



HAL
open science

Analyse des données GNSS de l'Afrique de 1994 à 2017.6 : caractérisation de mouvement et déformation active

Raphaël Mukandila Ngalula

► **To cite this version:**

Raphaël Mukandila Ngalula. Analyse des données GNSS de l'Afrique de 1994 à 2017.6 : caractérisation de mouvement et déformation active. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2020. Français. NNT : 2020STRAH026 . tel-03813763

HAL Id: tel-03813763

<https://theses.hal.science/tel-03813763v1>

Submitted on 13 Oct 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

École doctorale n°413 : Sciences de la Terre et de l'Environnement

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée par
Raphaël Mukandila Ngalula

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université de Strasbourg

Spécialité doctorale « **Géophysique** »

Soutenue le

30 septembre 2020

Analyse des données GNSS de l'Afrique de 1994 à 2017.6. Caractérisation de mouvement et déformation active

Directeur de thèse : **Frédéric MASSON**

Jury

Frédéric Masson,
Pierre Briole,

Professeur des universités
Directeur de recherche
CNRS

Directeur de Thèse
Rapporteur

Olivier Dauteuil,

Directeur de recherche
CNRS

Rapporteur

Mustapha Meghraoui,

Physicien

Examineur

EOST Strasbourg
Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS)

Avant-propos

Cette thèse s'insère dans le cadre des activités du Groupe International de Recherche en Géophysique Europe-Afrique (<http://www.girgea.org>). Le GIRGEA est une structure rassemblant des chercheurs de différentes disciplines appartenant à différents laboratoires. Ici, les laboratoires principalement concernés au nord est l'Institut de Physique du Globe de l'École et observatoire des sciences de la terre de l'université de Strasbourg et au sud sont le Centre de Recherche en Géophysique (CRG) et le département de physique de la faculté des sciences de l'Université de Kinshasa (UNIKIN). A ces deux derniers laboratoires, on peut associer les départements de géographie et de physique respectivement des Instituts supérieurs pédagogiques (ISP) de Kikwit et de Mbandaka ainsi que le Département d'études de la Société Nationale d'Electricité. Dans le cadre de cette collaboration, 4 stations GNSS livrées par le CNRS/France ont été installées sur les sites d'ISP/Bandaka, ISP/Kikwit et celui du Barrage hydroélectrique d'Inga sous financement du CRG et une sur le site de l'UNIKIN sous financement de sa faculté des sciences (Mukandila Ngalula R., 2017).

Le GIRGEA a pour but de développer la physique de l'Espace dans les pays en voie de développement dans le cadre du projet « United Nations for Basic Space Science Initiative ». Pendant plusieurs années le thème principal des recherches est la Météorologie de l'Espace concernant essentiellement l'étude des phénomènes électromagnétiques et dynamiques dans le cadre du système Terre-Soleil. Le GIRGEA intègre aussi les recherches sur l'utilisation des technologies spéciales pour des levés géodésiques qui permettent de définir, maintenir, améliorer et promouvoir un accès efficace aux systèmes de référence spatiale nationaux et de caractériser des mouvements et déformations tectoniques. C'est ici que s'insère les travaux de cette thèse qui vise à analyser les données GNSS de l'Afrique aux fins de la caractérisation du mouvement et de la déformation active dans cette région du globe.

Dans un premier temps, le travail a consisté à l'établissement d'un réseau GNSS en République Démocratique du Congo (RDC). Ce réseau a pour objectifs : 1- l'établissement d'un réseau géodésique de référence pour le pays, 2- la participation de la RDC à l'AFREF (réseau de référence géodésique à l'échelle de l'Afrique), 3- l'amélioration de la caractérisation de la cinématique de la plaque Afrique et de la dynamique de la branche ouest du rift Est-Africain (REA). C'est cela qui justifie l'installation de 4 stations GNSS à l'ouest de la RDC (Mukandila Ngalula R., 2017). Malheureusement, ce travail n'utilisera pas les données de ces nouvelles stations. Il impliquera seulement toutes les données ouvertes et certaines solutions déjà publiées disponibles sur le continent Africain.

Les travaux de recherche décrits dans ces manuscrits ont donc été financés principalement par l'Ambassade de France en RDC. Nous avons également bénéficié des appuis financiers du projet *IGCP-601/UNESCO* (Meghraoui et al., 2016). Les études mentionnées au travers de ce mémoire ont nécessité l'utilisation de MIDAS (Blewitt et al., 2016), de GMT (<https://www.generic-mapping-tools.org/>) et QGIS, Inkscape et Octave qui sont des logiciels libres.

Ces travaux des recherches ont été présentés à l'Assemblée General de 2018 des Géosciences européennes (Assembly 2018 for European Geosciences Union at Vienna, Austria from 8th until 13th April 2018 23), au second Assemblée de la Commission sismologique Africain (The 2nd General Assembly for the African Seismological Commission at AL Hoceima, Morocco from 23thuntil 27th of April 2018), au troisième atelier de géodésie millimétrique du GRGS à Toulouse, France du 9 au 11 septembre 2019 et au Colloque G2 2019 Géodésie & Géophysique au Mans, France du 20 au 22 novembre 2019.

Résumé

L'objectif de cette thèse est la détermination d'un champ de vitesse GNSS actuel du continent africain afin de caractériser sa cinématique et ses déformations actives. Différents modèles cinématiques sismotectoniques et géodésiques ont montré que l'ancienne plaque Afrique était subdivisée en deux grandes plaques Nubie et Somalie. La densification des données GNSS sur le REA et les blocs orientaux connexes a en outre permis de séparer la plaque somalienne de sous-plaques Victoria, Rovuma et Lwandle. Aujourd'hui la densification des données géodésiques sur la plaque Nubie permet de questionner la rigidité de celle-ci et d'actualiser notre connaissance de la cinématique globale de l'Afrique.

Les études géologique et géophysique ont montré que le cœur de l'Afrique consiste en trois cratons principaux archéens et un méta-craton, plusieurs blocs cratoniques et des bassins maritimes qui sont séparés les uns des autres par de ceintures orogéniques néo-protérozoïques et des monts-sous-marins. Le long de ces ceintures se sont formées des zones de cisaillement, des failles actives et du volcanisme actif constituant des LDCs qui subdivisent la plaque Nubie en 4 blocs :BSOc, BSO_r, BCe BAu. Ces blocs sont-ils cinématiquement indépendants ?

Pour répondre à cette question, j'ai construit un champ de vitesse géodésique cohérent et précis à l'échelle de l'Afrique à l'aide des séries temporelles des positions calculées au laboratoire de Nevada (210 sites en Afrique avec au moins de 2.5 ans des mesures). L'estimation des pôles d'Euler par l'inversion par Moindre-carré combinée avec Newton-raphson des données GNSS m'a permis de minimiser les incertitudes sur leurs vitesses et leurs coordonnées ($< 10^{-5} \text{ mm/an}$). J'ai trouvé des vitesses résiduelles par rapport au repère Nubien $< 1 \text{ mm/an}$ sur 142 sites et $< 0,5 \text{ mm/an}$ sur 89 sites situés sur la plaque Nubie et $> 1 \text{ mm/an}$ pour les sites situés ailleurs.

L'analyse cinématique réalisée en utilisant les tests statistiques confirment le modèle de l'Afrique subdivisée en deux plaques majeures (Nubie et Somalie) par le REA et trois microplaques situées entre les deux (Lwandle, Rovuma, Victoria) à un intervalle de confiance de 99%. En outre, la plaque Nubie est subdivisée en 4 blocs séparés par les LDCs. Le test f-ratio indique que ces 4 blocs expliqueraient significativement mieux le champ de vitesse de 142 sites de la plaque Nubie à un niveau de confiance de 99%. Les mouvements relatifs entre les quatre blocs tectoniques caractérisés par des vitesses relatives faibles (entre $\sim 0,16 \text{ mm/an}$ et $\sim 0,4 \text{ mm/an}$) est tectoniquement significatifs comme attestait par la corrélation avec les régimes de déformation prédits géodésiquement et les caractéristiques sismotectoniques le long des LGDs : (1) **Le long de la LVC orientée SW-NE**, limite BSOc-BCe, la géodésie prédit un régime compressif ($\sim 0,35 \text{ mm/an}$) NW-SE (2) **Le long des failles de Ténéré et d'Anguid-Gassi-Taouil-Algérie**, limite BSOc-BSO_r, le régime décrochement avec des composantes légèrement compressives ($\sim 0,23 \text{ mm/an}$). (3) **Le long de SFAC**, limite BSO_r-BCe, la faible amplitude ($\sim 0,16 \text{ mm/an}$) du régime extensif SW-NE le long des failles de Bangor et de Muglad orientées NO-SE ainsi que celui décrochant avec une composante compressive le long de la faille de Doseo/Salamat orientée SO-NE. (4) **Le long des axes sismiques Okavango-Kariba et Kariba- Lwanga orientés SW-NE**, les mouvements relatifs respectifs entre les BCe et le BAu ($0,4 \text{ mm/an}$) et le BCe et le BZa ($0,08 \text{ mm/an}$) indiquent un régime d'extension-décrochement SW-NE. **Le long de l'axe Ugab-Okavango orientés SW-NE**, les mouvements relatifs respectifs entre les BCe et le BAu ($0,4 \text{ mm/an}$) indique régime compressif. **Le long de la ceinture Kaoko orientée N-S**, le mouvement relatif entre les BCe et le BAu ($0,4 \text{ mm/an}$) indique un régime

compressif en contradiction avec celui décrit par le seul mécanisme au foyer de la région qui décrit un régime extensif en accord avec les failles quaternaires normales de la région. On remarque que la déformation dans cette région ne peut être liée au mouvement global entre BCe et BAu, mais plutôt au phénomène local en rapport avec l'ouverture de l'océan atlantique. **Le long du ride Walvis**, le mouvement relatif entre les BCe et le BAu (0,4 mm/an) indique régime compressif et dextre sur un court tronçon.

Considérant le modèle de bilan des forces motrices qui provoquent le mouvement de plaque de Forsyth & Uyedat(1975), je suggère que dans le **repère NNR**, l'orientation SW-NE des vitesses ITRF mesurées en Afrique indique qu'elles résulteraient plus des forces motrices dues à la traction par la fosse des Mariannes (océan pacifique). Par contre dans les repères non-globaux : (1) **Repère Eurasien**, les vitesses résiduelles mesurées et prédites quasiment orientées S-N sur la Nubie indiqueraient la prédominance des forces de traction par des plaques descendantes de la subduction hellénique dans le mouvement global de l'ensemble des blocs constituant la plaque Nubie ; (2) **Repère Nubien**, les contraintes tectoniques à champ lointain et des pressions induites par : (a) par la **collision Nubie-Eurasie** observée à l'ouest de la méditerranée provoque le mouvement orienté NW-SE du BSOc. (b) la **poussée du rift de la mer rouge** provoque celui orienté SE-NW du BSOc. Toutefois, la faiblesse des vitesses (~ 0.05 mm/an) montre que le mouvement global du BSOc que les composantes des forces de traction par des plaques descendantes de la subduction hellénique et des Mariannes sont largement prédominantes. (c) par **l'ascension du panache mantélique avec intrusion magmatique le long du REA** celui orienté E-W (~ 0.23 mm/an). (d) le flux de manteau ascendant sous le BAu, plus intense près de la limite noyau-manteau provoque le mouvement orienté S-N (0.12 mm/an - 0.41 mm/an) sur le BAu. Ces observations soutiennent également une subdivision rigoureuse de la plaque Nubie en quatre blocs cinématiquement indépendants.

Remerciements

En 2011 à Kinshasa, j'ai rencontré Christine Mazaudier lors d'une École d'été sur le *Space Weather* (météorologie de l'espace) organisée par le Groupe International de Recherche en Géophysique Europe-Afrique (GIRGEA, <https://www.girgea.org/>). Elle me proposa d'être 2ème secrétaire du GIRGEA/RDC afin d'accompagner Bruno Kahindo, 1^{er} secrétaire, dans ses multiples tâches philanthropiques. Comme un rêve, un projet de recherche en géodésie spatiale naîtra de ce contact. Dans le cadre de ce projet, en 2013, j'ai été reçu à l'École et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST) par Frédéric Masson, Aline Deprez et Mustapha Meghraoui à l'occasion d'un stage de trois mois qui m'a permis de préparer mon mémoire de DEA soutenu au département de physique de la faculté des Sciences de l'université de Kinshasa l'année suivante.

Près de neuf ans plus tard, voici donc le moment d'apporter une touche finale au manuscrit de ma thèse naît de ce projet. L'aboutissement de cette thèse, un exercice de plus de 5 ans aussi exigeant qu'enrichissant, qui n'aurait pu être mené à bien sans l'aide de nombreuses personnes que je tiens chaleureusement à remercier.

Je souhaite tout d'abord remercier André Zana, Directeur Général du Centre de Recherche en Géophysique (CRG), de m'avoir ouvert les portes menant au domaine de la géophysique et de m'avoir donné le goût à la géophysique.

Je tiens sincèrement à remercier Frédéric Masson pour avoir initié cette thèse, pour son accueil chaleureux dans cet établissement et au sein de son laboratoire, et pour sa confiance à personne. Je salue sa patience et son investissement.

Un immense merci à Mustapha Meghraoui, Aline Deprez, Patrice Ulrich et Pierre-Daniel Matthey, Christine Heimlich, Marc Schaming, Jean-Paul Boy, Frédéric Dauni. J'ai beaucoup profité à vos contacts, et ce projet a indéniablement profité de votre participation. Merci pour les assistances indispensables, les conseils prodigués, votre disponibilité et votre humeur.

Je souhaiterais remercier les membres de mon jury, Pierre Briole, Olivier Dautheil et Mustapha Meghraoui, d'avoir accepté (sans hésiter) d'examiner ma thèse.

Table des matières

Avant-propos	i
Résumé	iii
Remerciements	v
Table des matières	vi
Listes des figures	xii
Listes des tableaux	xx
1 Chapitre 1 Introduction Générale : Contexte sismotectonique de l’Afrique	22
1.1 Introduction	22
1.2 Histoire géodynamique de l’Afrique	25
1.2.1 L’évolution protérozoïque de l’Afrique : structures et déformation pré-Gondwana	26
1.2.1.1 Le rifting protérozoïque de l’Est de l’Afrique	27
1.2.1.2 Le rifting protérozoïque Damarien	28
1.2.1.3 Le rifting protérozoïque Zambézien	28
1.2.1.4 Le rifting protérozoïque Trans-saharien et centrafricain	28
1.2.1.5 Le rifting protérozoïque du système de bassin Kaoko– Gariep – Dom Feliciano	29
1.2.2 Evolution paléozoïque de l’Afrique : L’assemblage du Gondwana	30
1.2.2.1 Métacraton Sahara Oriental	31
1.2.2.2 Ceinture transsaharienne	32
1.2.2.3 Orogénèse de l’Afrique de l’Est (OAE) :	32
1.2.2.4 Ceinture Kaoko (Namibie et le sud de l’Angola)	34
1.2.2.5 Orogenèse Damara (Zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi)	35
Région de l’ouest de l’orogénèse Damara	35
1.2.2.6 Ceintures de Zambèze	38
1.2.3 L’évolution paléozoïque	40
1.2.3.1 Cadre géodynamique paléozoïque	40
1.2.3.2 Du cambrien précoce au permien tardif (540-250 Ma)	40
1.2.3.3 Phanérozoïque (250-0Ma) : Mésozoïque - Cénozoïque (250 -0 Ma)	41
1.2.3.4 Afrique de l’Est	42
1.2.3.4.1 1 ^{ère} étape : Le rifting de l’Est de l’Afrique (Séparation Gondwana occidentale et Gondwana oriental)	42
1.2.3.4.2 2 ^{ème} étape : Le rifting de l’Afrique de l’Est (Séparation Nubie avec Arabie et avec Somalie)	43

1.2.3.5	Systèmes des failles et zone des cisaillements Okahandja-Mwembeshi (ZCOM) de la ceinture Damara.....	44
1.2.3.6	Système des failles et Zone des cisaillement de la ceinture Zambèze	45
1.2.3.7	Système des failles et Zone des cisaillement de la ceinture Kaoko	46
1.2.3.8	L'évolution temporelle de l'ouverture de l'Atlantique équatoriale et centrale : Déformation dans le Système de Rift de l'Afrique de l'Ouest et Centrale (SFAOC)	47
1.2.3.8.1	Chronologie des évènements majeurs	47
1.2.3.8.2	Lien entre tectonique des plaques et les zones de fractures océaniques.	51
1.2.3.8.3	Les chaines des monts sous-marins Saint Héléne, Gough-Tristan da cunha et la Crête Walvis.....	52
1.3	Structure interne	55
1.3.1	Structure crustale	55
1.3.2	Structure lithosphérique	56
1.1.1	Structure asthénosphérique.....	59
1.4	Sismicité et régime de déformation des principales structures	61
1.4.1	La frontière de plaques indiquée au premier ordre par la sismicité.....	61
1.4.2	Des frontières de plaques larges, des déformations distribuées	63
1.4.2.1	Des zones de déformation distribuée.....	63
1.4.2.2	Le Système des Rifts Est Africain : Blocs assismiques	63
1.4.2.3	Des structures de déformation intraplaque (Nubie)	66
1.4.2.3.1	Système des rifts Ouest et Centre Africain (SFAOC) : ligne volcanique du Cameroun et Hoggar.	67
1.4.2.3.2	La ligne sismique Lwanga/Kariba/Okavango, Failles et Zones de cisaillement Kaoko, la crête Walvis, les zones de fracture Gough et Tristan da Cunha. 68	
1.5	La cinématique et dynamique de l'Afrique : Les repères en tectoniques des plaques	69
1.5.1	Une des plaques supposées fixe.	69
1.5.1.1	Non rotation globale de la lithosphère	70
1.5.1.2	ITRF	70
1.6	Conclusion : des déformations et une cinématique mal connue	72
2	Chapitre 2. Méthode : détermination du champ des vitesses GNSS de l'Afrique.....	76
2.1	Introduction.....	76
2.2	Données et traitements	76
2.2.1	Les produits IGS (International GNSS Service).....	76
1.1.2	Collecte des données ouvertes au format RINEX	78
2.2.2	Traitement des données : Méthode de Positionnement Ponctuel Précis.....	79
2.2.3	Séries temporelles GNSS Blewitt pour l'Afrique	80
2.3	Analyse des séries temporelles.....	81

