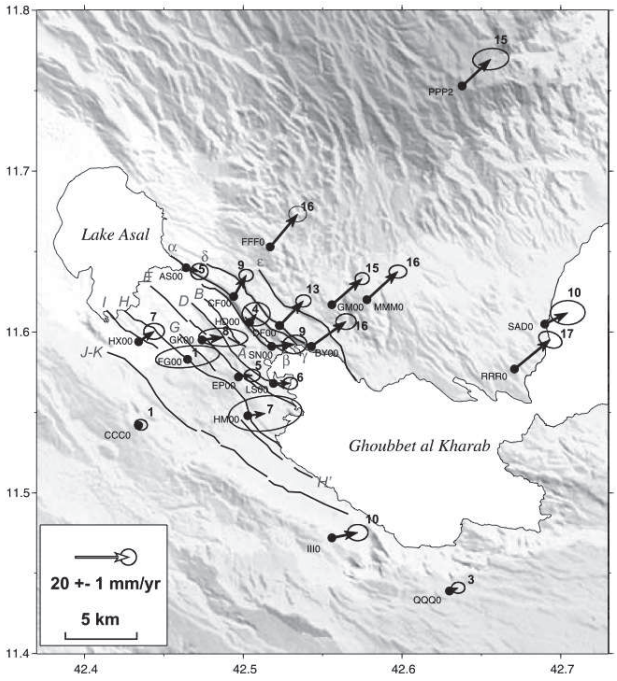


FIGURE 5.21: **Vitesses GPS horizontales entre 1991 et 2003 dans le rift Asal-Ghoubbet** par rapport à la plaque Somalie, d'après Vigny *et al.* (2007).

Depuis le début des années 1990, les mesures par GPS ont pris le pas sur les techniques de géodésie traditionnelle (Fig. 5.21). Un réseau de 29 points GPS (dont 12 appartenant au réseau de trilatération antérieur) a été mis en place en 1991 dans et autour (principalement au sud) du rift Asal Ghoubbet (Ruegg *et al.*, 1993). L'analyse des données de 1991 à 2003 (Vigny *et al.*, 2007) montre une déformation dans le rift

excentrée vers l'épaule NE, cette asymétrie se reflète dans la topographie, l'activité des failles au cours de l'événement de 1978 et la sismicité. Par ailleurs, la série temporelle de la ligne de base (EP-DF), dont les mesures n'ont cessé d'être répétées depuis 1979 et qui traverse perpendiculairement le rift interne a été analysée. Le changement de la vitesse d'extension de la partie interne du rift (de $\sim$ 60 mm/an entre 1978 et 1986 (Ruegg et Kasser, 1987) à $\sim$ 10 mm/an entre 1986 et le début des années 2000) a d'abord été interprété comme un arrêt abrupt de l'injection de magma au moins dans le dike activé en 1978 (Cattin *et al.*, 2005). Plus récemment, une seconde interprétation est proposée par Vigny *et al.* (2007). Elle prend en compte le comportement viscoélastique du segment à la suite de l'événement de rifting de 1978 par un modèle constitué d'une couche visqueuse surmontée par une couche élastique.

En se basant à la fois sur des déformations long terme et sur les déformations transitoires mesurées par géodésie depuis 1978, Cattin *et al.* (2005) établissent un modèle thermo-mécanique 2D du rift d'Asal-Ghoubbet. Les déformations long terme (sur $\sim$100 000 ans) permettent de définir un état initial pré-rifting en matière d'état de contraintes et de champ de températures. Ces paramètres permettent de définir une rhéologie variable avec la profondeur qui est supposée prendre en compte les déformations ductiles et élastiques/cassantes. Les étapes successives de la modélisation mettent en évidence l'influence dominante de l'étirement mécanique de la croûte au cours de la phase actuelle de post-rifting. La vitesse d'extension présente une brutale diminution en 1986. Les processus en jeu pour le contrôle de cette déformation transitoire sont en grande partie liés à l'inflation d'un dyke alimenté par une chambre magmatique de 1 km de rayon à 6.2 km de profondeur. Une part mineure du champ de déformation post-rifting observé est attribuée à de la relaxation visqueuse, dont le caractère progressif ne permet pas de reproduire une si brusque variation. La position du dyke est décalée pour être en adéquation avec les données de nivellement et l'inflation se perpétue quelques années après la crise. La diminution brutale de la vitesse d'extension en 1986 est associée à l'arrêt de l'injection magmatique. L'inversion des données géodésiques résiduelles (GPS de 1991 à 2003 et nivellement de 1984 à 2000) suite à cette modélisation met en évidence la nécessité d'introduire dans le modèle un glissement asismique de la faille γ à $\sim$ 13mm/an (Cattin *et al.*, 2005).

Avec le début de l'analyse des données InSAR au cours des années 2000, il est alors possible d'obtenir une cartographie spatialement continue de la déformation de surface, afin de localiser les principales structures actives du rift. Les travaux InSAR (Fig. 5.22) ont permis d'observer le glissement actuel des failles (Doubre et Peltzer, 2007; Peltzer et Doubre, 2006). Les vitesses de déformation verticale mesurées ici sont de l'ordre de quelques mm/an, alors que près d'un mètre de déplacement vertical relatif entre les

épaules et le plancher interne du rift a été observé par des mesures de nivellement au cours de la crise de novembre 1978. Quant aux mesures long terme (Quaternaire et Holocène déduites respectivement d'analyse de la topographie et des paléo-rivages du lac Asal), elles permettent de déduire un taux de subsidence stable au cours des 30-40 ka de l'ordre de 8mm/an (Stein *et al.*, 1991). De l'activité long terme est recensée sur toutes les failles du rift avec à l'Holocène une augmentation du glissement sur les failles de l'épaule nord-est alors que l'activité des failles du sud-ouest a tendance à diminuer. Des mouvements transitoires sont également observés au cours de la période d'étude (1997-2005). Et la comparaison avec les données sismologiques montre une co-localisation entre le glissement sur les 3 failles principales du rift (γ, β et E) et la distribution spatio-temporelle de la sismicité, même si un lien de cause à effet ne peut directement être établi. Le mécanisme proposé est associé à des changements de pression au sein du réseau de dykes et de fissures de la base de la croûte sismogénique, qui favorise l'augmentation du glissement sur les failles et provoque l'occurrence de séismes (Doubre et Peltzer, 2007).

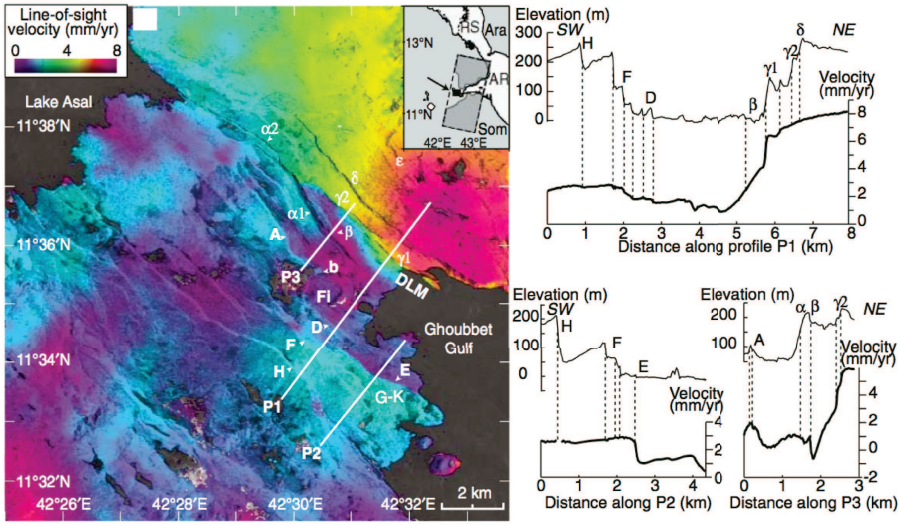


FIGURE 5.22: **Vitesse de surface moyenne du rift d'Asal-Ghoubbet entre 1997 et 2005**, calculée à partir d'un stack de tous les interferogrammes de l'étude. α1, α2, δ, γ1, γ2, ϵ, β, A, b, D, F, H, E font référence aux failles majeures ; DLM correspond au sub-rift Disa Le Malo, G-K correspond au champ de lave Galaele Kôma et Fi au cratère du Fieale. Les figures de droite correspondent à la topographie et à la vitesse moyenne le long de la ligne de visée du satellite à travers les failles du accommodant du glissement (Doubre et Peltzer, 2007).