2.3.1	Midas.....	82
2.3.2	Analyse des séries proprement dites.....	82
2.3.2.1	Résistances des vitesses aux problèmes courant des séries chronologiques ..	82
2.3.2.2	Sélection relaxée des paires.....	84
2.3.2.3	L'incertitude de la vitesse	88
2.4	Comparaison de deux solutions	90
2.4.1	Test de Student pour échantillons appariés	90
2.4.2	Calcul des pôles de rotation pour chacune des solutions.....	92
2.4.2.1	Modèle théorique d'estimation du pôle d'Euler.....	92
2.4.2.1.1	Équation de mouvement d'un bloc rigide sur la sphère	92
2.4.2.1.2	Détermination de la cinématique des blocs ou ensemble des blocs (plaques et microplaques).....	93
2.4.2.1.3	Pôles d'Euler et forces motrices de mouvement de plaques	95
2.4.2.2	Estimation des pôles d'Euler.....	96
2.4.2.2.1	Plaque Nubie.....	97
2.4.2.2.2	Plaque Victoria	103
2.4.2.2.3	Plaque Somalie	104
2.4.2.2.4	Plaque Rovuma.....	106
2.5	Conclusion	108
3	Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines	112
3.1	Introduction.....	112
3.2	Méthodes d'Analyses cinématiques : Les tests statistiques	114
3.2.1	Test de Khi-carré	114
3.2.2	Test de Fisher	114
3.2.3	L'écart quadratique moyen des résidus	116
3.3	Analyse cinématique de la Plaque Afrique	116
3.3.1	Modèle à deux grandes plaques (Nubie et Somalie) et 3 microplaques (Lwandle, Rovuma, Victoria)	116
3.3.1.1	Test statistique F-ratio	116
3.3.1.2	Mouvement relatif entre les plaques et microplaques	117
3.3.2	La Plaque Nubie n'est pas rigide.....	121
3.3.2.1	Modèle à un bloc : la plaque Nubie supposée rigide à 1mm/an (Modèle1).	121
3.3.2.2	Modèle à quatre blocs : la plaque Nubie subdivisée en quatre blocs supposés rigides (Modèle2)	123
3.3.2.2.1	Les tests statistiques.....	123
3.3.2.2.2	Vitesses prédites sur chaque bloc par rapport à un repère Nubie fixe et mouvement relatif aux frontières des blocs.....	138

3.3.2.2.1	Vitesses prédites sur chaque bloc par rapport au repère Nubie fixe.	138
3.3.2.2.3	Mouvement Relatifs aux frontières des blocs de la Nubie.	140
3.4	Vitesses Verticales	142
3.5	Conclusion	144
4	Chapitre 4. Déformation active du continent africain à partir des résultats gnss et sismotectoniques.....	146
4.1	Introduction.....	146
4.2	Résultats des tests statistiques pour décider si l'addition des nouveaux blocs est nécessaire pour décrire la cinématique de la région Afrique.	148
4.2.1	La région du Rift Est Africain	148
4.2.2	La région de l'intérieur de la plaque Nubie.....	148
4.3	Régime de déformation le long des lignes de déformation continue internes à la plaque Nubie. 149	
4.3.1	Systèmes des failles de l'Afrique de l'Ouest : Failles de Ténéré, Volcan d'Hoggar, failles d'Amguid-Gassi-Taouil-Algérie : Limite entre les blocs Sahara occidental et Sahara oriental.....	149
4.3.2	Zone de fracture et Chaîne des monts-sous-marins Saint Hélène et Ligne volcanique du Cameroun : Limite entre le bloc Sahara occidental et le bloc Central.	151
4.3.3	Système des failles de l'Afrique Centrale : Bassin de Bangor, failles de Doseo-Salamat et de Muglad (Limite entre Bloc Sahara oriental et Bloc Central).....	153
4.3.4	Zones de fracture Tristan da Cunha et Gough, crête Walvis, ceinture Kaoko (zones de cisaillement et faille de Sesfontein), Damarienne (zone de cisaillement d'Okahandja- Mwembeshi) : Limite entre bloc Central et bloc Austral.	154
4.3.4.1	Crête Walvis, FZ Gough Tristan da Cunha.....	155
4.3.4.2	Zones de cisaillement et faille de la ceinture Kaoko.....	156
4.3.4.3	Zone de Cisaillement Okahandja de la ceinture Damara.	156
4.3.4.4	Zone de cisaillement de Mwembeshi (Axe sismique Okavango-Kariba- Lwanga) de la ceinture Damara.....	157
4.3.4.5	Zone de cisaillement de Sanagoe-Mzarabani de la ceinture Zambèze.....	159
4.4	Conclusion	159
5	Chapitre 5. Dynamique de la plaque Afrique : Origine supposées des forces motrices et contraintes tectoniques.....	161
5.1	Introduction.....	161
5.2	Repère de référence absolu : caractéristiques des vitesses et forces motrices agissantes	162
5.2.1.1	Repère non rotation globale (NNR) : Les modèles globaux de mouvement de plaque sur les dernières décennies (modèle géodésique).	163
5.2.1.2	Repère de référence du manteau : Les modèles de reconstruction de la tectonique passée à nos jours	166
5.2.1.3	Les modèles numériques de convection du manteau	167

5.3 Repères non globaux : Caractéristiques des vitesses GNSS, origine des forces motrices ou contraintes tectoniques à champ lointain quantifiées en Afrique.....	168
5.3.1 Repère Eurasien.....	168
5.3.2 . Repère Nubien.....	172
5.3.2.1 Bloc Sahara occidental	172
5.3.2.2 Bloc Sahara oriental (BSOr)	175
5.3.2.3 Bloc Central (BCe).....	176
5.3.2.4 Bloc Austral (BAu)	180
5.4 Conclusion	181
6 Conclusion générale et perspectives.....	182
Références	189
A Listes acronymes	ccvi
B Liste des symboles.....	ccx
C Vitesses ITR2008 et par rapport (prp) à la Nubie fixe.	ccxiii

Listes des figures

Chapitre 1

Figure 1.1-Structures tectoniques de l'Afrique discutées dans cette étude. Les limites extérieures de la plaque Afrique telle qu'elle a été définie par le Pichon 1968 (Figure 1.30), **des plaques Nubie et Somalie et des microplaques Lwandle (Lw), Victoria (Vi) et Rovuma (Ro)** d'après Bird et al., (2003), Deprez et al., (2013), Saria et al., (2013,2014) et Stamps et al.,(2018) . **Les failles et les volcanismes** d'après la Carte tectonique de l'Afrique (CGMW, 2010) et la **Subduction hellénique (SH)** d'après la Base de données de failles sismogéniques de l'Europe (Basili et al., 2013). **Lignes de déformation continue : Plaque Nubie : (1) SFAO : Système des failles de l'Afrique de l'Ouest (Failles de Ténéré et d'Amguid-Gassi-Taouil-Algérie :Figures 1.19 et 1.20 ; Guiraud et al.,(2000) ; Moulin et., (2010) Fairead et al.,(2013) ; (2) LVC : Ligne Volcanique du Cameroun ; (3) SFAC : Systèmes des failles de l'Afrique Centrale (Failles de Bangor, de Doseo-Salamat et de Muglad mêmes références que SFAO) ; (4) ZFCMSMH :Zone de fracture et chaines volcaniques des Monts-Sous-Marins Ste Hellène (Figure 1.21 ; O'Comor et Roex,(1992) ; (5) ZFCVGT : Zones de fracture et chaines volcaniques Gough et Tristan da Cunha (mêmes références que ZFCVMSMSH) , (6) Chaîne Volcanique sous-marine Walvis (Figure 1.21 ; O'Comor et Roex,(1992) ; Fairhead et Wilson,2005 ; Homrighausen et al., 2018c) ; (7) Zones de cisaillement et failles de la ceinture Kaoko (Figure 1.8 ; Goscombe et al.,(2017)) ; (8) Failles et Zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi de la Ceinture Damara (Figures 1.9, 1.10, 1.11 ; 1.16 ; Daly et al.,(1986) ; Ritter et al.,(2003) ; Gray et al., (2006) ; Liégeois et al.,(2013)) ; ; (9) Failles et Zones de cisaillement Sanangoe-Mzarabani de la Ceinture Zambèze (Figure 1.12 ; Bicca et al.,(2017)) . **B. Rift Est Africain (REA ; Deprez et al.,(2013) ; Saria et al., (2013) ; Stamps et al.,(2018) : (1) Ride Mozambique ; (2) Ride Madagascar ; (3) Archipel Volcanique Comorien, (4) Zone sismique Quathlamba ; (5) Ride Davie ; (6) Graben Urema ; (7) Rift Malawi ; (8) Graben Usangi ; (9) Branche Ouest du REA ; (10) Branche Est du REA ; (11) Rift Ethiopien. Les cratons et métacraton** d'après Begg et al., (2009) :**CC** : Craton Congo ; **CK** : Craton Kalahari, **COA** : Craton Ouest Africain ; **MCS** : Métacraton Sahara. Les Bassins maritimes : **BA** : Bassin Angola ; **BC** : Bassin Cape. Les données **SRTM30_PLUS** (NASA Shuttle Radar Topography Mission) ont été utilisées pour la représentation de la topographie..... 23**

Figure 1.2 -Géographie tectonique (a) à 1000 Ma et (b) à 900 Ma. A-A, Terrane Afjif-Abas; Am, Amazonie; Az, Azania; BAu, Baltica; Bo, Borborema; By, Bayuda; Ca, Cathaysia (sud de la Chine); C, Congo; Ch, Chortis; G, Groenland; H, Hoggar; I, Inde; K, Kalahari; L, Laurentia; Ma, Mawson; NAC, Craton d'Australie du Nord; N-B, Nigéria-Bénin; NC, Chine du Nord; Pp, Paranapanema; Ra, Rayner (Antarctique); RDLP, Rio de la Plata; SAC, craton sud-australien; SF, São Francisco; Si, Sibérie; SM, métacraton du Sahara; WAC, Craton ouest-africain. La zone grise ombrée correspond à l'étendue inférée de Rodinia et n'est donnée qu'à titre indicatif. La croûte cratonique est colorée par la géographie actuelle : Amérique du Nord, rouge ; Amérique du Sud, bleu foncé ; Baltica, vert ; Sibérie, gris ; Inde et Moyen-Orient, bleu clair ; Chine, jaune ; Afrique, orange ; Australie, cramoisi ; Antarctique, violet ; DML, Dronning Maud Land. D'après Merdith et al.,(2017). 26

Figure 1.3-Répartition des domaines crustaux dans l'orogène d'Afrique de l'Est. SM, métacraton du Sahara ; CTB, cratons Congo – Tanzanie – Bangweulu ; ZKC, Cratons du Zimbabwe – Kalahari ; I, Ceinture Irumide ; A, Craton Antogil ; M, Masora Craton ; ANS, bouclier nubien arabe. D'après Fritz et al., (2013). 27

Figure 1.4 -Aperçu géologique du système orogénique Kaoko – Dom Feliciano – Gariep. 1 – Craton Luis Alves, 2 – Complexe Arroio dos Ratos, 3 – Encantadas Complex, 4A – Terrane Nico Pérez (Taquarembo Block), 4B – Terrane Nico Perez, 5 – Craton Rio de la Plata, 6– Craton du Kalahari, 7 – Craton Congo, 8 – Terrane Curitiba. SBSB – Ceinture de cisaillement du sud du Brésil, FL – Florianopolis, PA – Porto Alegre, MV – Montevideo, LÜ – Lüderitz, SW – Swakopmund. D'après Fritz et al., (2013). 29

Figure 1.5- Principaux blocs crustaux et ceintures orogéniques Néoprotérozoïque en Amérique du Sud et en Afrique, y compris l'emplacement de l'orogène du Gondwana occidental. Les ceintures panafricaines sont représentées avec des points blancs (① Ceinture Dom Feliciano, ② Ceinture Brasilia, ③ Ceinture Trans-Saharienne, ④ Ceinture Ribeira, ⑤ Ceinture Kaoko, ⑥ Ceinture Damara, ⑦ Ceinture Gariep,

- ⑧ Orogenèse Est Africain Antarctique), tandis que les étoiles jaunes indiquent l'emplacement des ophiolites et/ou complexes d'arc insulaire (1: Ceinture du Zambèze, 2: Bloc de São Gabriel, 3: Ceinture d'Araguaia, 4: Province de Borborema, 5: Ceinture de l'Anti-Atlas, 6: Bouclier Arabiane-Nubien). Notez que la plupart des fragments crustaux ont été affectés par la métacratonisation durant l'orogénèse en Gondwana occidentale. D'après Oriolo et al.,(2017) 30
- Figure 1.6**-Caractéristiques géologiques schématiques du bouclier touareg. Ta : Tamanrasset ; Si : Silet ; TiSZ : zone de cisaillement de Tilemsi ; AdSZ : zone de cisaillement de l'Adrar ; WSSZ : zone de cisaillement du silet ouest ; OuSZ : Zone de cisaillement d'Ounane ; RaSZ : Raghane Zone de cisaillement ; UGI : Unité de granulite lforas. D'après Caxito et al., (2020). 31
- Figure 1.7** -Carte structurale et métamorphique de l'EAO sud. Les trajectoires de déplacement sont dessinées combinant des phases de déformation successives. Les lignes pointillées a, b, c, d, e, e, f situent les coupes transversales de la figure 9. AB : Groupe Alto Benfica ; AC: Craton Antogil; AN: Bloc d'Antananarivo; ANS: Bouclier Arabo-Nubien; ASZ: zone de cisaillement Angavo; I: Groupe Itremo; IK:Domaine d'Ikalamavony; ISZ: zone de cisaillement Itremo; MB: Groupe Mecubúri; MC: Masora Craton; T: Feuille de Tsaratanana. D'après Fritz et al., (2013). 33
- Figure 1.8**-Carte géologique de la jonction de la ceinture de Damara et de la ceinture de Kaoko. La plupart des zones sont délimitées par des zones de cisaillement, des poussées ou des failles à l'échelle de la croûte, qui sont indiquées par des abréviations: ST : Sesfontain Thrust, PMZ : Purros Mylonite Zone, KMZ : Khumib Mylonite Zone, VMZ : Village Mylonite Zone , AMZ : Ahub Mylonite Zone, HMZ : Hartmann Mylonite Zone, TPMZ : Three Palms Mylonite Zone, OT : Outjo Thrust, AF Autseib Fault, GSZ / VDB : Goantagab Shear Zone (ligne Vrede-Doros-Brandberg), KGT : Khorixas- Gaseneirob Thrust, OMZ : Ogden Mylonite Zone, WT : Waterberg Thrust, OTT : Otjorongo Thrust, OML : Omaruru Lineament. D'après Goscombe et al.,(2017). 34
- Figure 1.9 (a)** Emplacement des zones Schliesen (ou Okahandija), Mwembeshi et Chimaliro, qui se combinent pour former un « linéament » à l'échelle continentale. **(b)** Ceintures orogéniques du Protérozoïque supérieure associées dans le temps et dans l'espace aux zones de cisaillement de Schliesen (ou Okahandja)-Mwembeshi-Chimaliro (S.M.C.). Daly et al., (1986) 36
- Figure 1.10 (a)** Carte simplifiée montrant les ceintures qui définissent la nature de la triple jonction de collision de l'orogène de Damara, en Namibie. **(b)** Carte géologique de l'orogène de Damara montrant les principales unités géologiques, les principales failles et la répartition des roches plutoniques et du groupe de turbidités Swakop. AF : Faille Autseib; OmsZ: zone de cisaillement d'Omaruru; OkSZ: zone de cisaillement d'Okahandja. (D'après Gray et al.,2006) 37
- Figure 1.11**-Carte géologique du bloc de Bangweulu, de la ceinture d'Irumide et des zones adjacentes. D'après Liégeois et al., (2013). 38
- Figure 1.12**-Cadre tectonique précambrienne simplifiée cadre de la ceinture Zambèze. 1 - Limite ouest archéenne (Zimbabwe) ; IB - Ceinture Irumide ; LB - Ceinture Lurio; MB - Ceinture de Magondi ; MoB - Ceinture du Mozambique ; Moze : Pays du Mozambique ; MSZ - Zone de cisaillement de Mzarabani ; MwSZ - Zone de cisaillement de Mwembeshi ; SSZ - Zone de cisaillement de Sanangoe ; ZB - Ceinture Zambèze. Après Bicca et al.,2017. 39
- Figure 1.13**-Zones de failles majeures du Gondwana, d'après Guiraud et al., (2000). Les cratons archéens et paléoprotérozoïques apparents en gris sont entourés des Zones Mobiles. Ag, Agulhas ; C, Central ; CAFZ, Zone de Faille Centrafricaine ; Ch, Chaîne ; Dam, Damara ; Fal, Falkland ; GNL, linéaments guinéo-nubiens ; H, Hodna ; Hog, Hoggar ; Moz, Mozambique ; N-S, Narmada-Son ; N Taoud, Linéament du nord de Taoudenni ; R, Rukwa ; Tanz, Tanzanie ; TB, Trans-Brasilano ; Tib, Tibesti ; TL, Tibesti Linéament. 41
- Figure 1.14** - Âges approximatifs de début de **(a)** rifting et **(b)** propagation du fond marin pendant la dispersion du Gondwana. Abréviations : AB : Angola Block ; ANS : Bouclier arabo-nubien ; NAC : Craton d'Australie du Nord ; RPC : Craton du Rio de la Plata ; CT : Craton de Tanzanie. D'après Will et al., (2017). 41
- Figure 1.15**-Principales structures du Système de Rifts est-Africain. Les données SRTM30_PLUS (Shuttle Radar topography Mission) ont été utilisées pour la représentation de la topographie. Les failles d'après la carte tectonique de l'Afrique (CGMW, 2010). Les limites des microplaques (MP) africaines (VI : Victoria et RO : Rovuma) d'après Saria et al., (2013,2014), AS : Axe Sismique. 43
- Figure 1.16**-Zones tectono-statigraphiques de la ceinture panafricaine de Damara du centre de la Namibie. La zonation selon Miller (1983) est Basée sur la stratigraphie, la structure, le degré de métamorphisme, la distribution des roches plutoniques et la géochronologie. Les linéaments