5.3.2 Évolution de la déformation post-rifting dans le rift d'Asal-Ghoubbet

Depuis 2003, des campagnes du réseau géodésique de Djibouti ont été conduites en 2010, 2012 (de façon partielle) et en 2014, dans le cadre du projet ANR DoRA. Concernant l'InSAR, les images ENVISAT couvrant la période 2003-2010 ont été traitées. Les jeux de données et les méthodes de traitement sont présentés dans le chapitre 2.

5.3.2.1 Déformation horizontale

Un fort contraste de vitesse de 10 ± 1mm/an est observé entre les marges sud et nord du segment de rift (Fig. 5.12), alors que le taux d'ouverture moyen long-terme a été évalué à 15 ± 2mm/an (De Chabalier et Avouac, 1994; Manighetti *et al.*, 1998). Ce contraste de vitesse est associé à un taux de déformation à travers le rift de 7.10^{-7} sur la période 1999-2014, alors que Vigny *et al.* (2007) estiment un taux de déformation de 1.10^{-6} sur la période 1991-2003 et que les résultats des observations post-diking (1979-1986) montrent des taux de déformation de 2.10^{-4} (Ruegg *et al.*, 1979; Tarantola *et al.*, 1979; Ruegg et Kasser, 1987). La brusque décroissance du taux de déformation au sein du segment d'Asal-Ghoubbet à la fin de la période post-diking a été interprétée par un arrêt soudain des processus moteurs du diking (Ruegg et Kasser, 1987) ou par la relaxation d'un dyke dans un milieu viscoélastique (Vigny *et al.*, 2007). La modification récente (au début des années 2000) du taux de déformation met en évidence la présence de phénomènes transitoires au sein même d'une période inter-diking.

Le gradient de vitesse sur la période 1999-2014 est positif à travers tout le rift contrairement à ce qu'observent Ruegg *et al.* (1979) et Tarantola *et al.* (1979) au cours de la crise de 1978 avec de la contraction au niveau des flancs du rift. Le gradient de vitesse reste également positif au delà des épaules du rift (voir aussi la carte du champ régional Fig. 5.2), contrairement à ce qu'observent Vigny *et al.* (2007) sur la période 1991-2003 avec une décroissance de la vitesse entre l'épaule NE du rift et le bloc Danakil. Le taux d'extension à travers le rift observé sur nos mesures n'excédant plus le taux d'ouverture long-terme, aucune zone de compression n'est mise en évidence de part et d'autre du rift. Des déformations en compression sont possibles au niveau de zones en extension, comme déjà observé lors de l'événement de diking du Krafla en Islande (Foulger *et al.*, 1992; Heki *et al.*, 1993), mais restent transitoires.

Tous les sites présentent une direction de vitesse sub-perpendiculaire à l'axe du rift. Les déformations (Ruegg et Kasser, 1987; Cattin *et al.*, 2005) ainsi que des données magnéto-telluriques (VanNgoc *et al.*, 1980) et géochimiques (Allard *et al.*, 1979) de la période post-diking (1979-1984) ont pu être expliquées en partie par des variations

de pression au sein d'une chambre magmatique localisée sous le cône volcanique de l'Ardoukoba, comme cela avait déjà été montré suite du l'événement de diking du Krafla (Árnadóttir *et al.*, 1998). Nos résultats qui couvrent une période inter-diking montre que l'influence de la chambre magmatique sur la déformation de surface du rift est négligeable.

Comme le montre la description précédente de l'évolution temporelle, tant du point de vue de la sismicité que de la déformation de surface, le segment de rift d'Asal-Ghoubbet est fortement soumis à des phénomènes transitoires. Le champ de vitesses 1999-2014 a donc été décomposé en deux sous périodes, 1999-2003 et 2003-2014 (Fig. 5.23). Une progressive augmentation de la vitesse est observée de la marge sud-ouest à la marge nord-est sur les deux périodes. Le champ de vitesses 2003-2014 semble globalement plus homogène avec l'ensemble des vitesses sub-perpendiculaires à l'axe du rift. Seuls les sites OK00 et FI00 perturbent cette régularité. Cependant la fiabilité de l'évaluation de la vitesse sur ces deux sites est relativement moins importante que pour les autres sites puisqu'elle se base uniquement sur deux mesures en 2010 et 2014. La quasi totalité des autres sites ayant été mesurés au moins 3 fois au cours de cette période.

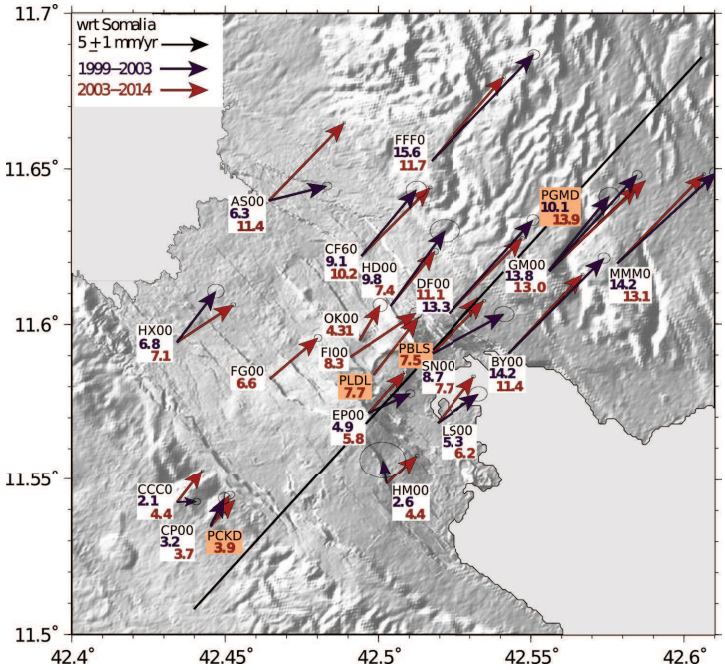


FIGURE 5.23: **Décomposition du champ de vitesses horizontales en deux sous périodes 1999-2003 et 2003-2014.** Les carrés oranges correspondent aux stations permanentes.

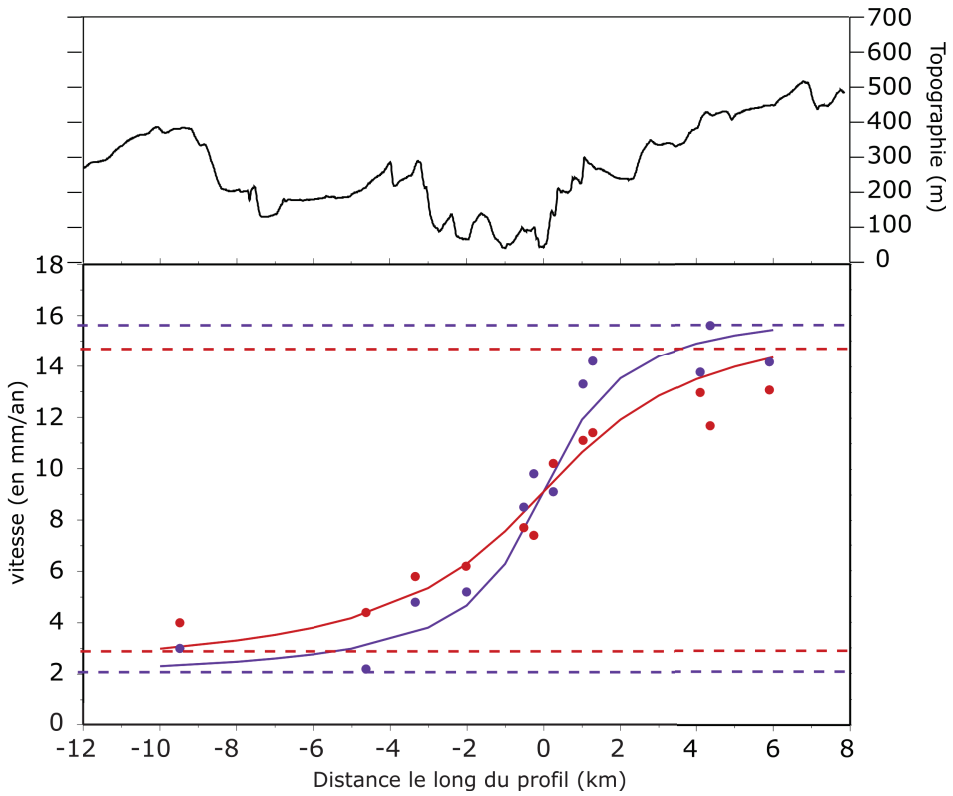


FIGURE 5.24: **Projection des vitesses horizontales sur un profil N040E°.** En haut, la topographie le long du profil. En bas, les vitesses projetées des sites en fonction de leur distance le long du profil. Les cercles de couleurs représentent les mesures de vitesse GPS, avec en violet la période 1999-2003 et en rouge la période 2003-2014. Les courbes en trait plein représentent le modèle de dislocation s'ajustant le mieux sur chaque jeu de données.

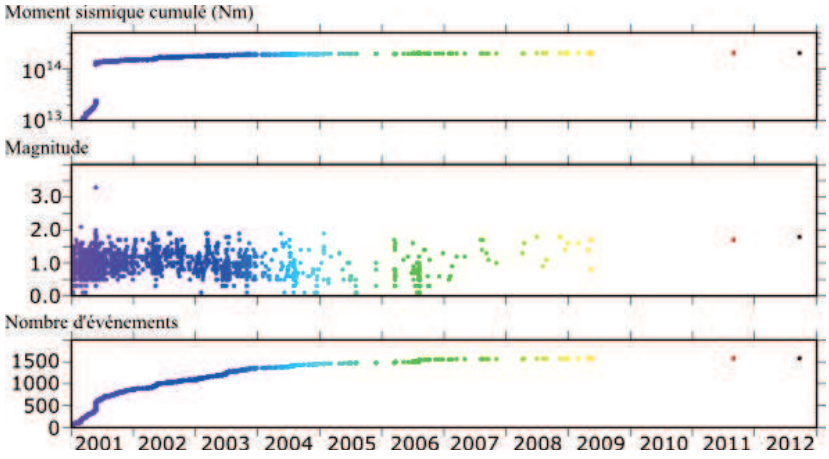


FIGURE 5.25: **Évolution de la sismicité dans le rift Asal-Ghoubbet,** représentée par (de haut en bas) l'énergie relâchée, la magnitude des séismes enregistrés et leur nombre. Les données sont issues de l'Observatoire Géophysique d'Arta (OGA).

Même si l'amélioration de la qualité des mesures entre la période 1999-2003 et 2003-2014 ne peut être négliger (du fait d'un plus grand nombre de re-mesures sur une période plus longue, d'une amélioration de la connaissance des orbites, d'un perfectionnement du matériel utilisé,...), les perturbations du champ de vitesse 1999-2003 du plancher interne sont trop importantes pour être considérées comme un artefact technique. D'autant plus que l'homogénéisation du champ de vitesses est associée à une nette diminution de la sismicité du segment de rift (Fig. 5.25). Cette décomposition temporelle du champ de vitesses montre la décroissance de l'extension à travers le rift (sur une zone de $\sim$ 15 km de large de part et d'autre de l'axe du rift) de $\sim$ 14 mm/an à $\sim$ 12 mm/an (Fig. 5.24). Le profil d'évolution de la vitesse horizontale à travers le rift présente donc un gradient plus important sur la période 1999-2003 que sur la période 2003-2014. En ajustant un modèle de dislocation du type de Savage et Burford (1973) avec une vitesse d'extension aux limites fixée à 15mm/an, les profondeurs de blocage obtenues sont de 1.5 km et 3 km pour les périodes 1999-2003 et 2003-2014 respectivement.

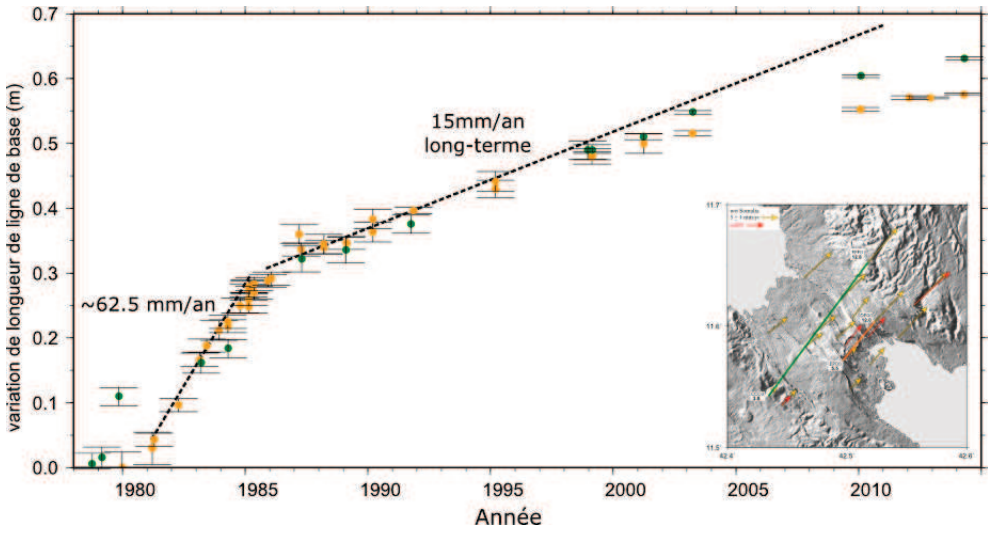


FIGURE 5.26: **Évolution de la distance entre les stations CCC0 et FFF0 entre 1978 et 2014.** La localisation au niveau du rift de cette ligne de base est représentée en vert sur la carte de l'encart.

Les séries temporelles de mesures qui s'étendent sur la plus longue période de temps sont les mesures de ligne de base entre les stations EP00 et DF00 d'une part et les stations CCC0 et FFF0 d'autre part. Depuis 1978, la distance entre ces deux couples de stations a été mesurée de façon régulière avec des méthodes de géodésie traditionnelles jusqu'en 1993 et grâce au GPS depuis 1995. Après un changement significatif du taux d'extension entre EP00 et DF00 en 1986 (interprété soit comme un arrêt abrupt des processus moteur du rifting (Cattin *et al.*, 2005) ou comme le résultat d'un comportement viscoélastique suite à l'événement de rifting de 1978 (Vigny *et al.*, 2007)), une nouvelle diminution du

taux d'extension est observée au début des années 2000 sur les deux lignes de base qui présentent depuis lors un taux d'extension inférieur au taux d'extension long-terme de $\sim$ 15 mm/an (Fig. 5.26).