- forment des zones de cisaillement ductiles profondes et fortement inclinées (D'après Ritter et al.,(2003). 45
- Figure 1.17**-Carte géologique simplifiée du nord-ouest Mozambique. Après Bicca et al.,2017..... 46
- Figure 1.18** - Carte géologique du nord de la Namibie et image Bathymétrique du plancher océanique. FFZ / RGFZ : Zone de fracture de Florianópolis/Zone de fracture de Rio Grande. D'après Salomon et al., (2017). 47
- Figure 1.19** - Carte structurale générale de la partie nord de la plaque Nubie d'après Moulin et al., (2010). Les auteurs ont rapporté sur cette carte une compilation des données géologiques et géophysiques publiées concernant les Bassins du Crétacé (informations quantitatives et qualitatives) et la déformation continentale maximale sur la plaque africaine. L'origine de l'information est donnée en différentes couleurs (rouge pour la géologie, bleu pour la géophysique et vert pour les modèles cinématiques). D'après Guiraud et Maurin (1992), la plaque africaine a été dissociée en trois blocs majeurs : l'Afrique de l'Ouest, l'Afrique Nubienne, les blocs Austral. La déformation intraplaque entre ces blocs est résumée sur une seule ligne (lignes noires épaisses) dans un but graphique 48
- Figure 1.20** - Le changement du champ de vitesses de l'Afrique a entraîné des changements significatifs dans le développement des SFAOC comme illustré par l'image de gauche : la première phase d'extension (pré-ouverture de l'Atlantique équatoriale) des SFAOC au début du Crétacé (Barremian ~ 130 Ma) avec ouverture dans une direction plus nord-sud nécessitant un sous-plateau africain. Le pôle d'Euler situé au large de la côte de l'Afrique de l'Ouest (étoile rouge). À droite : par l'Albien (~ 105 Ma), les mouvements des plaques ont changé en Afrique à cause du stade avancé de la séparation des plaques d'Amérique du Sud. D'après Fairhead et al., (2013). 49
- Figure 1.21** - D'après O'Connor et Roex, (1992), les traces modélisées du mouvement africain sur les points chauds sont représentées par les lignes épaisses reliant les extrémités sud-ouest de la chaîne du mont sous-marin de Sainte-Hélène et la crête de Walvis à la côte africaine. Les symboles (0) répartis suivant ces lignes représentent la progression de la plaque africaine à 10 Ma d'intervalle. Projection de Mercator..... 53
- Figure 1.22** - (A) D'après Pasyanos and Nyblade, (2007) l'épaisseur crustale à partir des données tomographiques. - (B) D'après Tugume et al., (2013), l'épaisseur crustale dérivée de la pesanteur (km) Basée sur l'inversion 3D du modèle EIGEN-6C. Les lignes noires pleines montrent les limites de terrane de Begg et al., (2009), et les chiffres correspondent à des terranes spécifiques. Archéen : 1, bouclier de Reguibat ; 2, Man-Leo Shield ; 3, Bouclier Gabon-Cameroun ; 4, Bouclier Bomu-Kibalien ; 5 Craton Ougandais ; 6, Bouclier Kasai ; 7, Craton Tanzanie ; 8, Craton Kaapvaal ; 9, Craton Zimbabwe. Croûte archéenne avec remaniement protérozoïque : 10, au nord de Taoudeni ; 11, homme au sud de Taoudeni ; 12, Bouclier angolais ; 13, bloc touareg ; 14, bloc nigérian du Bénin ; 15, bloc de Bangweleu. Protérozoïque : 16, Kibaran ; 17, Irumide et Irumide méridional ; 18, Magondi ; 19, Kheis ; 20, Namaqua-Natal ; 21, Obanguides ; 22, Mozambique ; 23, Congo ; 24, pharusien ; 25, Mauritanides ; 26, Tindouf ; 27, Taudeni ; 28, bouclier arabo-nubien ; 29, Damara ; 30, Rehoboth ; 31, Usagaran ; 32, Ubendian ; 33, Rwenzori ; 34, Saldania. L'encart montre un graphique croisé des estimations de l'épaisseur de la croûte à partir des fonctions réceptrices et des valeurs dérivées de la gravité. Les lignes rouges indiquent +/- 6 km et les lignes noires indiquent +/- 3 km..... 55
- Figure 1.23** - Structures lithosphériques : (A) : L'image tomographique (variation de vitesse de l'onde S (Vs)) de l'Afrique : (A1) tranche de 100 à 175 km de profondeur. La vitesse de référence est de 4,5 km/sec. (A2) tranche de profondeur de 175 à 250 km. La vitesse de référence est de 4,48 km/s. D'après Begg et al.,(2009). (B) Estimations de l'épaisseur de la lithosphère à partir du modèle tomographique de Fishwick (2010). Les contours rouge (positif) et bleu (négatif) montrent les anomalies de gravité de l'air libre sur de grandes longueurs d'onde à partir des données GRACE (Tapley et al., 2005). D'après Fishwick et Bastow, (2011). (C) Modèle thermique global pour la lithosphère continentale TC1 contrainte sur une grille de 1 ° x 1 ° : température à 50 km de profondeur interpolée avec un filtre passe-bas.D'après Artemieva et al.,(2006)..... 57
- Figure 1.24** - D'après Forte et al.,(2010),l'écoulement convectif prévu du manteau sous la plaque africaine. (A1) Les taux prédits de flux horizontaux (flèches) et verticaux (contours) à une profondeur de 250 km obtenus à partir calcul de débit visqueux. Les principales caractéristiques physiographiques de surface (plateaux volcaniques et Bassins) sont délimitées en magenta. (A2) Débit prévu à 250 km de profondeur lorsque toute la flottabilité chimique dans la SASP est mise à zéro. 59
- Figure 1.25** Synthèse des structures tectoniques de l'Afrique. Les contours des cratons et métacratons d'après Begg et al. (2009). La racine des cratons est également indiquée par l'anomalie de vitesse sismique

de + 5% dans la couche située entre 100 et 175 km d'après Begg et al., (2009). L'épaisseur lithosphérique des cratons est supérieure à 200 km selon une étude par tomographie de Fishwick et Bastow, (2011). L'anomalie thermique inférieure à 600° C dans la couche à 50 km d'après Artemieva et al., (2006). Les blocs tectoniques nubiens, les microplaques Est-Africains et les lignes de déformation continue telles que décrites dans la figure 1.1..... 60

Figure 1.26 – Distribution des épacentres en Afrique (Source : Catalogue USGS). En violet, les lignes de de déformation continue séparant les 4 blocs de la plaque Nubie déduits de la synthèse des études géologiques et géophysiques (figures 1.1 ; 1.25). 61

Figure 1. 27– Distribution des mécanismes au foyer en Afrique (Source : Catalogue CMT-Harvard). En cyan, LDC : les lignes de de déformation continue séparant les 4 blocs de la plaque Nubie et LCCO : Limites entre cratons archéens et ceintures orogéniques déduits de la synthèse des études géologiques et géophysiques (Figures 1.1 ; 1.25) : FTe :Faille de Ténééré ; FAGTA : Faille Amguid-Gassi-Taouil-Algérie ; LVC : Ligne Volcanique du Cameroun ; FBa : Faille de Bangor ; FBS :Faille de Doseo-Salamat ; FMu : Faille de Muglad ; ZFCMSMH :Zone de fracture et chaines volcaniques des Monts-Sous-Marins Ste Hellène ; ZFCGT : Zones de fracture et chaines volcaniques Gough et Tristan da Cunha , RWa : Ride (ou Chaîne Volcanique sous-marine) Walvis ; FCK : Failles et Zones de cisaillement de la ceinture Kaoko ; FCok : Failles et Zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi ; FCMzSaZ : Failles et Zones de cisaillement Mzarani-Sanangoe de la Ceinture Zambèze ; RMo : Ride Mozambique ; RMa : Ride Madagascar ; AVC : Archipel Volcanique Comorien ; ZSQ :Zone sismique QuathlamBAu ; Rda :Ride Davie ; GUr : Graben Urema ; ZSC :Zone sismique Chisenga ; RM : Rift Malawi ; Graben Usangi ; BO : Branche Ouest du REA ; BE : Branche Est du REA ; RE : Rift Ethiopien. 62

Figure 1.28 Distribution des épacentres de tremblement de terre en dans le Rift Est Africain (source, USGS). 64

Figure 1. 29– Distributions spatiales et temporelles de volcanisme dans le Rift Est Africain (Source, USGS dataBAuse et carte tectonique de l'Afrique (CGMW, 2010). Les données SRTM30_PLUS (Shuttle Radar topography Mission) ont été utilisées pour la représentation de la topographie..... 65

Figure 1.30 Système des six plaques principales. Les vecteurs mouvements calculés à partir des mouvements d'expansion le long de cinq axes de dorsales principaux indiqués par une ligne double sont marqués par des flèches proportionnelles à la vitesse du mouvement (d'après X. Le Pichon, 1968). 69

Figure 1. 31 Les vitesses relatives le long des SREA..... 71

Figure 1.32 - Modèle simplifié des blocs majeurs de la plaque Afrique. Les régimes de déformation sur divers segments des lignes de déformation continue qui séparent les blocs sont déduits des données issues des études géologiques et géophysiques :(Figure 1.1, 1.23,1.25,1.26 et 1.27 ; Payanos et Nyblade, 2007 ; Begg et al.2009 ; Fishwick et BAustow, 2011 ; Artemieva et Moonney, 2006) et des microplaques Est-Africains. Les limites des plaques et microplaques et leurs régimes de déformation d'après Bird (2003), Argus et al., (2011), Deprez et al., (2013), Saria et al., (2013,2014) et Stamps et al.,2018. Les régimes de déformation aux frontières des blocs de la Nubie : BSoc-BSOr et BSOr-BCe d'après Guiraud et al., (1997, 2005), Moulin et al., (2010), Fairhead et al., (2013); BSoc- BCe d'après Ambeh et al.,(1989) ; BCe- BAu d'après Modisi et al., (2000), Campbell et al., (2006), Bufford et al., (2012), Meghraoui et al.,(2016) 73

Chapitre 2

Figure 2.1 - Réseau IGS opérationnel (au 25/07/2018) 76

Figure 2.2 Inauguration de la station GNSS de l'université de Kinshasa..... 77

Figure 2.3 - Sites GNSS utilisés dans cette étude. Je présente également les sites dont les vitesses sont publiées par certains auteurs. Sur cette figure, on remarque qu'une bonne partie du continent africain reste encore non couverte par des sites GNSS. Il existe aujourd'hui une dizaine des sites GNSS en RDC qui ne sont pas intégrés dans cette étude, exceptés les sites UKAM et ULUB. Parmi ces sites, 4 ont été créés par moi à l'Ouest de la RDC et 7 par d'autres organismes cités par Ji K.H. et al., (2016) et par Geirsson, H. et al., (2017). Les microplaques : EG : EGEE, AN : ANATOLIE, VI : Victoria, LW : LWANDLE, RO : ROVUMA, les plaque A. : AMERIQUE, AU : AUSTRALIE..... 78

Figure 2.4- En bleu les séries temporelles de position issues de traitement réalisé dans ce travail à partir des données GNSS au format RINEX et en vert celles de la solution Blewitt. Pour les sites GNSS ABPO, BJKA, RABT et SUTV..... 80

Figure 2.5 - Répartition des durées de mesure pour les stations GNSS continues utilisées dans cette étude..... 81

Figure 2.6 - Exemple de séries temporelles simulées avec des sauts, montrant les tendances estimées par les moindres carrés (marron), interannuelle Theil-Sen (bleu) et MIDAS (vert). Aucun des estimateurs ne modélise les sauts. Pour visualiser à quel point chaque estimateur correspond aux données, il y a

aussi des données sans sauts et la tendance réelle (en gris). L'erreur de tendance MIDAS est de $0,5 \pm 0,5$ mm/an, ce qui réduit de 50% le biais dans le Theil-Sen interannuel. Après Blewitt et al., (2016). 82

Figure 2. 7 - Les séries temporelles de position présentant des points aberrants issues de traitement réalisé dans ce travail. 83

Figure 2.8 - Les séries temporelles de position des stations permanentes avec discontinuité visuellement remarquables et des campagnes issues de traitement réalisé dans ce travail. 87

Figure 2.9 - Les incertitudes sur les vitesses en fonction de l'intervalle de temps de mesures pour ce travail et la solution Nevada..... 88

Figure 2.10 - Séries temporelles de la station FUNG. Bleu : Ce travail, Vert : Nevada. Une des séries temporelles « déconseillées » le plus remarquable..... 89

Figure 2.11 - Comparaison des nombres d'époques de bonnes données et d'échantillon des paires des vitesses utilisées dans l'estimation de la vitesse entre les deux solutions 91

Figure 2.12 - Les sites retenus dans l'estimation des pôles de rotation des plaques Nubie) et Somalie ainsi que des microplaques Victoria et Rovuma par rapport à l'ITRF pour la solution trouvée après traitement des données Rinex dans ce travail (ST). La répartition des sites par plaques et des microplaques suivant les limites définies dans les figures 1.1, 1.27 et 1.32. 97

Figure 2.13 Les sites retenus dans l'estimation du pôle de rotation de la plaque Nubie par rapport à l'ITRF pour la solution Nevada. En rouge, les sites dupliqués pour plus de lisibilité. 100

Figure 2. 14 - Vitesses résiduelles par rapport au repère Nubie fixe. Seuls les sites ayant des incertitudes sur les composantes des vitesses horizontales inférieures à 1.5 mm/an sont affichés ici. Les limites des plaques et des microplaques résultent de la combinaison de celles définies dans le modèle Bird2002 et Deprez et al.,2013 ; Saria et al., (2013,2014) et Stamps et al., (2018). 102

Figure 2. 15 - Sites de la microplaque Victoria utilisés dans cette étude. 103

Figure 2. 16 - Vitesses résiduelles par rapport au repère Victorien en Afrique. Seuls les sites ayant des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1.5 mm/an. Les limites des plaques et des microplaques sont telles que définies à la figure 1.1. 104

Figure 2. 17 - Sites de la plaque Somalie utilisée dans cette étude. Exceptés les sites présentant les vitesses anormalement élevées par rapport au repère somalien (> 7 mm/an). 104

Figure 2. 18 - : Vitesses résiduelles par rapport au repère Somalien. Seuls les sites ayant des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1.6 mm/an. Les limites des plaques et des microplaques sont telles que définies à la figure 1.1. 105

Figure 2.19 - Sites localisés sur la microplaque Rovuma utilisés dans cette étude..... 106

Figure 2.20 - Vitesses résiduelles par rapport au repère Rovuma fixe. Seuls les sites ayant des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1.5 mm/an. Les limites des plaques et des microplaques sont telles que définies à la figure 1.1. 107

Chapitre 3

Figure 3. 1 Vitesses résiduelles par rapport au repère Nubien. Seuls les sites ayant des vitesses horizontales inférieures à 3 mm/an et des incertitudes sur inférieures à 1.5 mm/an utilisées dans ce chapitre 3. Les lignes de déformation continuent, les limites des cartons sont telles que définies dans les figures 1.1 et 1.27 et 1.32..... 112

Figure 3. 2 - Les vitesses relatives le long des SREA. D'après Saria et al., (2013), j'ai utilisé un modèle à 2 plaques (Nubie et Somalie) et 3 microplaques (Lwandle, Rovuma et Victoria). **(A)** : Vitesses relatives de la plaque Somalie par rapport à la plaque Nubie fixe : Vecteurs rouges d'après Deprez et al., (2013) ; Vecteurs magentas d'après Argus et DeMets(2011) et Vecteurs Bleus : ce travail. **(B)** : Les vitesses sont déduites des pôles d'Euler déterminés par une inversion du champ de vitesse géodésique pour chaque plaque (Tableau 2.4 ; Chapitre II et la Tableau 3.2). VI : Victoria ; RO : Rovuma et LW : Lwandle. Les limites des plaques et microplaques d'après le modèle PB2002, Deprez et al., (2013) et Saria et al., (2013,2014). 118

Figure 3.3 -Les vitesses prédites à l'Est de l'Afrique par rapport au repère Nubien. Les limites de plaques microplaques (Figure 1.1). Les vitesses sont déduites des pôles d'Euler déterminés par une inversion du champ de vitesse géodésique pour chaque plaque (Tableau 2.4 ; Chapitre II et la Tableau 3.2). VI : Victoria ; RO : Rovuma et LW : Lwandle. 119

Figure 3. 4 - Vitesses résiduelles par rapport au repère nubien qui illustrerait la rigidité supposée de la Nubie à 1mm/an suivant l'hypothèse géodésique (Argus et Gordon ,1996). L'écart quadrique moyen des résidus sur les vitesses résiduelles par rapport au repère Nubien et le khi-carré normalisé (voir

explications dans le texte). Les intervalles des confiances des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%). Limites de blocs décrites dans les figures 1.1, 1.27 et 1.31). 122

Figure 3.5 – Sites définissant la plaque Nubie subdivisée en bloc Sahara et Central-Austral. 124

Figure 3. 6- Sites définissant la plaque Nubie subdivisée en bloc Central-Sahara et Austral. 126

Figure 3. 7-Sites définissant le bloc Austral. Magenta et Bleu :68 sites faisant partie de 142 sites définissant la Nubie supposée rigide à 1 mm/an utilisés dans l'estimation du meilleur pôle d'Euler de ce bloc (y compris le site GOUG (9.880717656W, 40.348833765S) non affiché ici pour des raisons de lisibilité, Figure 3.6). Magenta : 23 sites ayant des incertitudes sur les vitesses horizontales inférieures à 0.24 mm/an (voir texte). Rouge : sites non cohérents avec le modèle de la Nubie supposé rigide à 1 mm/an défini à la section 3.3.2.1 (Figure 3.4), mais cohérent avec celui de la Nubie subdivisée en 4 blocs cinématiquement indépendants..... 127

Figure 3.8 - Vitesses résiduelles par rapport au bloc Austral et vitesses résiduelles par rapport au bloc Central-Sahara. La limite entre les deux blocs et les frontières de la Nubie sont telles que décrites dans les figures 1.1 et 1.32. 129