Les nouvelles données (depuis 2010) ne sont plus en adéquation avec le modèle (Fig. 5.27) défini par la superposition d'une couche élastique sur un demi-espace visqueux (Vigny *et al.*, 2007). Cet écart entre le modèle et les données pourrait être dû à de trop fortes approximations faites par la modélisation viscoélastique du phénomène de relaxation post-diking (par exemple la non prise en compte de la part élastique de la couche inférieure). Une autre explication pour cette divergence au cours des dix dernières années entre modèle et données est la présence d'autres phénomènes transitoires (sismologiques, volcaniques, hydrothermaux,...) dans le rift non directement liés à la relaxation post-diking.

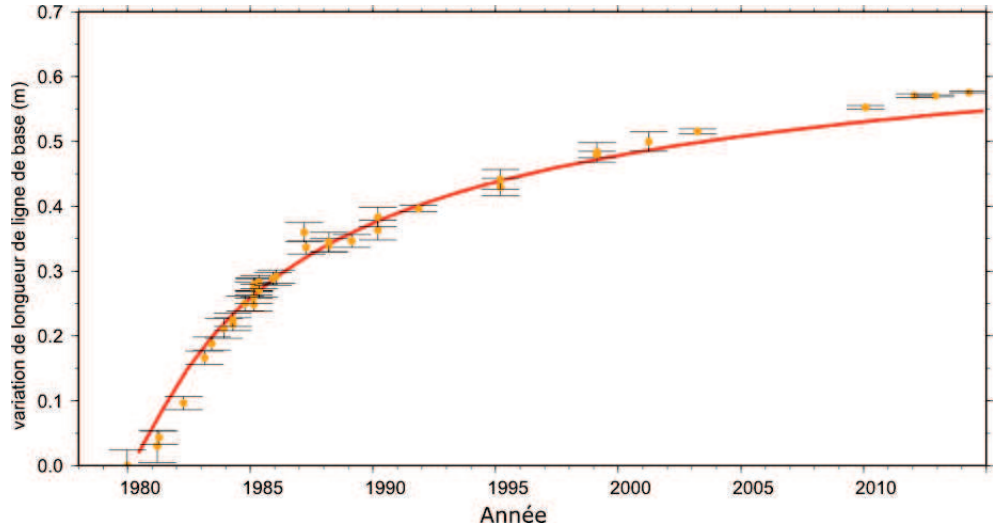


FIGURE 5.27: **Évolution de la distance entre les stations EP00 et DF00 entre 1978 et 2014.** La localisation au niveau du rift de cette ligne de base est représentée en orange sur la carte de l'encart. Les points oranges correspondent aux mesures de distance entre les stations EP00 et DF00 entre 1978 et 2014. Les droites pointillées correspondent à une estimation de la vitesse d'écartement pour chaque période. La courbe rouge correspond au modèle viscoélastique de Vigny *et al.* (2007), avec une valeur de demi-ouverture initiale de 0.4m et une diffusivité de la contrainte de 0.015 m^2/s.

5.3.2.2 Déformation verticale

En faisant l'approximation que la déformation horizontale dans le rift est colinéaire à la trajectoire du satellite en track descendante, la déformation verticale peut être estimée à partir de la déformation dans la ligne de visée du satellite en track descendante à un facteur près du sinus de l'angle d'incidence. Les déplacements verticaux ont ainsi pu être

estimés sur l'intégralité de la période couverte par les données Envisat (2004-2010) sans utilisation de la track ascendante.

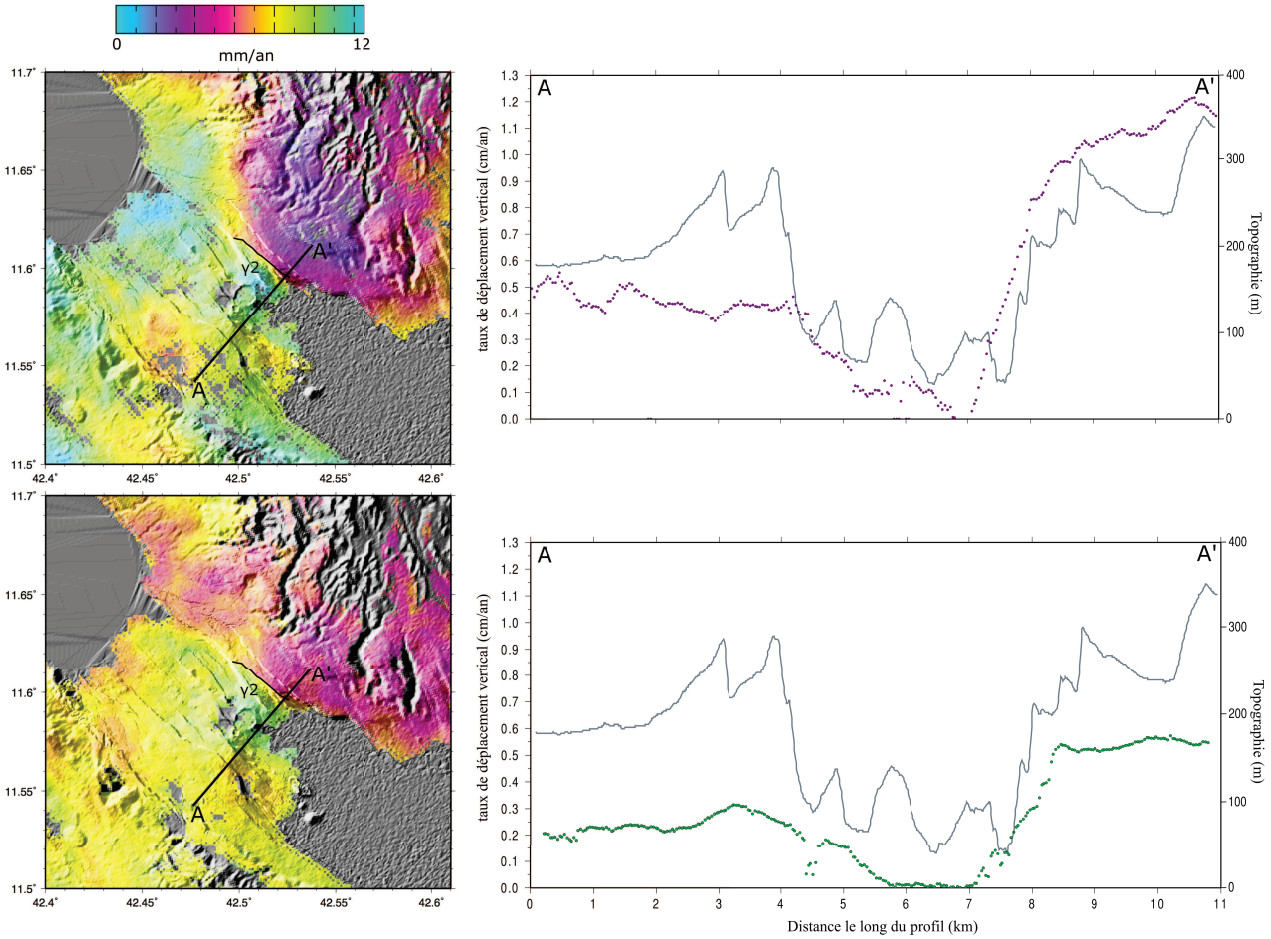


FIGURE 5.28: **Vitesses moyennes de déformation verticale de la surface et profil à travers le rift du taux de déplacement vertical.** La localisation du profil AA' est représentée sur la figure de gauche et la courbe grisée représente la topographie le long du profil. En haut, track descendante 324 (Radarsat) sur la période 1999-2003 (Doubre et Peltzer, 2007). En bas, track descendante 235 (Envisat) sur la période 2004-2010.