Figure 3. 9- Sites définissant le bloc Central (BCe). Magenta et Bleu : sites faisant partie de 142 sites définissant la Nubie supposée rigide à 1 mm/an défini à la section 3.3.2.1 (y compris le site STHL (5.667345717W, 15.942534006S) non affiché ici pour des raisons de lisibilité, Figures 3.4 et 3.6). Vert : sites ayants des vitesses résiduelles horizontales par rapport au repère nubien inférieur à 1.7 mm/an et des incertitudes inférieures à 1.5 mm/an ajouté dans l'estimation du meilleur pôle d'Euler du bloc BCe (lire le texte). Rouge : les autres non cohérent avec le modèle de la Nubie supposée rigide et cohérent avec celui de la Nubie subdivisée en 4 blocs cinématiquement indépendants..... 130

Figure 3.10 - Vitesses résiduelles par rapport au bloc central et vitesses résiduelles par rapport au bloc Austral. Seuls les sites présentant des incertitudes sur des vitesses inférieures à 1,5 mm/an sont dessinés. La limite entre les blocs Central et Austral sont telles que décrites à la figures 1.1 et 1.32. Les intervalles de confiances des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%. 131

Figure 3.11 - Vitesses résiduelles respectives par rapport au bloc Central et au bloc Sahara. Seuls les sites présentant des incertitudes sur des vitesses inférieures à 1,5 mm/an sont dessinés ici. Les intervalles de confiances des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%. La limite entre les blocs Sahara et Central sont telles que décrites à la figure 1.1 et 1.32. 133

Figure 3.12 - Vitesses résiduelles par rapport au Bloc Sahara oriental et vitesses résiduelles par rapport au bloc Sahara Occidental. Seuls sont montrés les sites avec des incertitudes sur des vitesses inférieures à 1,5 mm / an. Les intervalles de confiances des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%. La limites entre les blocs sont telles que décrites à la figure 1.1 et 1.32..... 134

Figure 3. 13- Sites définissant le bloc Sahara Oriental (BSOr) : (A)Vert et Rouge foncée : 12 sites intégrés dans l'estimation du pôle d'Euler du BSOr. Le site ETAD et les 5 autres sites en rouge foncée font partie de 142 sites définissant la Nubie supposée rigide à 1 mm/an (section 3.3.2.1 3.4). Les sites en bleu sont ceux issus de la solution Pietriatano et al.,2014 (lire le texte). A : Sites ayant des vitesses résiduelles par rapport au repère nubien supérieur à 1 mm/an non intégrés dans le modèle de Nubie supposée rigide, mais cohérent avec le modèle de cette plaque subdivisée en 4 blocs. 136

Figure 3. 14-Sites définissant le bloc Sahara Occidental (BSOc) : (A) Vert : 48 sites faisant partie de 142 sites définissant la Nubie supposée rigide à 1 mm/an (section 3.3.2.1, Figures 2.13 et 3.4). Rouge : vitesses résiduelles par rapport au repère nubien inférieur à 1 mm/an de la solution Bougrine et al., 2019). (B) : sites non intégrés dans le modèle de la Nubie supposée rigide (section 3.3.2.1 3.4), mais cohérent avec le modèle de cette plaque subdivisée en 4 blocs. 137

Figure 3.15 - Vitesses résiduelles par rapport à la Somalie fixe sur le bloc Austral. Rouge : vecteurs vitesses résiduelles des modules supérieurs à 1mm/an. Magenta : ceux des modules inférieurs 1mm/an. Les intervalles de confiances des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%. La limite entre les blocs Austral oriental et occidental est issue du modèle Bird2002 et NNR-MORVEL56. Celle entre le bloc Austral et la microplaque Lwandle est tirée de Saria et al., (2013,2014). 138

Figure 3.16 - Vitesses prédites par le pôle de rotation : Bleu : BAu -NUBIE, Magenta : BCe-NUBIE ; Cyan BSOC-NUBIE ; Violet : BSOr-NUBIE. Les limites de la plaque Nubie et celles entre les blocs sont telles que décrites dans la Figure 1.32. 139

Figure 3.17 - Mouvements relatifs : Rouge des 3 blocs par rapport au repère Central fixe ; Vert : du Sahara Oriental par rapport au Sahara Occidental ; Bleu : de la Zambèze par rapport au Central ; Cyan : de l'Austral par rapport à la Zambèze. Les limites de la plaque Nubie et celles entre les blocs sont telles

que décrites dans les figures 1.1 et 1.32. Les vitesses sont déduites des pôles d'Euler déterminés par une inversion du champ de vitesse géodésique pour chaque bloc tectonique. 140

Figure 3.18 - Vitesses verticales par rapport à l'ITRF2008 dérivées à partir de cette étude avec la solution Blewitt. Pour une bonne lisibilité, nous avons dessiné uniquement les sites avec des incertitudes inférieures à 1.5 mm/an. La station UKAM de la RDC a une valeur négative de -3.657 mm/ans. Mais, elle présente une erreur de 3.004 mm/an. Cette erreur est dû plus à la qualité de série temporelle, bien que cette mauvaise qualité ne soit pas du tout remarquable dans les composantes horizontales. Toutefois, le sens de sa vitesse est en harmonie avec celui des stations DNBO, NDLT, SUMB, HUAM, LBNG et NMBE de l'Angola qui ont tous des valeurs négatives largement inférieures à - 5mm/an. De même la station ULUB présente une vitesse verticale positive de 10.688 mm/an avec une erreur de 3.019 mm/an. Le sens de sa vitesse est aussi cohérent celui des vitesses verticales sur les sites environnants comme (ZAMB, TEZI, MONG, ODJV). Pour la même raison de lisibilité, nous ne représentons pas le site RDRG à cause de l'énormité de sa vitesse 48.34 mm/an bien qu'il présente une erreur de 0.872 mm/an. 143

Chapitre 4

Figure 4.1– Carte simplifiée des régimes de déformation sur la plaque Nubie du modèle géodésique. LCC : Limites des cratons et des ceintures orogéniques. LDC : Lignes de déformations continues définies dans les figures 1.1 et 1.32. 146

Figure 4.2 - A. Structures tectoniques le long de la limite entre Sahara occidental et oriental tirée de la figure 1.1. - B. Extrait de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al.,2016) -C: Vitesses relatives entre ces deux blocs tirées de la figure 3.12. 150

Figure 4.3 - A. Structures tectoniques de la limite entre Sahara occidental et Central tirée de la figure 1.1. - B. Extrait de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al.,2016). - C. Vitesses relatives entre ces deux blocs (Figure 3.12). 152

Figure 4.4 - A. Structures tectoniques le de la limite entre bloc Sahara oriental et bloc Central tirée de la figure 1.1. - B. Extrait de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al., 2016). - C. Vitesses relatives entre ces deux blocs (Figure 3.12.). 153

Figure 4.5 - A & B. Structures tectoniques le long de la limite entre bloc Central et bloc Austral tirée de la figure 1.1. - C. Extrait de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al., 2016). D. Vitesses relatives entre ces deux blocs (Figure 3.12). 155

Figure 4.6 - Schématisation de l'extension décrochement autour d'Okavango, limite entre le bloc Austral et le bloc Central. (A) et (B) sont extraits de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al., 2016). 158

Chapitre 5

Figure 5.1 Vitesses prédites par rapport au repère Nubien sur différents blocs tectoniques. 161

Figure 5.2 - Vitesses horizontales ITRF2008 sur les sites GNSS avec des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1 mm/an pour les solutions Nevada et Bougrine et al., (2019) et inférieures à 1.5 mm/an pour Pietriantano et al., (2016). Les limites des blocs de la Nubie et des plaques et microplaques africaines sont montrées dans la Figure 1.1. 163

Figure 5.3 - D'après Altamimi et al.2017, Les vitesses horizontales ITRF2014 sur le site GNSS avec des incertitudes inférieures à 0.2 mm/an. Les limites des plaques majeures sont d'après Bird (2003). 164

Figure 5.4 - D'après Muller et al., (2019), Reconstructions de plaques du Trias au présent, montrant les continents en gris moyen, avec les régions continentales submergées (par rapport aux côtes actuelles) en gris clair. Les zones de subduction sont des lignes noires avec des triangles, tandis que les dorsales médio-océaniques sont représentées par des lignes gris clair. Les régions déformantes sont encadrées dans des couleurs bleu clair à bleu foncé si elles sont en extension, désignées par un facteur d'étirement > 1, tandis que le raccourcissement de la plaque est encadré par des couleurs orange/rouge désignées par un facteur de raccourcissement <1. Les vitesses absolues des plaques dans un cadre de référence de manteau sont représentées par des flèches noires. 166

Figure 5.5 - D'après Coltice et al.,2018, Champ cinématique actuel des modèles dynamiques démarrés à 30 Ma par rapport aux limites des plaques et à la cinématique sur Terre aux pas de temps correspondants. Les flèches noires représentent les vitesses du modèle et les flèches vertes représentent les vitesses attendues au cours de l'évolution temporelle. 167

Figure 5.6 - (A) Inversion des vitesses GNSS sur les sites de la plaque Nubie par rapport au repère Eurasie fixe. Pôle de rotation de l'Eurasie par rapport à l'ITRF d'Altamimi et al., (2007). Les limites de la plaque Nubie et celles des blocs sont telles que décrites dans les figures 1.1 et 1.27. - (B) Les vitesses prédites sur plaque Nubie par rapport au repère Eurasie fixe déduites à partir des pôles d'Euler par rapport à l'ITRF déterminé dans cette étude pour la Nubie et d'Altamimi et al., (2007) pour l'Eurasie. 169

Figure 5.7– A et B vitesses résiduelles par rapport aux repères Nubie et Victoria respectivement fixes le long de la frontière Nubie-Eurasie..... 170

Figure 5.8– A et B vitesses résiduelles par rapport aux repères Somalie et Rovuma respectivement fixes le long de la frontière Nubie-Eurasie..... 171

Figure 5.9 - Vitesses prédites par le pôle d'Euler BSOc-NUBIE (Figures 3.11 et 5.1). Les mécanismes focaux sont tirés du catalogue CMT Harvard dernier consultation 30/07/2020. 173

Figure 5.10 Esquisse tectonique de la région méditerranéenne. HA : Haut Atlas ; MM : Meseta marocaine ; MA : Moyen Atlas ; SA : Atlas saharien ; TA : Atlas tunisien ; HP : Haut Plateau ; SC : Canal de Sardaigne ; ME : Escarpement de Malte ; SI : Sicile ; AI : Iles Eoliennes ; ET : Mont Etna ; PP : Plateau Pélagien ; CS : Bloc Corse-Sardaigne ; AP : Bloc des Pouilles ; GP : Promontoire du Gargano ; KF : Zone de faille de Kephallinia). D'après Serpelloni et al., (2007). 174

Figure 5.11 Séismes avec $M \geq 4$ dans la région de l'Atlantique et de la Méditerranée occidentale tirés du catalogue de Karnik (1996) (données de 1901 à 1964) et du Bulletin du Centre sismologique international (ISC) (données de 1965 à 2004), codés par couleur avec par rapport aux profondeurs de l'épicentre D'après Serpelloni et al., (2007). 174

Figure 5.12 - Vitesses prédites par le pôle de rotation BSOc-NUBIE. Les mécanismes focaux sont tirés du catalogue CMT Harvard dernier consultation 30/07/2020. 175

Figure 5.13 - Vitesses prédites par le pôle de rotation BCEc-NUBIE. Les mécanismes focaux sont tirés du catalogue CMT Harvard dernier consultation 30/07/2020. 177

Figure 5.14 A - Vitesses résiduelles horizontales en Afrique de l'Est (Rift Est Africain) par rapport au repère Nubie fixe. Les limites des plaques et microplaques suivant la figure 1.1. 178

Figure 5.15 - Vitesses prédites par le pôle de rotation BCEc-NUBIE. Les mécanismes focaux sont tirés du catalogue CMT Harvard dernier consultation 30/07/2019. 180

Chapitre 6

Figure 6.1–Réseau GNSS de l'Afrique idéal pour mieux contraindre la cinématique des blocs tectoniques de la Nubie et la déformation intra-craton. 184

Listes des tableaux

Chapitre 2

Tableau 2. 1 - Comparaison des vitesses calculées par la méthode MIDAS et le Moindre carrée sur la série temporelle Nevada brute de la station FUNC non retravaillé. -----	90
Tableau 2. 2- Vitesses GNSS par rapport à l'ITRF08 et dans le repère de référence Nubien trouvées dans ce travail. -----	98
Tableau 2. 3- Vecteur pôle d'Euler (ITRF2008) qui minimise les résidus de 89 et 142 sites sur la Nubie (PN). ---	101
Tableau 2. 4- Vitesse et coordonnées des pôles d'Euler par rapport à l'ITRF-2008.-----	108

Chapitre 3

Tableau 3. 1- Tests statistiques pour des plaques indépendantes dans le SREA. Lien web de la table statistique consultée le 25/08/2020 : http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm .-----	116
Tableau 3. 2- Estimations des vitesses angulaires par rapport au repère Nubie fixe à partir de cette étude. ---	118
Tableau 3. 3- Résultats des tests statistiques pour tester le modèle de Nubie subdivisée en deux blocs Sahara et Central-Austral. ae : avec ajout des données des sites localisés au nord de l'Algérie et en Égypte issues des solutions Pietriantono et al.,(2016) et Bougrine et al., (2019). Lien web de la table statistique consultée : http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm . Dernière consultation 30/06/2019.-----	124
Tableau 3. 4- Vecteurs pôles d'Euler (ITRF2008) qui minimise les résidus respectivement sur les sites localisés sur le bloc Sahara et sur ceux localisés sur le bloc Central-Austral : Pôle Sahara plus quelques stations de stables de l'Algérie de l'Égypte. -----	125
Tableau 3. 5- Vecteurs pôles d'Euler (ITRF2008) qui minimise les résidus de sites localisés sur le bloc Austral et ceux localisés sur le bloc Central-Sahara. En gras mes solutions préférées. -----	127
Tableau 3. 6- Résultats des tests statistiques pour tester le modèle de Nubie subdivisée en deux blocs Centre-Sahara et Austral. Lien web de la table statistique consultée : http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm . Dernière consultation 30/06/2019.-----	129
Tableau 3. 7- Estimations respectives des pôles de rotation du bloc central et du pseudo-bloc Zambèze par rapport à l'ITRF2008. En gras pôle d'Euler préféré. -----	131
Tableau 3. 8- Résultats des tests statistiques pour tester le modèle du bloc centre-austral subdivisée en deux blocs Centre et Austral. Lien web de la table statistique consultée : http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm . Dernière consultation 30/06/2019.-----	132
Tableau 3. 9- Résultats des tests statistiques pour tester le modèle du bloc Central-Sahara subdivisée en deux blocs Central et Sahara. Lien web de la table statistique consultée : http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm . Dernière consultation 30/06/2019.-----	132
Tableau 3. 10- Estimations respectives des pôles de rotation de la Sahara Oriental et celui de la Sahara Occidental par rapport à l'ITRF2008. En gras mes pôles d'Euler préférés. -----	135
Tableau 3. 11- Tests statistiques pour des blocs indépendants dans du bloc Sahara.-----	135

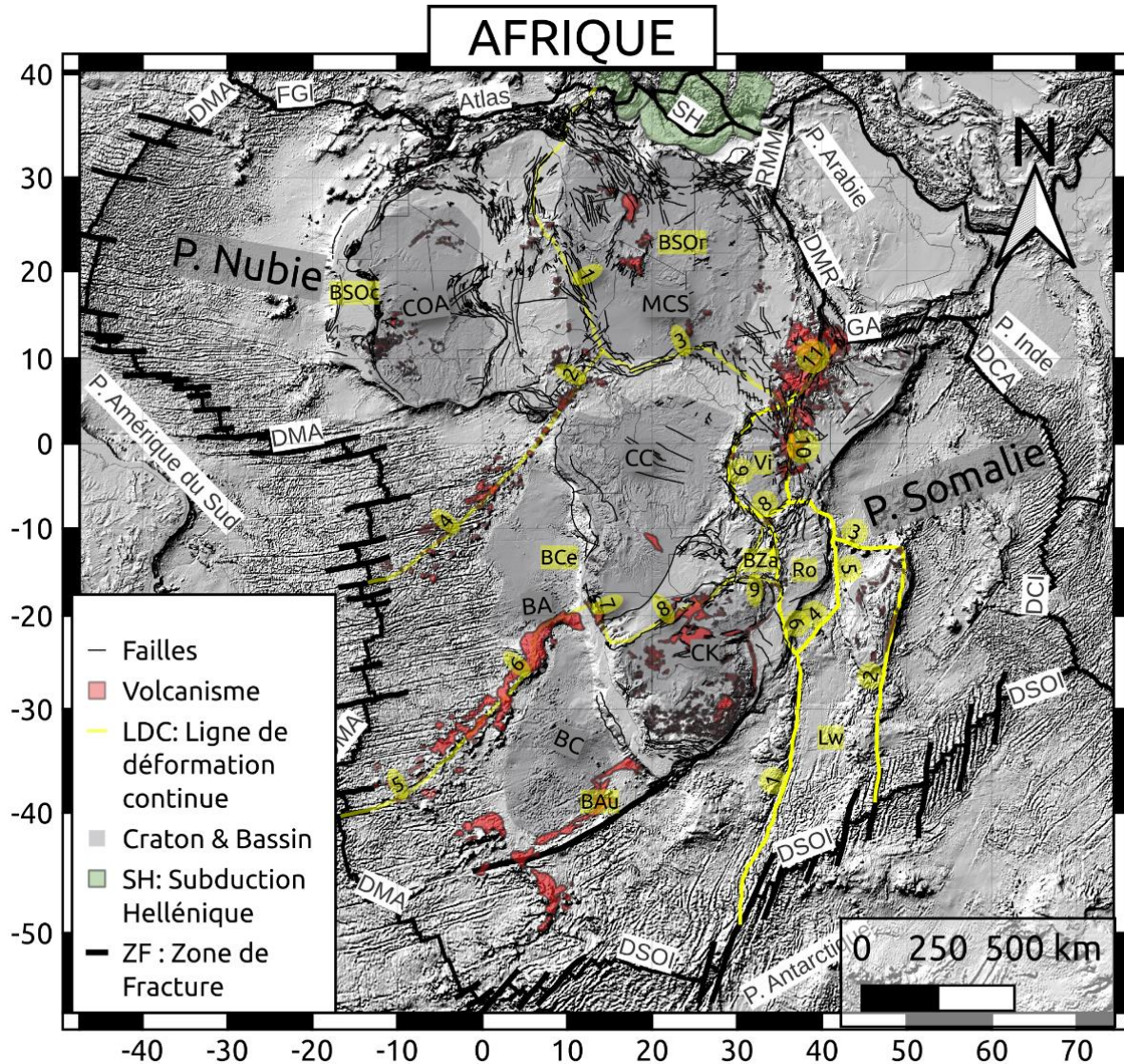
« Du moment que les translations continentales se sont produites au cours des longues périodes géologiques, il est probable qu'elles durent encore. Il s'agit seulement de savoir si ces mouvements sont assez rapides pour qu'on puisse les déceler à l'aide de mesures astronomiques répétées dans un intervalle de temps relativement court. »

Alfred

Wegener.