En adéquation avec l'évolution temporelle du champ de vitesses horizontales, une diminution du mouvement relatif entre les marges et le plancher interne du rift est observée. Comme l'observent Peltzer et Doubre (2006), une asymétrie du déplacement au sein du rift est observée. La subsidence du plancher du rift est maximale au niveau de sa limite avec l'épaule nord-est, le long de la faille γ. La subsidence du plancher du rift entre 2004 et 2010 est estimée à 5 mm/an le long de la marge nord-est, alors que Doubre et Peltzer (2007) obtiennent un taux de déplacement de 8mm/an pour la période 1999-2003 (Fig. 5.28). L'évolution temporelle du glissement d'une des failles les plus actives

du rift (faille $\gamma 2$) est déduite d'une décomposition en séries temporelles effectuée au terme du traitement InSAR. Un glissement vertical de $\sim$2.7 mm/an est estimé sur la période 2004-2010 alors que le glissement vertical de ce segment le plus oriental de la faille $\gamma 2$ avait été estimé à $\sim$3.8 mm/an sur la période 1997-2007 (Fig. 5.29) par Doubre et Peltzer (2007).

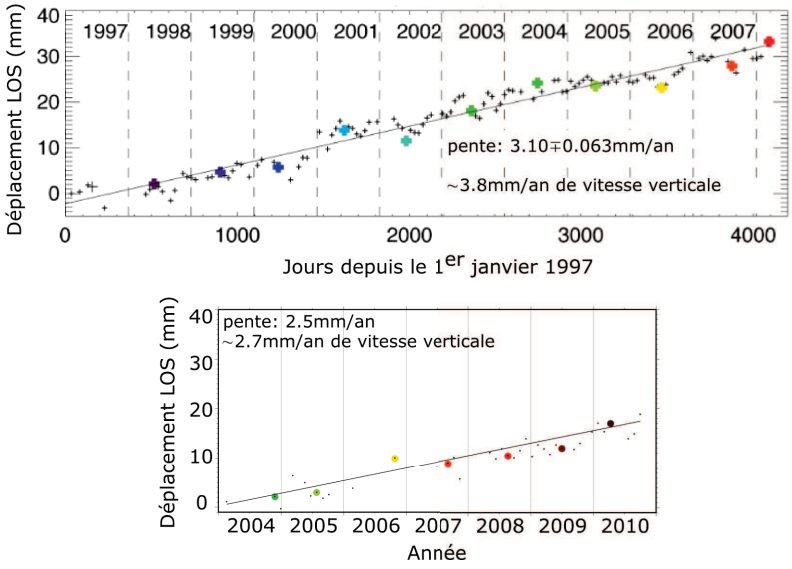


FIGURE 5.29: **Déplacement le long de la ligne de visée du satellite au travers la faille $\gamma 2$.** En haut, pour la période 1997-2007 (Doubre et Peltzer, 2007). En bas, pour la période 2004-2010 avec les données ENVISAT.

5.3.2.3 Comparaison avec l'activité sismique

Les données géodésiques montrent que la déformation de surface est largement transitoire depuis la crise sismo-tectonique de 1978. Un changement significatif est observé $\sim$ 8 ans après la crise dont l'explication n'est pas clairement définie (voir section 5.3.1.2). Sur la période de 15 ans étudiée plus spécifiquement au cours des présents travaux, l'aspect transitoire reste marqué même au cours d'une période inter-diking. La déformation de surface se caractérise par une diminution (à partir de $\sim$ 2003) de l'extension accommodée à travers le rift associée à une diminution du glissement sur les failles majeures. Par ailleurs, les déplacements horizontaux semblent exclusivement orientés dans la direction perpendiculaire à l'axe du rift. L'observation de l'évolution de la sismicité (Fig. 5.30, Fig. 5.25) montre que l'énergie sismique ainsi que le nombre d'événements décroissent significativement dans le rift depuis 2003.

Il apparait donc que depuis $\sim$ 2003 le rift d'Asal-Ghoubbet est entré dans une période de calme volcano-tectonique. Cette période est caractérisée par une baisse significative de la sismicité et par un taux d'extension constant associé à un champ de vitesses régulier.

Cette constance est mise en évidence par les séries temporelles des lignes de base et du déplacement sur la faille $\gamma 2$ et la régularité s'observe sur le champ de vitesses horizontales (GPS). Le taux de déformation est plus faible que pour les périodes précédentes, comme le montrent la décomposition temporelle du champ de vitesses horizontales (GPS) et la comparaison du champ de vitesses verticales (InSAR) avec des travaux antérieurs, marquant une localisation moindre de l'extension au sein du rift.

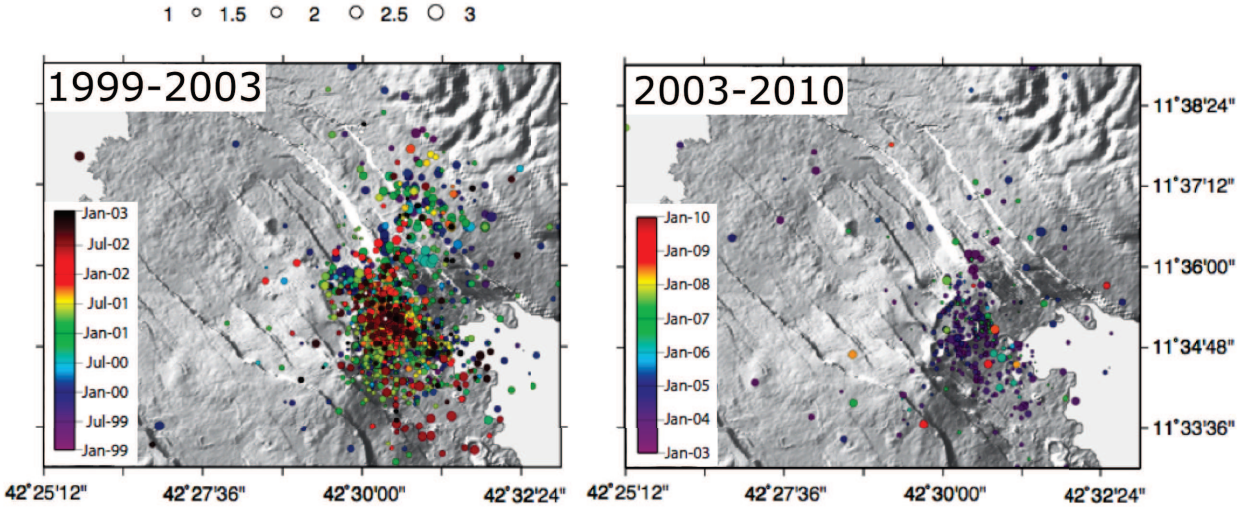


FIGURE 5.30: **Sismicité au sein du rift Asal-Ghoubbet.** La décomposition temporelle se base approximativement sur les périodes où la déformation a été mesurée. Les données sont issues de l'Observatoire Géophysique d'Arta (OGA).

Au cours de l'événement de 1978, un glissement a été observé sur environ la moitié des failles majeures du rift Asal-Ghoubbet (Stein *et al.*, 1991). Ces glissements ont été permis par l'occurrence d'intrusions magmatiques (Rubin et Pollard, 1988), associées à une augmentation de température et à une remontée de la transition fragile/ductile. Seules quelques failles majeures (γ, E) continuent de fluer au cours de la période post-diking (1980-1986), accommodant une large part de la subsidence du plancher du rift par rapport à ses bords (Ruegg et Kasser, 1987). Au cours des périodes étudiées en InSAR (1997-2007 (Doubre et Peltzer, 2007) et 2004-2010), le rôle des failles γ et E reste dominant par rapport aux glissements très faibles enregistrés à travers les autres failles du rift.