Chapitre 1 Introduction Générale : Contexte sismotectonique de l'Afrique

1.1 Introduction



La théorie de la tectonique des plaques tire ses origines dans la découverte de la dérive des continents par l'allemand Alfred Wegener en 1912 (Wegener A. 1922). En 1967, le géophysicien américain William Jason Morgan théorise que la lithosphère se découpe en une série de "blocs" qui se déplacent les uns les autres sur l'asthénosphère (couche au comportement ductile) en s'entrechoquant ou en s'écartant : c'est les tensions résultantes de ces déplacements qui seraient à l'origine des séismes (Morgan,1968). La même année, les Britanniques Dan McKenzie et Robert Parker (1967) développent des théories sensiblement identiques et imposent le terme de "plaques". C'est la première fois qu'est synthétisée cette théorie dite de la "tectonique des plaques".

Figure 1.1-Structures tectoniques de l'Afrique discutées dans cette étude. Les limites extérieures de la plaque Afrique telle qu'elle a été définie par Le-Pichon 1968 (Figure 1.30), **des plaques Nubie et Somalie et des microplaques Lwandle (Lw), Victoria (Vi) et Rovuma (Ro)** d'après Bird et al., (2003), Deprez et al., (2013), Saria et al., (2013,2014) et Stamps et al.,(2018) . **Les failles et les volcanismes** d'après la Carte tectonique de l'Afrique (CGMW, 2010) et la **Subduction hellénique (SH)** d'après la Base de données de failles sismogéniques de l'Europe (Basili et al., 2013). **Lignes de déformation continue : Plaque Nubie : (1) SFAO : Système des failles de l'Afrique de l'Ouest (Failles de Ténéré et d'Amguid-Gassi-Taouil-Algérie : Figures 1.19 et 1.20 ; Guiraud et al.,2000 ; Moulin et., 2010 ; Fairead et al.,2013) ; (2) LVC : Ligne Volcanique du Cameroun ; (3) SFAC : Systèmes des failles de l'Afrique Centrale (Failles de Bangor, de Doseo-Salamat et de Muglad mêmes références que SFAO) ; (4) ZFCMSMH : Zone de fracture et chaines volcaniques des Monts-Sous-Marins Ste Hellène (Figure 1.21 ; O'Comor et Roex,1992) ; (5) ZFCVGT : Zones de fracture et chaines volcaniques Gough et Tristan da Cunha (mêmes références que ZFCVMSMSH) , (6) Chaîne Volcanique sous-marine Walvis (Figure 1.21 ; O'Comor et Roex,1992 ; Fairhead et Wilson,2005 ; Homrighausen et al., 2018c) ; (7) Zones de cisaillement et failles de la ceinture Kaoko (Figure 1.8 ; Goscombe et al.,2017) ; (8) Failles et Zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi de la Ceinture Damara (Figures 1.9, 1.10, 1.11 ; 1.16 ; Daly et al.,1986 ; Ritter et al.,2003 ; Gray et al., 2006 ; Liégeois et al.,2013) ; (9) Failles et Zones de cisaillement Sanangoe-Mzarabani de la Ceinture Zambèze (Figure 1.12 ; Bicca et al.,2017) . B. Rift Est Africain (REA ; Deprez et al.,2013 ; Saria et al., 2013 ; Stamps et al.,2018) : (1) Ride Mozambique ; (2) Ride Madagascar ; (3) Archipel Volcanique Comorien, (4) Zone sismique Quathlamba ; (5) Ride Davie ; (6) Graben Urema ; (7) Rift Malawi ; (8) Graben Usangi ; (9) Branche Ouest du REA ; (10) Branche Est du REA ; (11) Rift Ethiopien. Les cratons et métacraton** d'après Beggs et al., (2009) : **CC : Craton Congo ; CK : Craton Kalahari, COA : Craton Ouest Africain ; MCS : Métacraton Sahara. Les Bassins maritimes : BA : Bassin Angola ; BC : Bassin Cape. Les données SRTM30_PLUS (NASA Shuttle Radar Topography Mission) ont été utilisées pour la représentation de la topographie.**

Dès 1968, le géodynamicien français Xavier Le Pichon proposait un modèle théorique incorporant 6 plaques principales à savoir : Afrique, Amérique, Antarctique, Eurasie, Inde et Pacifique. Les vecteurs vitesses de ces plaques étaient calculés à partir des mouvements d'expansion le long de cinq axes de principales dorsales. Plus tard, par inversion globale du taux d'expansion, de l'Azimut de failles transformantes et de vecteurs glissement de séisme (Chase et al., 1972) et plus les données magnétiques et Bathymétriques (DeMets et al.,1990) ont permis d'estimer les vitesses angulaires de 12 plaques. Les effets des révisions de l'échelle de temps d'inversion géomagnétique et la comparaison des vitesses globales notamment celles de la géodésie spatiale ont conduit à l'estimation de vecteurs d'Euler des 15 plaques « rigides » (DeMets et al., 1994). Profitant de la couverture satellitaire et aérienne accrue du système de dorsale médio-océanique ainsi que des données géodésiques pour certaines régions, DeMets et al., (2010) ont proposé un modèle géologique à 25 plaques « rigides » dénommé MORVEL (*Mid-Ocean Ridge VELOCITY*). Dans ce modèle, ils arrivent à contraindre les vitesses angulaires des plaques Nubie, Somalie et de la microplaque Lwandle, lesquelles formaient l'ancienne plaque Afrique telle qu'elle a été définie par Le Pichon 1968. Utilisant les limites des plaques de Bird (2003), Argus et al., (2011) ont déterminé 31 vecteurs d'Euler des plaques supplémentaires aux 25 précédemment déterminées par DeMets et al., (2010).

C'est le modèle global géologique actuel MORVEL56.

Ces modèles précités, s'appuyant plus sur les données géomagnétiques des fonds marins, n'étaient pas arrivés à contraindre les microplaques continentales Rovuma et Victoria situées entre la plaque Somalie et Nubie. Cependant, ces microplaques avaient été postulées par Hartmady (2002) sur la base des données sismologiques et suggérées par Calais et al., (2006) et Stamps et al., (2008). Ces derniers auteurs avaient utilisé respectivement les données GNSS et les vecteurs glissements de terrain pour le premier et uniquement les données géodésiques pour le dernier. A l'aide d'une couverture plus ou moins bonne des données géodésiques sur l'Afrique, Deprez et al., (2013) et Saria et al., (2013, 2014) ont déterminés les vitesses d'Euler des plaques et microplaques Africaines. Pour ces deux études, les vitesses d'Euler sont cohérentes entre elles et avec celles des études antérieures. Elles (vitesses d'Euler) sont aussi cohérentes avec celles déterminées dans le chapitre II de cette étude.

Dans cette étude, la plaque Afrique est comprise telle qu'elle a été définie par Le Pichon (1968). Elle englobe les plaques Nubie et Somalie et les micro-plaques Lwandle, Rovuma et Victoria (Figure 1.1). Elle est limitée à majeure partie par les dorsales océaniques, excepté une infime partie au nord le long des chaînes atlasiques. Le domaine continental de l'Afrique est caractérisé par une grande complexité géologique, fruit d'une histoire géodynamique pluriphasée. Cette histoire a alterné des épisodes d'extension permettant la naissance de nouveaux océans et des périodes de convergence. La complexité de cette histoire géologique est indiquée aujourd'hui par la diversité des objets et structures géologiques présents en Afrique. Une chaîne des montagnes atlasiques et un système des rifts continentaux actifs (Rift Est Africain), un Meta-craton et trois cratons archéens majeurs ainsi que plusieurs blocs ou fragments cratoniques bordés par des systèmes des failles continues (ceintures orogéniques néoprotozoïques) parfois sismiquement actives et volcaniques (Begg et al., 2009 et Meghraoui et al., 2016). Certains de ces systèmes des failles continues sont en continuité avec des structures de déformation océanique telles que les rides océaniques Walvis et Ste Hélène ainsi que certaines zones de fracture comme Ste Hélène, Tristan da Cunha et Gough de la dorsale Médio-atlantique (Figures 1.1 et 1.21).

Cette complexité semble se poursuivre dans l'actuel comme l'atteste la diversité des régimes de déformation sur le continent Africain. Ce régime inclue des structures en compression comme les chaînes atlasiques, de l'extension et de la compression le long du Système des Rifts Est Africains (SREA ; Bird 2003 ; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2014 ; Chapitre 3 de ce travail ; Figures 3.2 et 3.11) avec ses trois axes sismiques se détachant de sa branche ouest (par exemple Upemba, Mweru et Okavango), et du volcanisme quaternaire comme la ligne volcanique du Cameroun, le Aïr et le Hoggar (Figures 1.1; Hartnady 2002 et al., 2005, Meghraoui et al., 2016). L'existence de blocs cinématiquement indépendant de deux grandes plaques tectoniques (micro-plaques : Lwandle, Rovuma, Victoria) a été déjà prouvée géodésiquement comme signalé ci-haut. La convergence Sud-Nord de l'Afrique vers l'Europe et l'extension et de la compression Est-Ouest entre la Nubie-Somalie et la présence de phénomènes géodynamiques régionaux sur la plaque Nubie provoquent un champ de déformation complexe sur cette dernière. Cette complexité est observable par la divergence des orientations des vitesses résiduelles GNSS par rapport au repère Nubien entre les 4 blocs tectoniques définis dans ce chapitre I (Figures 1.1 et 1.32) et discutés dans les chapitre III, IV et V de ce travail.

Cette étude, sera plus focalisée sur la plaque Nubie non encore suffisamment étudiée. Certes, avec un regard soutenu sur les chaînes des montagnes atlasiques et la zone de subduction méditerranéenne ainsi que sur les systèmes des rifts de l'Afrique de l'Est. A l'ouest de la branche occidentale du Rift Est Africain (plaque Nubie), la déformation est de l'ordre de grandeur pas si importante. Elle a commencé à être bien connue, en particulier grâce aux mesures géodésiques GNSS issues des stations permanentes en déploiement progressif sur le continent Africain ces deux dernières décennies (Calais et al. 2006 ; Stamps et al. 2008 ; Deprez et al., 2013 ; Malservisi et al., 2013, Saria et al., 2013). A l'intérieur de la plaque Nubie, la faible amplitude des mouvements actuels mesurés par la géodésie soulève une controverse avec les indicateurs géomorphologiques, sismologiques et mêmes géodésiques de la déformation. Ce chapitre présente brièvement l'histoire géodynamique de l'Afrique, sa structure lithosphérique et l'état des connaissances sur les régimes de déformation actuelle.

1.2 Histoire géodynamique de l'Afrique

Introduction

L'évolution géodynamique des structures géologiques africaines est complexe. Elle est caractérisée par des variations cycliques des mouvements relatifs entre les structures cratoniques archéennes observées lors de fusions et d'éclatements de Rodinia au protérozoïque et de Gondwana paléozoïque-phanérozoïque.

Au protérozoïque, les cratons africains sont restés éloignés entre eux tout au long de la formation du supercontinent Rodinia (Evans, 2009 ; Meredith et al., 2017a) jusqu'au début du rifting global lors de son éclatement. Ces structures cratoniques africaines ont agi comme des continents séparés par un vaste océan (Figure 1.2 ; Kröner et Cordani, 2003 ; Cordani et al., 2003 ; Ennih et Liégeois, 2008 ; Jacobs et al., 2008). Au paléozoïque, la fusion de Gondwana a occasionné la mise en place des zones de sutures entre les cratons archéens qui sont des ceintures orogéniques : Mozambicaine (Afrique de l'Est), trans-brésilienne-saharienne, centre africaines (oubanguides), dammarienne (Gray et al., 2008 ; Liégeois et al., 2013 ; Brito Neves et Fuck, 2014 ; Ganade et al., 2016, Oriolo et al., 2017).

Au crétacé : (1) le rifting de l'Afrique de l'Est a entraîné la séparation du Gondwana occidental (Afrique-Arabie) et Gondwana oriental : Inde-Australie-Antarctique (Abdelsalam et Stern, 1996 ; Yibas et al., 2002 ; Johnson et al., 2003, 2011 ; Woldemichael et al., 2010 ; Ali et al., 2010a, b) ; (2) l'ouverture de l'Atlantique lors de la dislocation du Gondwana occidental a également entraîné une variation des mouvements relatifs entre le craton Ouest Africain, le craton Congo et le Metacraton Sahara, par conséquent des changements des régimes de déformation le long des ceintures orogéniques saharienne et centrafricaine en réactivant le Système des Failles de l'Afrique de l'Ouest et Centrale (SFAOC : SFAO + SFAC, Figure 1.1 ; Burke & Dewey, 1974 ; Benkhelil et al., 1988 ; Maurin & Guiraud, 1993 ; Nürnberg & Müller 1991) au nord du Gondwana occidental. Tandis qu'au sud du Gondwana occidental, ce changement de régime de déformation s'est manifesté en Amérique du sud. Par contre au sud de l'Afrique, le régime compressif initié lors de la formation du Gondwana occidentale s'est poursuivi le long de la ceinture panafricaine Damara où s'est produite une zone de cisaillement transcurrent senestre Okahandja-Mwembeshi qui traverse l'Afrique

continental de l'ouest à l'est et est suggérée comme la ligne de séparation du Craton Congo et Kalahari (Unrug 1983, Daly 1986 ; Gray et al.,2006 ; Frimel et al.,2010 ; de Swardt et al., 1965 ; Hanson et al.,1993). Cette zone de cisaillement senestre Okahandja-Mwembeshi joint la zone de cisaillement Somagoe-Mzarabani de la ceinture Zambèze (Bicca et al.,2017).

Au cénozoïque, l'évènement du rifting Karoo a provoqué un changement de régime de contraintes transgressives en régime des contraintes transtensionnelles le long de la section est de la zone de cisaillement de Mwemeshi (axe Lwanga-Kariba-Okavango) et sur certaines failles de la zone de cisaillements de la ceinture orogénique Zambèze (Casting, 1991 ; GTK Consortium, 2006 ; Fernandes et al., 2015).

1.2.1 L'évolution protérozoïque de l'Afrique : structures et déformation pré-Gondwana

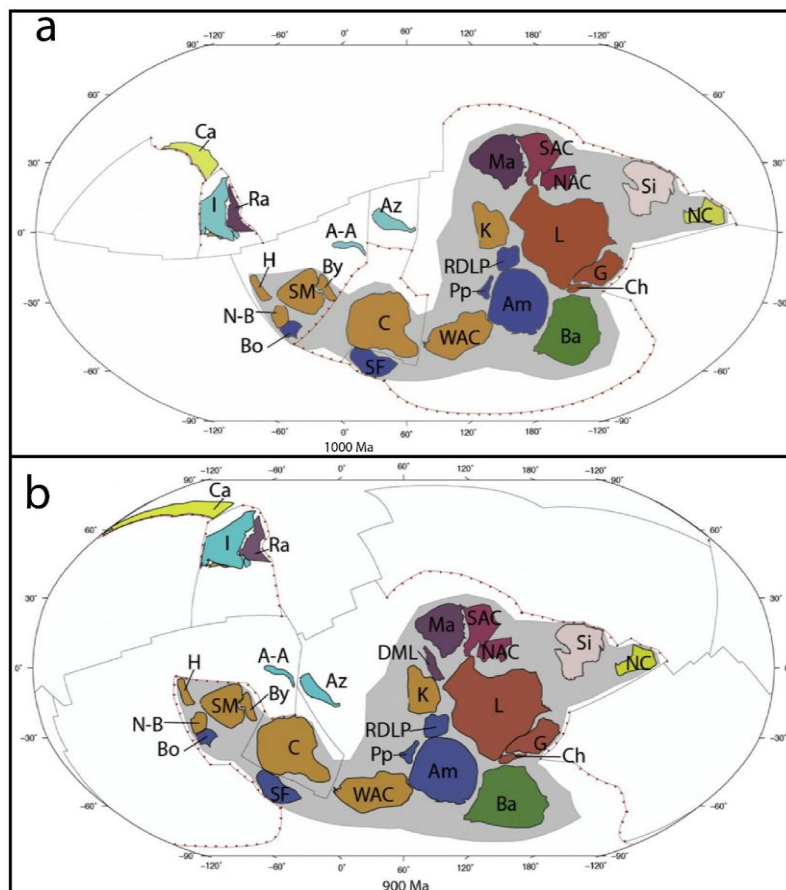


Figure 1.2 -Géographie tectonique (a) à 1000 Ma et (b) à 900 Ma. A-A, Terrane Afif-Abas; Am, Amazonie; Az, Azania; BAu, Baltica; Bo, Borborema; By, Bayuda; Ca, Cathaysia (sud de la Chine); C, Congo; Ch, Chortis; G, Groenland; H, Hoggar; I, Inde; K, Kalahari; L, Laurentia; Ma, Mawson; NAC, Craton d'Australie du Nord; N-B, Nigéria-Bénin; NC, Chine du Nord; Pp, Paranapanema; Ra, Rayner (Antarctique); RDLP, Rio de la Plata; SAC, craton sud-australien; SF, São Francisco; Si, Sibérie; SM, métacraton du Sahara; WAC, Craton ouest-africain. La zone grise ombrée correspond à l'étendue inférée de Rodinia et n'est donnée qu'à titre indicatif. La croûte cratonique est colorée par la géographie actuelle : Amérique du Nord, rouge ; Amérique du Sud, bleu foncé ; Baltica, vert ; Sibérie, gris ; Inde et Moyen-Orient, bleu clair ; Chine, jaune ; Afrique, orange ; Australie, cramoisi ; Antarctique, violet ; DML, Dronning Maud Land. D'après Merdith et al.,(2017).