Les variations temporelles durant la phase d'inter-diking (depuis 1986) sont associées à la présence dans le rift Asal-Ghoubbet, d'un centre volcanique-hydrothermal qui contrôle la distribution de la déformation. Par analogie des réservoirs de magma ont été détectés au milieu des segments de second ordre de la ride océanique lente médio-Atlantique (Tolstoy *et al.*, 1993; Lin *et al.*, 1990). En Afar, au centre du rift de

Manda Hararo un réservoir de magma crustal a également été mis en évidence dans lequel le magma s'accumule avant d'être redistribué le long du segment par des injections latérales de dykes. Au cours de la crise de 2005-2009, les intervalles séparant chacune des intrusions sont marqués par des inflations transitoires qui peuvent être associées au remplissage d'un réservoir crustal (Grandin *et al.*, 2010). Jusqu'en 2003 dans le rift d'Asal-Ghoubbet, la micro-sismicité et des variations de pressions à l'origine de mouvements sur les failles sont causées par l'activité aux alentours du volcan. Cette activité pourrait également expliquer la non-régularité des champs de vitesses horizontales (GPS) antérieurs à 2003 (Fig. 5.21 (Vigny *et al.*, 2007), Fig. 5.23). La présence et l'activité d'un centre volcanique, hydrothermal constitue de plus une zone de faiblesse qui localise la déformation. La comparaison du profil de vitesses à travers le rift (Fig. 5.24) montre qu'en période d'activité le rift localise l'extension avec un taux d'accommodation (∼14 mm/an) comparable à l'extension Somalie-Arabie, alors que depuis 2003 l'extension accommodée à travers le rift est moindre (∼12 mm/an) et la déformation élastique se distribue au niveau des bassins adjacents (voir Chapitre 4).

5.4 Conclusion

L'étude de la déformation le long de l'extrémité orientale de la ride d'Aden en Afar permet de mettre en évidence des déplacements distribués à l'échelle régionale mais qui restent cependant faibles par rapport au net contraste de vitesse constaté au passage de la ride d'Aden, le long des segments de Tadjoura et d'Asal-Ghoubbet. La zone immergée entre ces deux segments présente des signes de rotation en accord avec les hypothèses précédemment évoquées de "bookshelf faulting" pour le transfert de la déformation extensive.

La déformation dans le rift d'Asal-Ghoubbet, pour la période inter-diking (2003-2014), se distribue au delà de ses marges. Bien que le segment semblait avoir atteint un état stationnaire, avec une vitesse d'ouverture équivalente à la vitesse long-terme d'écartement des plaques, une nouvelle décroissance de la vitesse d'ouverture est observée au début des années 2000. Le rift ne focalise donc plus l'intégralité du mouvement de divergence Arabie-Somalie. Cette décroissance est associée à une nette diminution de la sismicité. Ces récents changements marquent une divergence avec la réponse viscoélatique de la croûte et du manteau après l'intrusion de 1978 et l'ouverture s'effectue de façon parfaitement perpendiculaire à l'axe du rift sans signe de présence de centre volcanique, hydrothermal. La redistribution de la déformation actuellement observée pourrait donc être associée à une faible activité de ce centre volcanique, hydrothermal.

Bibliographie

Abelson, M. et Agnon, A. (2001). Hotspot activity and plume pulses recorded by geometry of spreading axes. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 189(1):31–47.

Ahmed, A., Doubre, C., Leroy, S., Mohamed, K., Keir, D., Ahmadine, A., Perrot, J., Audin, L., Vergne, J., Nercessian, A., Jacques, E., Khanbari, K., Sholan, J., Rolandone, F. et Alganad, I. (2015). Seafloor spreading event in western Gulf of Aden during the November 2010 - March 2011 period captured by regional seismic networks : Evidence for diking events and interactions with a nascent transform zone. *Geophys. J. Int., in revision.*

Allard, P., Tazieff, H. et Dajlevic, D. (1979). Observations of seafloor spreadin in Afar during the November 1978 fissure eruption. *Nature*, 279:30–33.

Árnadóttir, T., Sigmundsson, F. et Delaney, P. T. (1998). Sources of crustal deformation associated with the Krafla, Iceland, eruption of September 1984. *Geophys. Res. Lett.*, 25(7):1043–1046.

Audin, L. (2009). *Pénétration de la dorsale d'Aden dans la dépression Afar entre 20 et 4 Ma.* Thèse de doctorat.

Audin, L., Quidelleur, X., Coulié, E., t, V., Gilder, S., Manighetti, I., Gillot, P.-Y., Tapponnier, P. et Kidane, T. (2004). Palaeomagnetism and K-Ar and 40 Ar/ 39 Ar ages in the Ali Sabieh area (Republic of Djibouti and Ethiopia) : constraints on the mechanism of Aden ridge propagation into southeastern Afar during the last 10 Myr. *Geophys. J. Int.*, 158(1):327–345.

Barberi, F. et Varet, J. (1977). Volcanism of Afar : Small-scale plate tectonics implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88:1251–1266.

Black, R., Morton, W. et Varet, J. (1972). New data on Afar tectonics. *Nature*, 240(104):170–173.

Cattin, R., Doubre, C., de Chabalier, J.-B., King, G., Vigny, C., Avouac, J.-P. et Ruegg, J.-C. (2005). Numerical modelling of quaternary deformation and post-rifting displacement in the Asal Ghoubbet rift (Djibouti, Africa). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 239(3-4):352–367.

Choukroune, P., Francheteau, J., Auvray, B., Auzende, J., Brun, J., Sichler, B., Arthaud, F. et Lépine, J. (1988). Tectonics of an incipient oceanic rift. *Marine Geophysical Researches*, 9(2):147–163.

Courtillot, V., Achache, J., Landre, F., Bonhommet, N., Montigny, R. et Féraud, G. (1984). Episodic spreading and rift propagation : new paleomagnetic and geochronologic data from the Afar nascent passive margin. *J. Geophys. Res.*, 89(B5):3315–3333.

Courtillot, V., Galdeano, A. et Le Mouel, J. L. (1980). Propagation of an accreting plate boundary : A discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjurah and southern Afar. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 47:144–160.

Daoud, M. a., Le Gall, B., Maury, R. C., Rolet, J., Huchon, P. et Guillou, H. (2011). Young rift kinematics in the Tadjoura rift, western Gulf of Aden, Republic of Djibouti. *Tectonics*, 30(1).

Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F. et Souriot, T. (2001). Propagation of an oblique spreading centre : the western Gulf of Aden. *Tectonophysics*, 332(4):423–442.

De Chabalier, J. B. et Avouac, J. P. (1994). Kinematics of the asal rift (djibouti) determined from the deformation of fieale volcano. *Science (New York, N.Y.)*, 265(5179):1677–81.

DeMets, C., Gordon, R. G. et Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 181(1):1–80.

Doubre, C. (2004). *Structure et mécanismes des segments de rift volcano-tectoniques : études de rifts anciens (Ecosse, Islande) et d'un rift actif (Asal-Ghoubbet).* Thèse de doctorat, Université du Maine, La Mans.

Doubre, C., Manighetti, I., Dorbath, C., Dorbath, L., Jacques, E. et Delmond, J. C. (2007a). Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift (Asal-Ghoubbet, Afar, East Africa) : 1. Insights from a 5-month seismological experiment. *J. Geophys. Res.*, 112(B5):B05405.

Doubre, C., Manighetti, I., Dorbath, L., Dorbath, C., Bertil, D. et Delmond, J. C. (2007b). Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift (Asal-Ghoubbet, Afar, East Africa) : 2. Insights from the 23-year recording of seismicity since the last rifting event. *J. Geophys. Res.*, 112(B5):B05406.

Doubre, C. et Peltzer, G. (2007). Fluid-controlled faulting process in the Asal Rift, Djibouti, from 8 yr of radar interferometry observations. *Geology*, 35(1):69.

Foulger, G., Jahn, C., Seeber, G., Einarsson, P., Julian, B. et Heki, K. (1992). Post-rifting stress relaxation at the divergent plate boundary in Northeast Iceland. *Nature*, 358(6386):488–490.

Gasse, F. et Fontes, J.-C. (1989). Palaeoenvironments and palaeohydrology of a tropical closed lake (Lake Asal, Djibouti) since 10,000 yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 69:67–102.

GEBCO (2014). version 20141103. *the British Oceanographic Data Centre (BODC), www.gebco.net*.

Grandin, R., Socquet, A., Doin, M.-P., Jacques, E., de Chabalier, J.-B. et King, G. (2010). Transient rift opening in response to multiple dike injections in the Manda Hararo rift (Afar, Ethiopia) imaged by time-dependent elastic inversion of interferometric synthetic aperture radar data. *J. Geophys. Res. : Solid Earth*, 115(B9).

Heki, K., Foulger, G., Julian, B. et Jahn, C. (1993). Plate dynamics near divergent boundaries : Geophysical implications of postrifting crustal deformation in NE Iceland. *J. Geophys. Res.*, 98:14.

Hofstetter, R. et Beyth, M. (2003). The Afar Depression : interpretation of the 1960-2000 earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 155(2):715–732.

Hébert, H., Deplus, C., Huchon, P., Khanbari, K. et Audin, L. (2001). Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data : the western Gulf of Aden. *J. Geophys. Res.*, 106(B11):26345 – 26363.

Jacques, E., King, G. C. P., Tapponnier, P., Ruegg, J. C. et Manighetti, I. (1996). Seismic activity triggered by stress changes after the 1978 events in the Asal Rift, Djibouti. *Geophys. Res. Lett.*, 23(18):2481–2484.

Jestin, F., Huchon, P. et Gaulier, J. M. (1994). The Somalia plate and the East African Rift System : present-day kinematics. *Geophys. J. Int.*, 116(3):637–654.

Kassim, M. (2009). *Fonctionnement sismique du golfe de Tadjoura : Approche statistique (1973-2007) et déterministe (cas de la séquence 2004)*. Thèse de doctorat.

Lépine, J. et Ruegg, J. (1973). Premiers enseignements de la crise sismique survenue dans la région de Djibouti (TFAI) en mars-avril 1973. *CR Acad. Sci. Paris*, 277:33–36.

Lépine, J., Ruegg, J. et Anis, A. (1980). Sismicité du rift d'Asal-Ghoubbet pendant la crise sismo-volcanique de novembre 1978. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6):809–816.

Leroy, S., Razin, P., Autin, J., Bache, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Robinet, J., Baurion, C., Denéle, Y., Bellahsen, N., Lucazeau, F., Rolandone, F., Rouzo, S., Kiel, J., Robin, C., Guillocheau, F., Tiberi, C., Basuyau, C., Beslier, M.-O., Ebinger, C., Stuart, G., Ahmed, A., Khanbari, K., Al Ganad, I., de Clarens, P., Unternehr, P., Al Toubi, K. et Al Lazki, A. (2012). From

rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden : a synthesis. *Arabian Journal of Geosciences*, 5(5):859–901.

Lin, J., Purdy, G., Schouten, H., Sempere, J. et Zervas, C. (1990). Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 344(6267):627–632.

Lépine, J.-C. et Hirn, A. (1992). Seismotectonics in the Republic of Djibouti, linking the Afar Depression and the Gulf of Aden. *Tectonophysics*, 209(1-4):65 – 86. Seismology and Related Sciences in Africa.

Manighetti, I. (1993). *Dynamique des systèmes extensifs en Afar*. Thèse de doctorat.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gallet, Y., Jacques, E. et Gillot, P.-Y. (2001). Strain transfer between disconnected, propagating rifts in Afar. *J. Geophys. Res.*, 106(B7):13,613–13,665.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S. et Gillot, P.-Y. (1997). Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : The Gulfs of Aden and Tadjoura. *J. Geophys. Res.*, 102(B2):2681–2710.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P.-Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J. C. et King, G. (1998). Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : Into Afar. *J. Geophys. Res.*, 103(B3):4947–4974.

McClusky, S., Reilinger, R., Ogubazghi, G., Amleson, A., Healeb, B., Vernant, P., Sholan, J., Fisseha, S., Asfaw, L., Bendick, R. et Kogan, L. (2010). Kinematics of the southern Red Sea-Afar Triple Junction and implications for plate dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, 37(5).

Omar, A. (1994). Quelques aspects de la sismicité en République de Djibouti, années 1991 et 1992. *Science et Environment*, 9:15–23.

Omar, A., Carmagnolle, P. et Abar, A. (1994). La crise sismique du mois d'avril 1994. *Science et Environment*, 9:55–61.

Peltzer, G. et Doubre, C. (2006). Asymmetric Opening and Episodic Faulting in the Asal Rift , Djibouti. *Alaska Satellite Facility. News and Notes*, 3.2:2–3.

Pinzuti, P., Humler, E., Manighetti, I. et Gaudemer, Y. (2013). Petrological constraints on melt generation beneath the Asal Rift (Djibouti) using quaternary basalts. *Geoch. Geophys. Geosyst.*, 14(8):2932–2953.

Rubin, A. M. et Pollard, D. D. (1988). Dike-induced faulting in rift zones of Iceland and Afar. *Geology*, 16(5):413–417.

Ruegg, J. C., Briole, P., Feigl, K. L., Orsoni, A., Vigny, C., Abdallah, A., Bellier, O., De Chabalier, J. B., Huchon, P., Jacques, E., Al Kirbash, S., Laike, A., d' Oreye, N. et Prévot, M. (1993). First Epoch Geodetic GPS Measurements across the Afar Plate Boundary Zone. *Geophys. Res. Lett.*, 20(18):1899–1902.

Ruegg, J. C. et Kasser, M. (1987). Deformation across the Asal Ghoubbet Rift, Djibouti, Uplift and Crustal Extension 19791986. *Geophys. Res. Lett.*, 14(7):745–748.

Ruegg, J. C., Kasser, M. et Lépine, J. C. (1984). Strain Accumulation across th Asal Ghoubbet Rift, Djibouti, East Africa. *J. Geophys. Res.*, 89(B7):6237–6246.

Ruegg, J. C., Lépine, J. C. et Courtillot, P. (1980). Sismicité et micro-sismicité de la dorsale de Tadjoura, tectonique et frontière de plaques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 22:917–923.

Ruegg, J. C., Lépine, J. C. et Tarantola, A. (1979). Geodetic measurements of rifting associated with a seismo-volcanic crisis in Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 6(11):817–820.

Ruegg, J. C., Lépine, J. C., Tarantola, A. et Leveque, J. J. (1981). The Somalian earthquakes of May, 1980, East Africa. *Geophys. Res. Lett.*, 8(4):317 – 320.

Savage, J. et Burford, R. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. *J. Geophys. Res.*, 78(5):832–845.

Sichler, B. (1980). La biellette danakile : un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 22:925–933.

Stein, R. S., Briole, P., Ruegg, J. C. et Tapponnier, P. (1991). Contemporary, Holocene, and Quaternary Deformation of the Asal Rift, Djibouti : Implications for the Mechanics of Slow Spreading Ridges. *J. Geophys. Res.*, 96(B13):21,789–21,806.

Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16(4):621–688.

Tapponnier, P., Armijo, R., Manighetti, I. et Courtillot, V. (1990). Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 17(1):1–4.