1300-900 Ma : l'assemblage de Rodinia au Mésoprotérozoïque tardif et Néoprotérozoïque (Powell et al.,1993 ; Dalziel et al., 2000 ; Kröner et Cordani, 2003 ; Pisarevsky et al., 2003 ; Cawood, 2005 ; Tohver et al., 2006 ; Li et al., 2008 ; Evans, 2009). Cet assemblage s'est fait sans la participation des blocs du Gondwana occidental essentiellement composés les cratons Sud-Américains et Africains : Río de la Plata, Afrique de l'Ouest, Kalahari et Congo-São Francisco, Sahara (Kröner et Cordani, 2003 ; Cordani et al.,2003 ; Ennih et Liégeois, 2008 ; Jacobs et al., 2008). Pendant le mésoprotérozoïque, les cratons Río de la Plata, Afrique de

l'Ouest, Congo-São Francisco, Kalahari et Sahara n'ont pas interagi les uns avec les autres et occupaient probablement des positions marginales par rapport à Rodinia au début du Néoprotérozoïque (Cordani et al., 2003 ; Meert et Torsvik, 2003 ; Tohver et al., 2006 ; Merdith et al., 2017 ; Oriolo et al., 2017).

900-700 Ma : désagrégation de Rodinia en association avec un rifting continental généralisé, déclenchée peut-être par le soulèvement des superplumes mondiaux (Cawood, 2005 ; Li et al., 2008). Bien que la plupart des cratons du Gondwana occidental (Africains) occupaient des positions marginales dans l'hémisphère (Cordani et al., 2003 ; Kröner et Cordani, 2003 ; Meert et Torsvik, 2003 ; Tohver et al., 2006 ; Jacobs et al., 2008 ; Foster et al., 2015, Merdith et al., 2017 ; Oriolo et al., 2017), des zones actuelles des ceintures orogéniques panafricaines (Afrique de l'Est, Damara-Zambèze, Oubanguides, Trans-Sahara, Fig...) auraient enregistré chacune un passage par une étape initiale de rifting (Martin et Porada, 1977 ; Porada et Wittig, 1977).

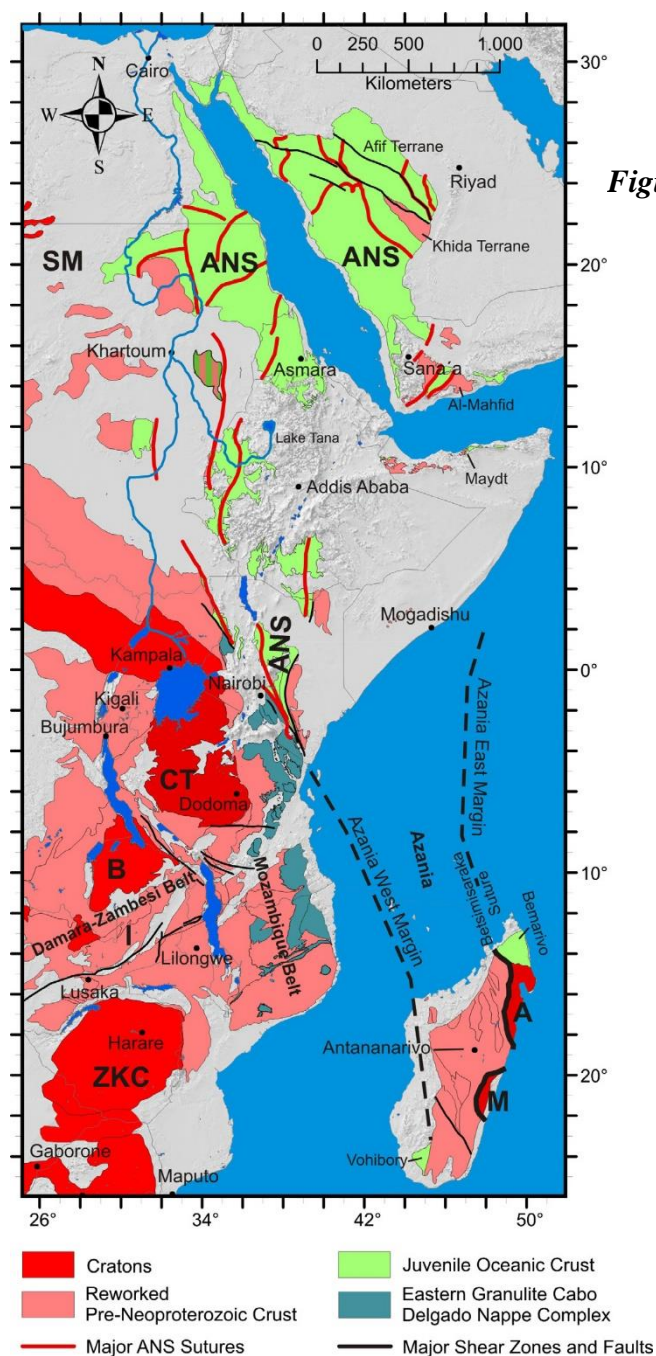


Figure 1.3-Répartition des domaines crustaux dans l'orogène d'Afrique de l'Est. SM, métacraton du Sahara ; CTB, cratons Congo – Tanzanie – Bangweulu ; ZKC, Cratons du Zimbabwe – Kalahari ; I, Ceinture Irumide ; A, Craton Antogil ; M, Masora Craton ; ANS, bouclier nubien arabe. D'après Fritz et al., (2013).

1.2.1.1 Le rifting protérozoïque de l'Est de l'Afrique

Le long du bouclier Arobo-Nubie, un rifting précoce (formation de l'océan du Mozambique) a été initié entre 900 et 860 Ma (Abdelsalam et Stern, 1996 ; Yibas et al., 2002 ; Johnson et al., 2003, 2011 ; Woldemichael et al., 2010 ; Ali et al., 2010a, b). Ce rifting s'étant entre les cratons archéens Congo-Bangweulu-Tanzania, les terranes archéens Azania et l'Inde. Azania, du nom de l'ancien nom de la côte est-africaine (Figure 1.3 ; Collins et Windley, 2002 ; Collins et Pisarevsky, 2005), constitue un ou plusieurs blocs continentaux entre le bouclier indien et le craton Congo-Tanzanie-Bangweulu (Collins et Windley, 2002 ; Collins et

Pisarevsky, 2005 ; Collins et al., 2012).

1.2.1.2 Le rifting protérozoïque Damarien

~ 900 Ma à ~ 750 Ma : étape initiale de rifting Damarien entre les paléocontinents Congo et Kalahari (Martin et Porada, 1977 ; Porada et Wittig, 1977 ; Frimmel et al., 1996 ; Hoffman et al., 1996). Le développement des faciès et la répartition des sédiments basaux du Damara indiquent l'existence de trois structures de rift initiales situées dans les zones nord, centrale et sud de la ceinture. La continuité du rifting aurait conduit à des approfondissements d'un bassin (creux de Khomas) jusqu'à la production de l'amphibolite Matchless (Figure 1.10 ; Porada, 1989). Ceci semblait soutenir l'interprétation traditionnelle d'un rift intracontinental entre les cratons Congo et Kalahari (Kröner, 1977 ; Porada, 1979, 1983, 1989 ; Hawkesworth et al., 1983 ; Barnes et Sawyer, 1980 ; Miller, 1983 ; Kasch, 1983 ; Hanson, 2003). Mais, on sait maintenant que les roches volcaniques bimodales néoprotérozoïques des marges du Congo et du Kalahari n'ont pas le même âge (Gray et al., 2008), ce qui implique que ces cratons étaient détachés de différentes parties de Rodinia (Figure 1.2 ; Foster et al., 2015).

1.2.1.3 Le rifting protérozoïque Zambézien

Une première phase de rifting entre 880 et 820 Ma par l'éruption d'un amas de volcanites felsiques et de volcanoclastiques ainsi que les formations de rhyolite (Mallick, 1963 ; Smith, 1963 ; Johnson et al., 2007). Une deuxième phase qui a commencé à 765 Ma est interprétée comme aboutissant au développement d'une marge passive néoprotérozoïque étendue (De Waele et al., 2008). Ceci est soutenu par des vestiges de la croûte océanique plus ancienne qui y sont présents, comme le 1,4 Ga ophiolite de Chewore-Zambèze (Oliver et al., 1998) et ses blocs mafiques qui présentent des chimies de dorsale médio-océanique et des signatures isotopiques (John, 2001 ; John et al., 2003, 2004).

1.2.1.4 Le rifting protérozoïque Trans-saharien et centrafricain

1000–920 Ma est la période intense du rifting protérozoïque Trans-saharien entre les cratons Ouest Africain et Sahara (Bayer et Lesquer, 1978 ; Caby, 1989, Caxito et al., 2020). A la même période le rifting centrafricain (oubanguides) entre les cratons Sao Francisco-Congo et Sahara dans le domaine Adamawa-Yadé du Cameroun (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1983 ; Bertrand et al., 1986 ; Lapierre et al., 1986 ; Boukhalfa, 1987 ; Cottin et al., 1990 ; Accioly 2001 ; Sá et al., 2002 ; Oliveira et al., 2006 ; Oliveira et al., 2010 ; Caxito et al., 2014, 2016, 2020 ; Brito Neves et al., 2015 ; Salgado et al., 2016 ; Santos F.H. et al., 2017 ; Lages et al., 2019).

Durant cette période, entre les paléocontinents Ouest Africain et Sahara a existé un microcontinent LATEA (Figures 1.5 et 1.6 ; acronyme à partir des premières lettres des noms de quatre terranes, Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, Egéré-Aleksod ; Liégeois, et al., 2003) constitué de roches métamorphiques et magmatiques archéennes et Paléoprotérozoïque (Peucat et al., 2003 ; Bendaoud et al., 2008) qui forme l'actuel bouclier Touareg (Caby, 1970 ; Allègre et Caby, 1972 ; Bertrand et Lasserre, 1976 ; Caby et al., 1982 ; Bertrand et al., 1986 ; Barbey et al., 1989 ; Maluski et al., ; Haddoum et al., 1994 ; Liegeois et al., 2003 ; Caby et Monie, 2003 ; Bechiri-Benmerzoug et al., 2011 ; Caxito et al., 2020).

1.2.1.5 Le rifting protérozoïque du système de bassin Kaoko– Gariep – Dom

Feliciano

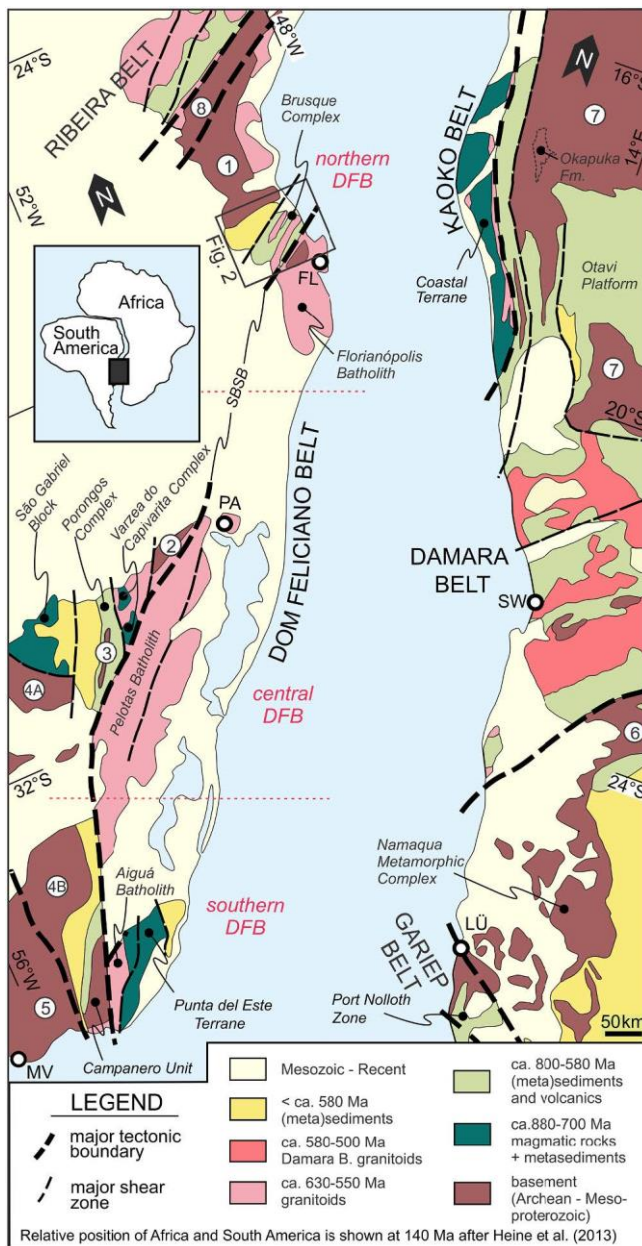


Figure 1.4 -Aperçu géologique du système orogénique Kaoko – Dom Feliciano – Gariep. 1 — Craton Luis Alves, 2 — Complexe Arroio dos Ratos, 3 — Encantadas Complex, 4A — Terrane Nico Pérez (Taquarembo Block), 4B — Terrane Nico Perez, 5 — Craton Rio de la Plata, 6 — Craton du Kalahari, 7 — Craton Congo, 8 — Terrane Curitiba. SBSB — Ceinture de cisaillement du sud du Brésil, FL — Florianópolis, PA — Porto Alegre, MV — Montevideo, LÜ — Lüderitz, SW — Swakopmund. D'après Fritz et al., (2013).

840 Ma à 710 Ma : Rifting intracontinental entre les cratons africains Congo et sud-américains Luis Alves (Oyhantçabal et al., 2011 ; Philipp et al., 2016 ; Rapela et al., 2011 ; Konopasek et al., 2018, 2020 ; Percival et al., 2021). Basei et al., (2000) et Frimel et al., (2001) ont montré que ce stade de rifting a commencé à environ 840-830 Ma. Des deux côtés de l'océan Atlantique, les deux domaines de l'avant-pays contiennent des ceintures de pliage et de poussée incorporant des roches volcano-sédimentaires liées au rift du début à moyen-néoprotérozoïque et le socle associé (Goscombe et al., 2003b; Frimmel, 2018; Hueck et al., 2018b) et des unités comme des ceintures de schiste supracrustales qui sont interprétées comme des dépôts de bassin liés au rifting (Frimmel et Fölling, 2004; Saalman et al., 2006 ; Basei et al., 2008; Campos et al., 2011; Konopasek et al., 2014 ;Frimmel, 2018).

1.2.2 Evolution paléozoïque de l'Afrique : L'assemblage du Gondwana

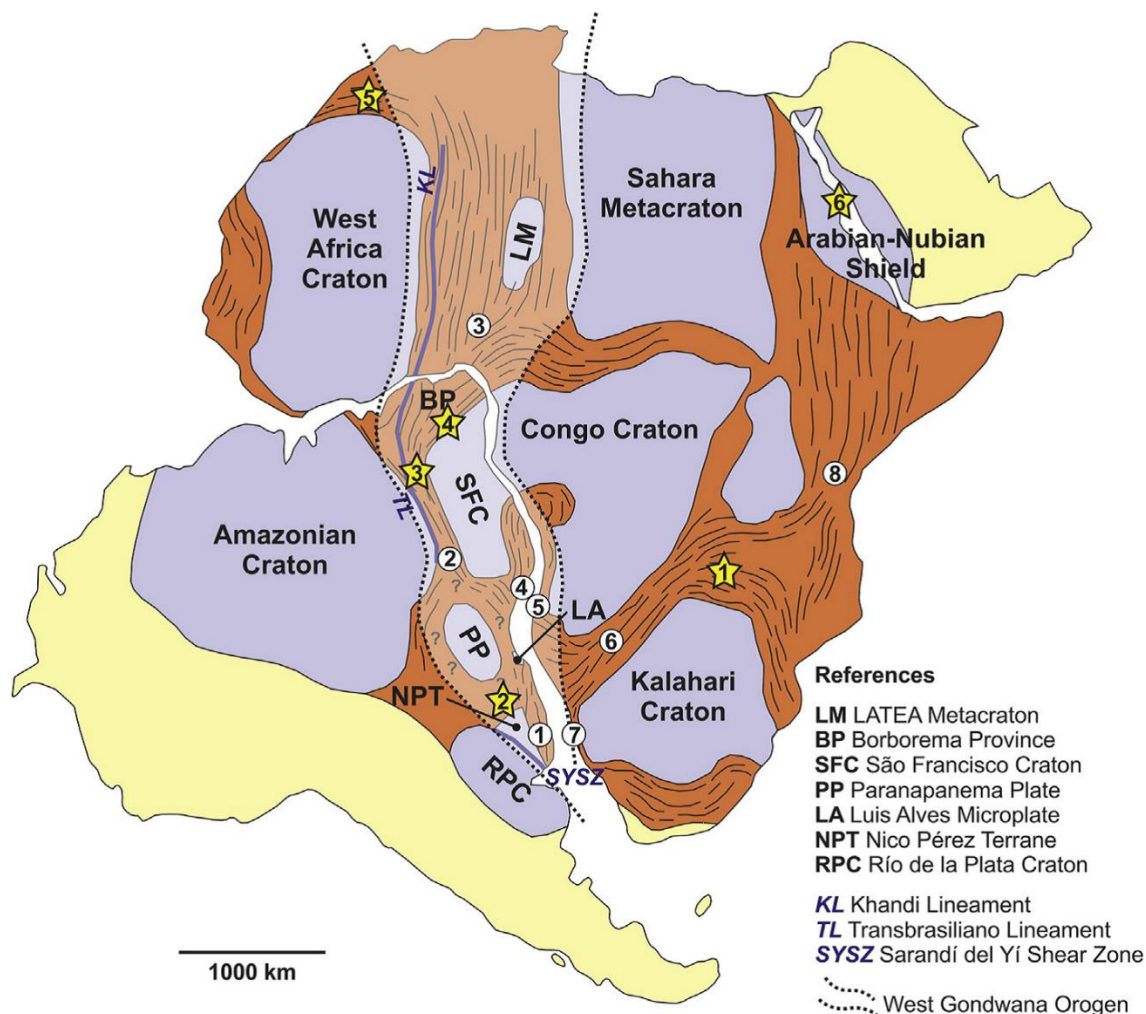


Figure 1.5- Principaux blocs crustaux et ceintures orogéniques Néoprotérozoïque en Amérique du Sud et en Afrique, y compris l'emplacement de l'orogène du Gondwana occidental. Les ceintures panafricaines sont représentées avec des points blancs (① Ceinture Dom Feliciano, ② Ceinture Brasília, ③ Ceinture Trans-Saharienne, ④ Ceinture Ribeira, ⑤ Ceinture Kaoko, ⑥ Ceinture Damara, ⑦ Ceinture Gariep, ⑧ Orogenèse Est Africain Antarctique), tandis que les étoiles jaunes indiquent l'emplacement des ophiolites et/ou complexes d'arc insulaire (1: Ceinture du Zambèze, 2: Bloc de São Gabriel, 3: Ceinture d'Araguaia, 4: Province de Borborema, 5: Ceinture de l'Anti-Atlas, 6: Bouclier Arabiane-Nubien). Notez que la plupart des fragments crustaux ont été affectés par la métacratonisation durant l'orogénèse en Gondwana occidentale. D'après Oriolo et al.,(2017) .