Tarantola, A., Ruegg, J. C. et Lépine, J. C. (1979). Geodetic Evidence for Rifting in Afar : A brittle-elastic model of the behaviour of the lithosphe. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 45:435–444.

Tarantola, A., Ruegg, J. C. et Lépine, J. C. (1980). Geodetic Evidence For Rifting in Afar, 2. Vertical Displacements. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 48:363–370.

Tisseau, J. (1978). *Etudes structurales du bassin de Somalie et de l'extrémité occidentale du Golfe d'Aden (Océan Indien Occidental Nord).* Thèse de doctorat, Université de Paris XI (Orsay).

Tolstoy, M., Harding, A. J. et Orcutt, J. A. (1993). Crustal thickness on the Mid-Atlantic Ridge : Bull's-eye gravity anomalies and focused accretion. *Science*, 262(5134):726–729.

VanNgoc, P., Boyer, D., Le Mouel, J. L. et Courtillot, V. (1980). Sur léxistence d'une chambre magmatique sous le Rift dÁsal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 22:863–871.

Varet, J. (1978). *Geologie de L'Afar central et meridional (Ethiopie et Republique de Djibouti)–Geology of central and southern Afar (Ethiopia and Djibouti Republic).* Cent. Natl. Rech. Sci. : Paris, France.

Vellutini, P. (1990). The Manda-lnakir Rift , Republic of Djibouti : a comparison with the Asal Rift and its geodynamic interpretation. *Tectonophysics*, 172:141–153.

Vigny, C., de Chabalier, J.-B., Ruegg, J.-C., Huchon, P., Feigl, K. L., Cattin, R., Asfaw, L. et Kanbari, K. (2007). Twenty-five years of geodetic measurements along the Tadjoura-Asal rift system, Djibouti, East Africa. *J. Geophys. Res.*, 112(B6): B06410.

Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J.-C., Khanbari, K. et Asfaw, L. M. (2006). Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen. *J. Geophys. Res.*, 111(B2):B02402.

Chapitre 6

Conclusion

Les travaux réalisés au cours de cette thèse se sont focalisés sur la dynamique à court terme de zones d'extension à des stades d'évolution différents. En présence de magmatisme, la déformation affectant les frontières de plaques divergentes est fortement influencée par des variations régionales mais aussi locales des gradients thermiques, par des champs de contraintes locaux et par des mouvements transitoires localisés. L'approche choisie ici, basée sur l'étude d'objets actifs à trois échelles spatiales différentes, a permis d'aborder cette problématique d'interactions magmato-tectoniques dans les zones de rifts depuis l'échelle lithosphérique jusqu'à l'échelle du segment.

À l'échelle continentale, le Rift Est-Africain (REA) est un système purement continental au sud et de plus en plus évolué vers le nord, à proximité du point chaud de l'Afar. Cette évolution est associée à une activité magmatique et/ou volcanique de plus en plus importante vers le nord, s'accompagnant d'une évolution de la structure lithosphérique et de la morphologie des segments d'ouverture. L'étude géodésique a permis de confirmer que la cinématique de ce rift ne peut être envisagée sans le rôle de micro-plaques (Rovuma, Victoria) et de préciser le mouvement de la plaque Somalie, encore mal contraint. La comparaison avec les catalogues de sismicité dans la région met en évidence également une évolution du déficit sismique le long du REA. Ainsi, la déformation extensive se fait de façon de plus en plus asismique dans le nord du rift, où l'ouverture est souvent accommodée par des épisodes de rifting impliquant l'instructions de magma dans la croûte, et où l'épaisseur de la croûte élastique est plus faible, limitant l'occurrence de séismes de forte magnitude. Au contraire, dans la partie méridionale du REA, les vitesses d'ouverture sont faibles et les catalogues de sismicité ne couvrant pas des échelles de temps comparables à celle du cycle sismique dans cette région, la mise en évidence d'un déficit local de glissement doit être mise en relation avec une lacune sismique.

Au cours de la dernière décennie, de nombreux événements sismo-volcaniques se sont produits en Afar et dans les régions avoisinantes de la Mer Rouge et de l'ouest du golfe d'Aden, confirmant ainsi l'importance du magmatisme dans cette zone en extension au dessus d'un manteau anormalement chaud. Cependant même pour de telles régions, l'apport de magma n'est pas réparti de façon homogène. Au niveau de l'Afar, région située à l'aplomb de point chaud, et correspondant à la jonction triple de trois frontières de plaques divergentes, l'analyse de la déformation plio-pléistocène et quaternaire montre que l'essentiel de la déformation tectonique et magmatique se localise le long de branches actives sur lesquelles s'alignent ou s'échelonnement des segments d'ouverture de second ordre. À partir de nouvelles mesures GPS, les taux de déformation les plus importants sont observés dans les segments ayant été récemment affectés par des épisodes de rifting alors qu'en dehors de ces segments la déformation actuelle en Afar Central se fait par un transfert d'une ride à l'autre, sans que de structures majeures

accommodant la déformation puissent être identifiées. La déformation est largement distribuée en Afar Central, depuis l'extrémité nord du rift éthiopien jusqu'au travers du bloc Danakil, permettant à la fois d'accommoder le mouvement des plaques en champ lointain par la mise en place d'une série de horsts et de grabens, mais aussi permettant le transfert de la déformation extensive entre les branches actives. Sans pour autant définir la localisation précise du point triple, la réalisation de modèles de blocs rigides permet de proposer une cinématique à court-terme de cette région de jonction triple, montrant que la déformation ne peut être appréhendée sans l'introduction d'un bloc central évoluant de façon indépendante des autres plaques. Ce même bloc ayant une géométrie particulière correspond à un mécanisme de superposition de plusieurs blocs en rotation autour d'axes verticaux, cohérents avec un modèle de "bookshelf faulting" déjà proposé pour cette région, et cohérent avec les rotations observées à court-terme. Alors que les axes d'extension du tenseur des déformations déterminé à partir de nos données couvrant la période 2007-2014 restent cohérents avec la direction des structures tectoniques disséquant la surface topographique, confirmant que la déformation observée sur cette période est représentative de la déformation long-terme, le transfert de la déformation et surtout les différents blocs impliqués entre le rides sont fortement dépendants de la localisation de l'activité magmatique qui est, elle, fortement transitoire le long des branches actives.

Les vitesses mesurées autour du segment de rift de Manda-Hararo-Dabbahu, activé entre 2005 et 2010 par une séries d'intrusions magmatiques, sont ainsi actuellement extrêmement élevées dépassant de plus de 3 fois la vitesse d'extension long terme entre la Nubie et l'Arabie et témoignent d'une dynamique d'ouverture toujours contrôlée par ces intrusions. Au contraire, les autres segments, plus jeunes, situés aux extrémités des frontières se propageant en Afar, comme le segment de Manda Inakir et les sous-segments dans le graben de Tendaho, ne montrent pas ou très peu de déformation, indiquant qu'en dehors de ces périodes de rifting actif, ils se comportent comme des frontières "scellées", n'étant pas assez matures pour localiser une déformation inter-rifting. Le rift d'Asal-Ghoubbet est quant à lui dans une période intermédiaire, puisque les vitesses continuent de décroitre suite à la crise sismo-volcanique de 1978 et présentent depuis une dizaine d'années un taux d'ouverture inférieur à la vitesse d'extension long terme. La déformation fortement localisée lors de la crise de 1978 résulte dans les 25 ans qui ont suivi de l'intéraction du centre volcanique toujours actif, contrôlant l'activité des failles, alors qu'en l'absence de l'activité de ce centre volcanique, et pendant une période inter-dking, la déformation se "dé-localise", pour se distribuer de façon élastique sur l'ensemble de la région d'Afar Central. Ainsi, dans un stade de jeune transition-océan-continent, la localisation de l'extension dépend fortement de la disponibilité en magma.