Du néoprotérozoïque au début du Cambrien, le supercontinent Gondwana a été formé par de multiples fermetures de royaumes océaniques. Une image généralisée (Figure 1.5) montre trois orogénèses majeurs qui ont façonné la configuration finale du Grand Gondwana, notamment l'orogénèse panafricaine-brésilienne occidentale, qui était tectoniquement actif jusqu'à la fin du Cambrien (490 Ma; Schmitt et al., 2004; Meert et Lieberman, 2004), l'orogénèse Damara – Zambèze et l'orogénèse de l'est de l'Afrique. Le Gondwana occidental s'est formé au cours de l'orogénèse panafricaine-brésilienne de 720 à 530 Ma (Unrug, 1996 ; Dalziel, 1997 ; Cordani et al., 2003 ; Meert et Torsvik, 2003 ; Cawood, 2005 ; Collins et

Pisarevsky, 2005 ; Cawood et Buchan, 2007) et se composait de noyaux cratoniques et de terranes accrés environnants (Oriolo et al., 2017). Je reviens ici sur des structures orogéniques et métacratoniques qui ont été formées lors de la fusion du Gondwana.

1.2.2.1 Métacraton Sahara Oriental

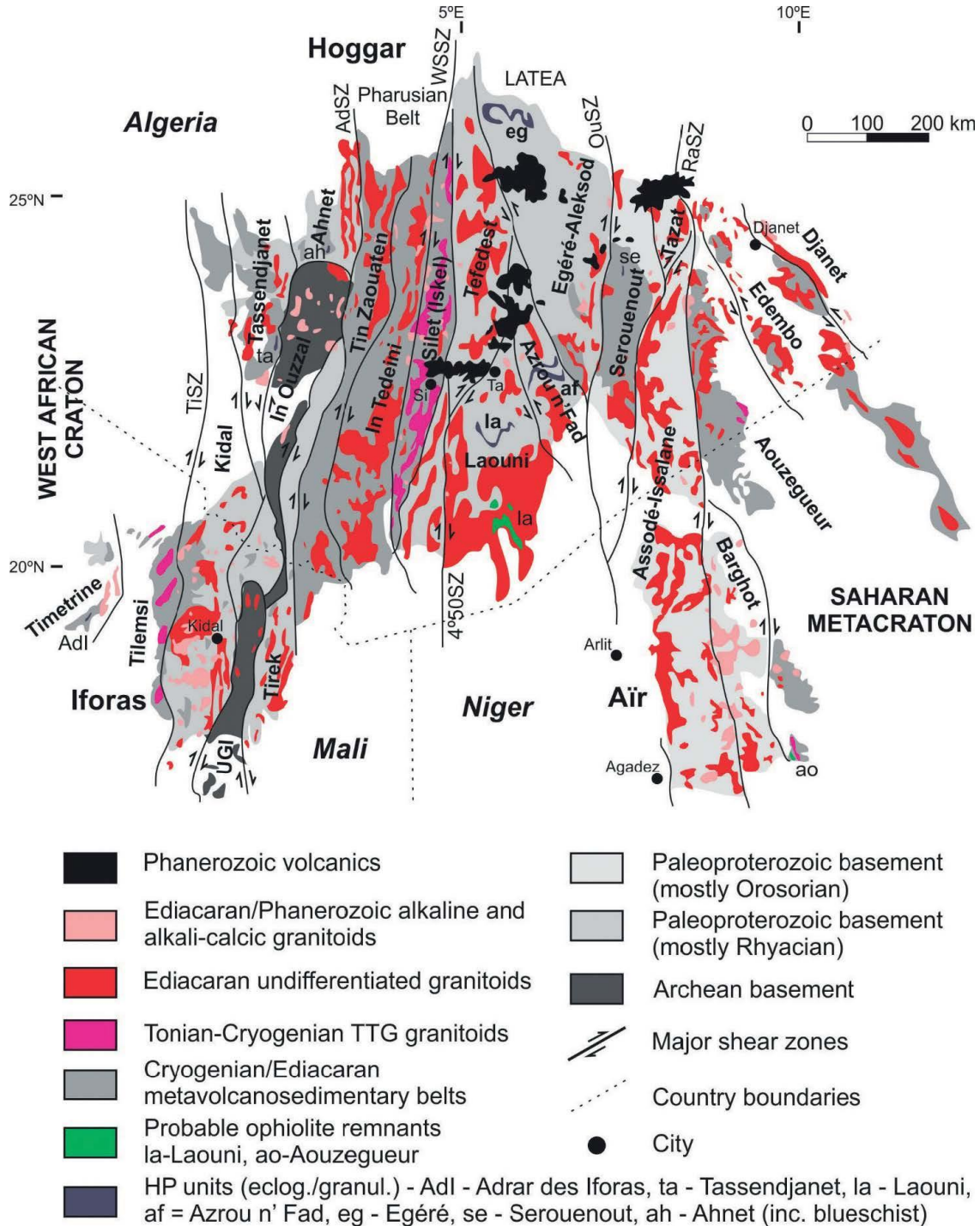


Figure 1.6-Caractéristiques géologiques schématiques du bouclier touareg. Ta : Tamanrasset ; Si : Silet ; TiSZ : zone de cisaillement de Tilemsi ; AdSZ : zone de cisaillement de l'Adrar ; WSSZ : zone de cisaillement du silet ouest ; OuSZ : Zone de cisaillement d'Ounane ; RaSZ : Raghane Zone de cisaillement ; UGI : Unité de granulite Iforas. D'après Caxito et al., (2020).

A la fin du néoprotérozoïque, le craton Sahara préexistant jusqu'au Mésoprotérozoïque a été soumis à d'importants événements de collision le long de toutes ses marges contre le bouclier touareg (avec le craton Ouest-africain derrière) à l'ouest, contre le craton Congo et les ceintures panafricaines au sud, contre le bouclier arabo-nubien à l'est, et contre un continent inconnu au nord. Aucune évacuation tectonique n'étant ainsi possible, le craton Sahara a été métacratonisé non seulement sur ses marges mais aussi dans son intérieur (Black et Liégeois, 1993 ; Fezaa et al., 2010). Mais, toujours reconnaissable de manière dominante par ses caractéristiques rhéologiques, géochronologiques et isotopiques (Abdelsalam et al., 2002) le craton Sahara est devenu un métacraton « Sahara ». Ceci est justifié par la présence abondante des granits et des gneiss continentaux de 900 Ma sur cette vaste région et des protolithes en grande partie d'âge Paléoprotérozoïque ou archéen et des roches archéens, des complexes annulaires alcalins anorogéniques de 720 Ma qui ont été bien conservés malgré les principaux événements panafricains de 600 Ma qui l'ont affecté (Black et Liégeois, 1993 ; Abdelsalam et al., 2002; Suayah et al., 2006; Penaye et al., 2006; Pouclet et al., 2006; Küster et al., 2008; Fezaa et al., 2010; Shang et al., 2010). L'ensemble de la zone partage de nombreuses caractéristiques pré-Néoprotérozoïque et se comporte comme un seul bloc pendant le phanérozoïque (Abdelsalam et al., 2002).

1.2.2.2 Ceinture transsaharienne

625-603 : le linéament de Kandi (la contrepartie africaine du lignage Transbrasiliano), qui sépare le métacraton saharien et le craton ouest-africain, connaît un métamorphisme (Berger et al., 2014 ; Ganade et al., 2014, 2016) qui y a entraîné une production des zones de cisaillement dextre à l'échelle crustale (Figure 1.6). En outre, durant cette période collisionnelle le microcraton LATEA a connu une métacratonisation magmatique (Bertrand et Caby, 1978 ; Liégeois et al., 1987 ; Black et al., 1994 ; Liégeois et al., 1994 ; Abdelsalam et al., 2002 ; Caby, 2003 ; Liégeois et al., 2003 ; Ouzegane et al., 2003 ; Abdallah et al., 2007 ; Henry et al., 2009 ; Fezaa et al., 2010 ; Nouar et al., 2011). Entre 580-530 Ma, réactivation le long des mêmes zones de cisaillement de LATEA ont déclenché des activités ignées telles que la formation de la province magmatique de Taourirt (vers 530 Ma ; Paquette et al., 1998 ; Azzouni-Sekkal et al., 2003 ; Liégeois et al., 2003) et la silice cénozoïque -volcanisme sous-saturé (Liégeois et al., 2005).

1.2.2.3 Orogénèse de l'Afrique de l'Est (OAE) :

850 et 550 Ma : Un premier épisode de l'orogénèse Est-Africaine résulte de la collision de terranes d'arc fusionnés du Bouclier Arabo-Nubien avec les cratons du Sahara et du Congo-Tanzanie à l'ouest et les terranes d'Azania et d'Afif à l'est > 600 Ma (Jacobs et al., 1998 ; Jacobs et Thomas, 2004 ; Stern et Johnson, 2010 ; Grantham et al., 2011 ; Fritz et al., 2013). Cependant, des océans existaient encore entre l'Antarctique oriental, l'Inde, les régions méridionales du Craton Congo-Tanzanie-Bangweulu et le craton Zimbabwe-Kalahari à cette époque (Meert, 2003 ; Collins et Pisarevsky, 2005). Le deuxième épisode orogénique majeur, l'orogénèse de Kuunga, a eu lieu entre 600 et 500 Ma dans le sud de l'OAE et marque le moment où la fusion du Gondwana a été achevée grâce à la fermeture du reste des bassins océaniques, y compris ceux autour d'Azania (Meert, 2003; Jacobs et Thomas, 2004; Collins et

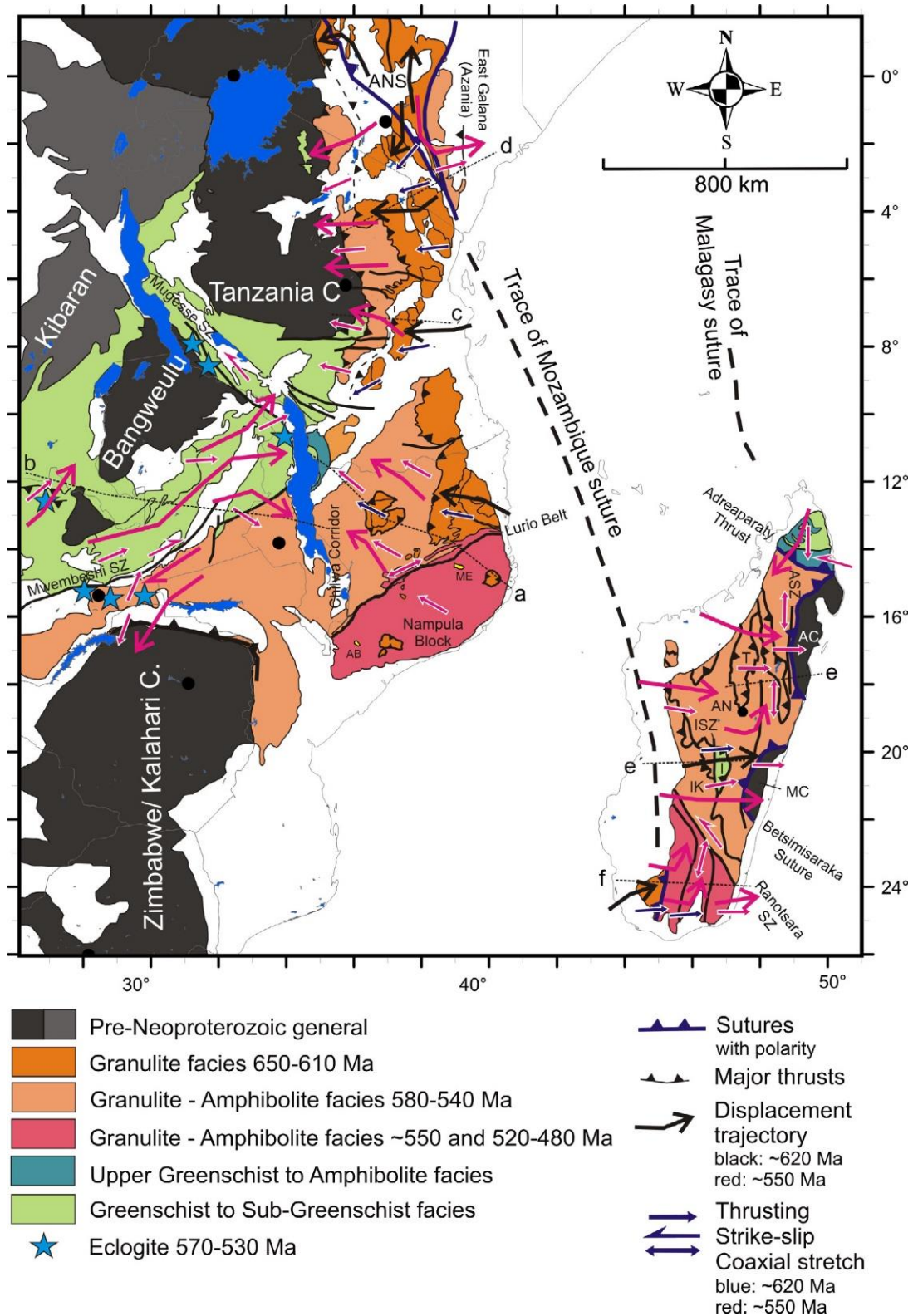


Figure 1.7 - Carte structurale et métamorphique de l'EAO sud. Les trajectoires de déplacement sont dessinées combinant des phases de déformation successives. Les lignes pointillées a, b, c, d, e, e, f situent les coupes transversales de la figure 9. AB : Groupe Alto Benfica ; AC: Craton Antogil; AN: Bloc d'Antananarivo; ANS: Bouclier Arabo-Nubien; ASZ: zone de cisaillement Angavo; I: Groupe Itremo; IK: Domaine d'Ikalamavony; ISZ: zone de cisaillement Itremo; MB: Groupe Mecubúri; MC: Masora Craton; T: Feuille de Tsaratanana. D'après Fritz et al., (2013).

2003; Fitzsimons, 2003; Boger et Miller, 2004; Collins et Pisarevsky, 2005; Kelsey et al., 2008; Cox et al., 2012).

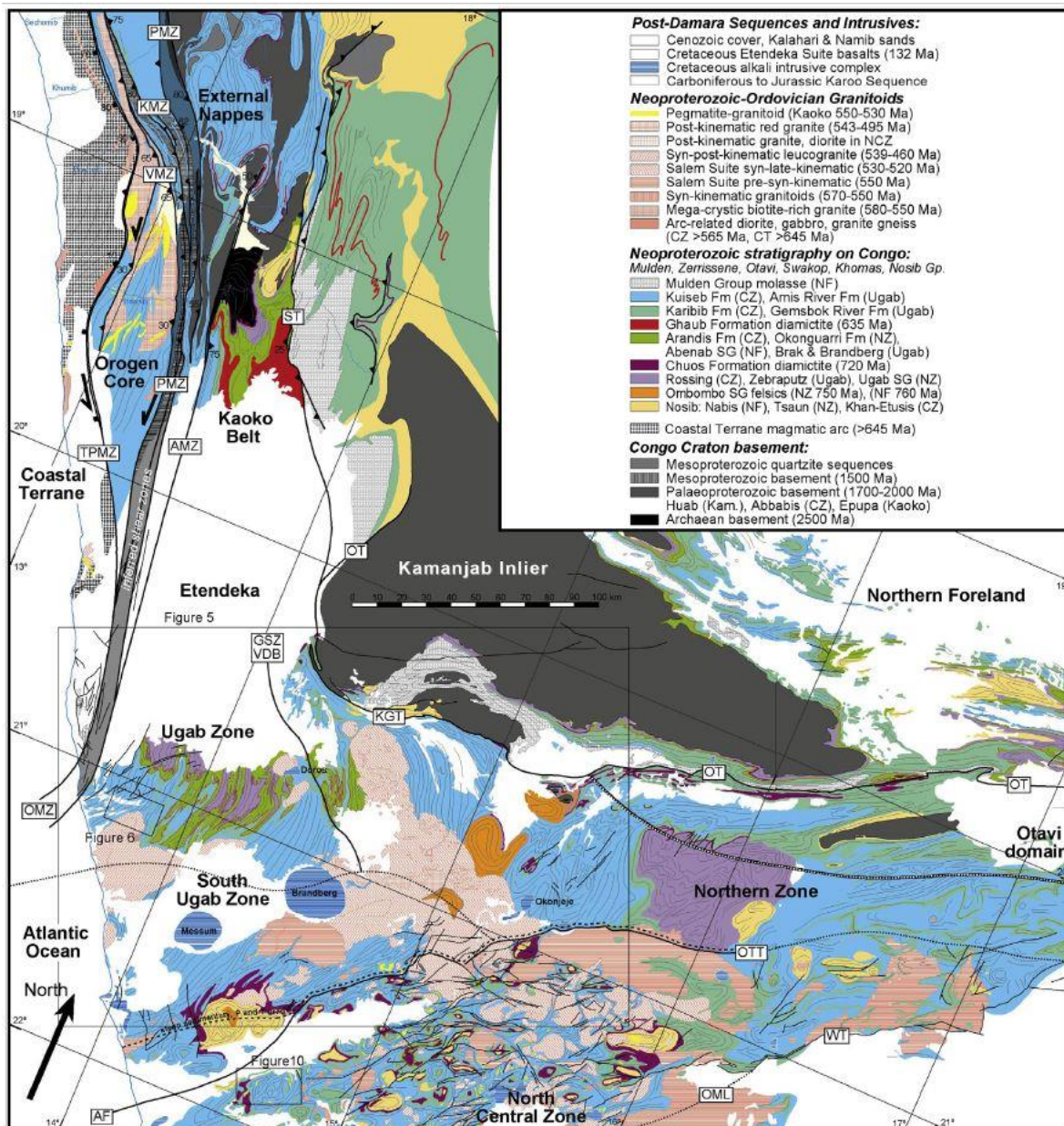
Dans sa partie sud, entre les cratons Congo-Tanzanie-Bangweulu et le craton Zimbabwe – Kalahari (Figure 1.7), l'EAO se divise en ceinture Damara – Zambèze orientée E – W (Johnson et al., 2005) qui continue jusqu'au terrane granulitique sud de l'Inde (Collins et al., 2007 ; Plavsa et al., 2012) et plus loin dans Sri Lanka et Est Antarctique à Lützow-Holm Bay (Shiraishi et al., 1984).

1.2.2.4 Ceinture Kaoko (Namibie et le sud de l'Angola)

630-580 Ma

La ceinture de Kaoko orientée NNW impliquait l'obduction de l'arc magmatique du Terrane côtier sur le craton du Congo et est contiguë à la zone Ugab qui est la triple jonction orogénique entre la ceinture Kaoko, Damara et Gariep (Figure 1.8 ; Goscombe et Gray, 2007 ; Goscombe et al., 2017 et références). La subduction à l'extérieur des terranes côtiers s'est terminée par la collision du craton du Rio De La Plata intervenu aux environ ~630 Ma (Oriolo et al., 2016 ; Oriolo et al., 2017), entraînant l'obduction de l'arc le long de décollements à inclinaison faible vers l'ouest. L'orogénèse transpressive senestre subséquente à cette marge était régie par une lithosphère épaisse du craton du Congo dans l'avant-pays, produisant une forte partition cinématique, une accentuation des zones de cisaillement à l'échelle crustale et une réponse métamorphique appariée (Coward, 1983 ; Porada, 1989 ; Prave, 1996 ; Trompette, 1997). A l'intérieur et entre les frontières de la ceinture orogénique Kaoko, des provinces tectono-métamorphiques Nappes externes, Noyau orogène, Etendeka, Ugab et Mulden sont délimitées par des zones de cisaillement, des poussées ou des failles à l'échelle de la croûte orientées N-S (Figure 1.8 ; Goscombe et al., 2017). Les fronts orogéniques Kaoko et Damara fonctionnaient en même temps, les trois cratons étant coaxialement convergents pendant la période de ~550 à 530 Ma ; la marge SE du craton Rio De La Plata s'est dirigé contre celle du craton du Congo, et tous deux dépassent ensemble la marge du craton du Kalahari également vers le SE (Goscombe et al., 2017).

Figure 1.8- Carte géologique de la jonction de la ceinture de Damara et de la ceinture de Kaoko. La plupart des zones sont délimitées par des zones de cisaillement, des poussées ou des failles à l'échelle de la croûte, qui sont indiquées par des abréviations: ST : Sesfontain Thrust, PMZ : Purros Mylonite Zone, KMZ : Khumib Mylonite Zone, VMZ : Village Mylonite Zone, AMZ : Ahub Mylonite Zone, HMZ : Hartmann Mylonite Zone, TPMZ : Three Palms Mylonite Zone, OT : Outjo Thrust, AF Autseib Fault, GSZ/VDB : Goantagab Shear Zone (ligne Vrede-Doros-Brandberg), KGT : Khorixas- Gaseneirob Thrust, OMZ : Ogden Mylonite Zone, WT : Waterberg Thrust, OTT : Otjorongo Thrust, OML : Omaruru Lineament. D'après Goscombe et al., (2017).

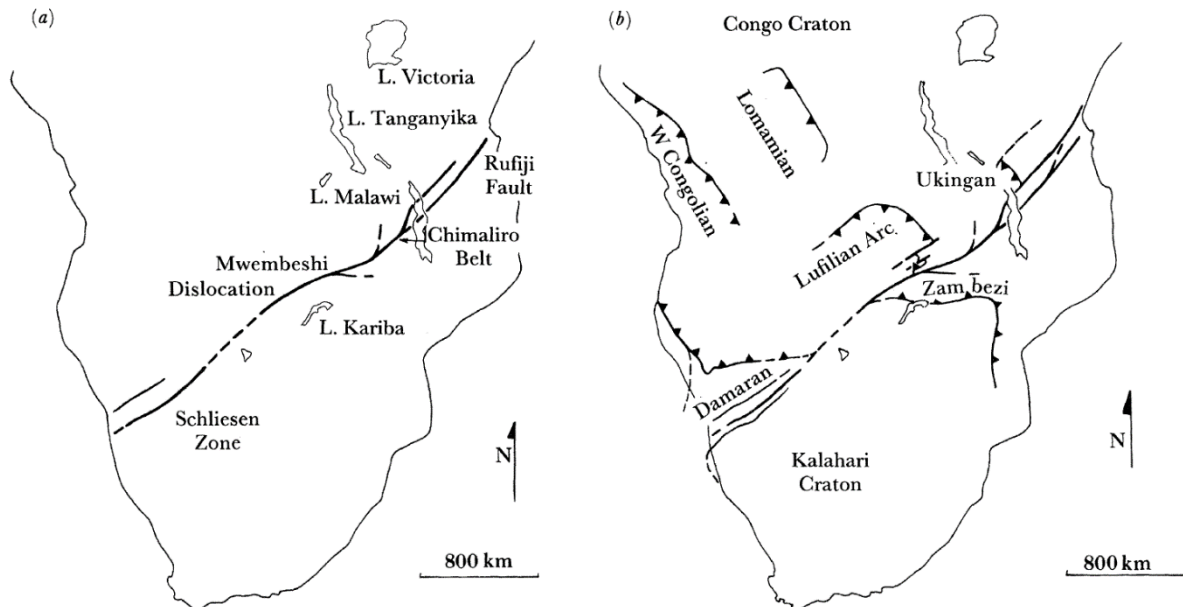


1.2.2.5 Orogenèse Damara (Zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi)

Région de l'ouest de l'orogénèse Damara.

600-520 Ma : La lithosphère océanique de Khomas à subducté sous le craton Congo à ~580-570 Ma (Barnes et Sawyer, 1980 ; Haack et al., 1982 ; Kasch, 1983 ; McDermott et al., 1996 ; Maloof, 2000 ; Jung et al., 2001). Elle est suivie de l'enregistrement des événements métamorphiques précoces liés à cette convergence le long de la ceinture de Damara et à la collision des cratons Congo et Kalahari à environ 530-520 Ma (Gray et al., 2006 ; Schmitt et al., 2012 ; Lehmann et al., 2015). Lors de cette collision continentale, les failles d'extension plus anciennes ont été réactivées sous forme des failles inverses qui séparent désormais des zones de différentes évolutions stratigraphiques et structurales, de qualité métamorphique (Figures 1.8 et 1.10 ; Miller, 1983 ; Daly, 1986, 1989) : la faille inverse Autseib (AF : Autseib Fault) ; poussée Otjohorongongo (OTT : Otjorongo Thrust), poussée de Waterberg (WT : Waterberg Thrust) ; Linéament Omaruru (OML : Omaruru Lineament). A l'intérieur des

frontières de la ceinture orogénique Damara s’est produit un des nombreux linéaments régionaux en Afrique australe à savoir la zone de cisaillement d’Okahandja-Mwembeshi (Figures 1.9, 1.10 et 1.11 ; Coward et Daly, 1984, Gray et al., 2006). Cette zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi est l’une des plus importantes zones de cisaillement transcontinentale néoprotérozoïque à paléozoïque qui s’étend à travers le sous-continent africain du nord de la Namibie au Botswana, à la Zambie et au Malawi (Daly, 1986, 1989).



Région de l’est de l’orogénèse Damara

Comme déjà signalé si haut, à l’est les ceintures Damara et Zambèze orientées E–W entre les cratons Congo-Bangweulu et le craton Zimbabwe – Kalahari (Figure 1.11) sont une des divisions de l’orogénèse de l’Afrique de l’Est (Johnson et al., 2005). Entre 560–510 Ma, la collision du craton du Zimbabwe-Kalahari avec le craton du Congo–Tanzanie–Bangweulu est accompagnée de métamorphisme (Boniface et Schenk, 2012 ; Goscombe et al., 2004) et de la métacratonisation de la ceinture Irumide (Kröner et al., 1997, 2001 ; De Waele et Mapani, 2002 ; Johnson et al., 2005, 2006 ; De Waele et al., 2006a, b, 2008, 2009) qui sépare ces deux. Ici la zone de cisaillement de Mwembeshi sépare les ceintures métacratonisées Irumide et Irumide australe (Johnson et al., 2005, 2006, 2007). Les principales failles constituent le système de cisaillement dextre Mwembeshi de la Zambie et du Malawi (Ring et al., 2002). Tandis que la zone de cisaillement Sanangoé-Mzarabani (Figure 12) produite dans la ceinture de la Zambèze sépare le craton Zimbabwe et la ceinture métacratonisée Irumide australe (Johnson et al., 2005, 2006, 2007, Eglinger et al., 2016).

(Johnson et al., 2005,

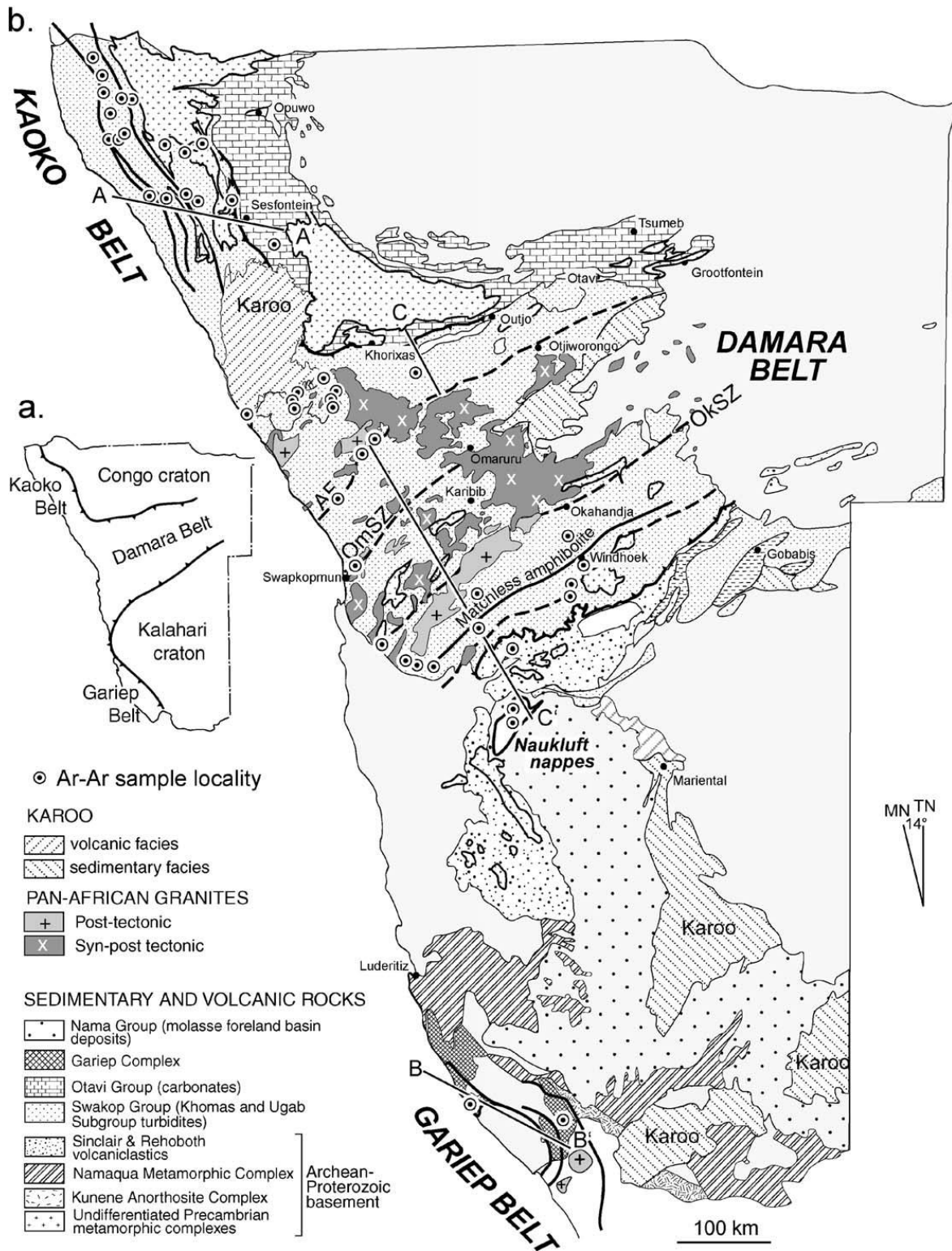


Figure 1.10 (a) Carte simplifiée montrant les ceintures qui définissent la nature de la triple jonction de collision de l'orogène de Damara, en Namibie. (b) Carte géologique de l'orogène de Damara montrant les principales unités géologiques, les principales failles et la répartition des roches plutoniques et du groupe de turbidités Swakop. AF : Faille Autseib; OmSZ: zone de cisaillement d'Omaruru; OkSZ: zone de cisaillement d'Okahandja. (D'après Gray et al., 2006)

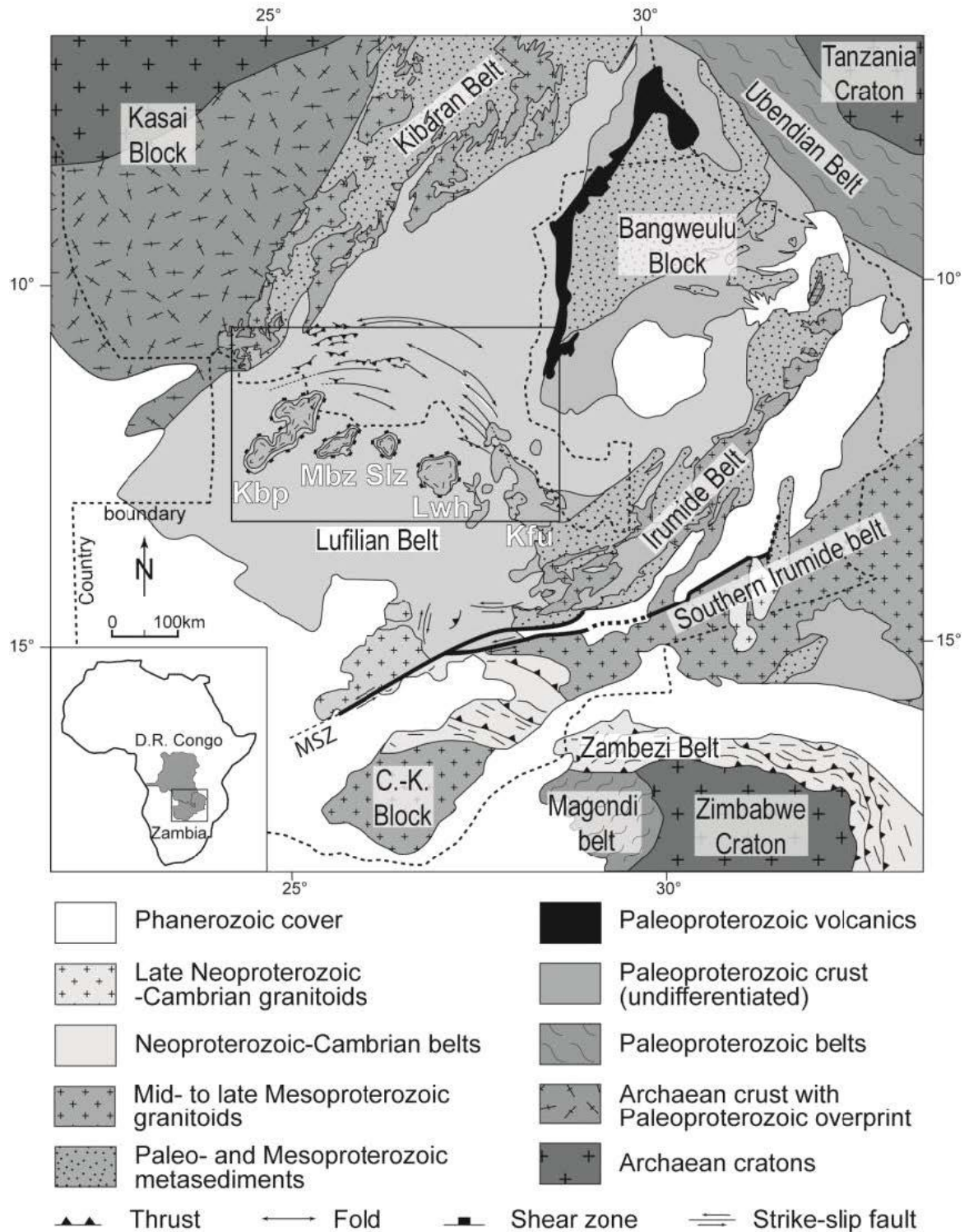


Figure 1.11-Carte géologique du bloc de Bangweulu, de la ceinture d'Irumide et des zones adjacentes. D'après Liégeois et al., (2013).

1.2.2.6 Ceintures de Zambèze

Au nord-est du Zimbabwe, la ceinture de Zambèze a une tendance E-W, convergeant vers une tendance NW-SE dans le nord-ouest du Mozambique. Elle borde les marges nord et est du craton du Zimbabwe qu'il sépare avec la ceinture metacratonisée Irumide Australe

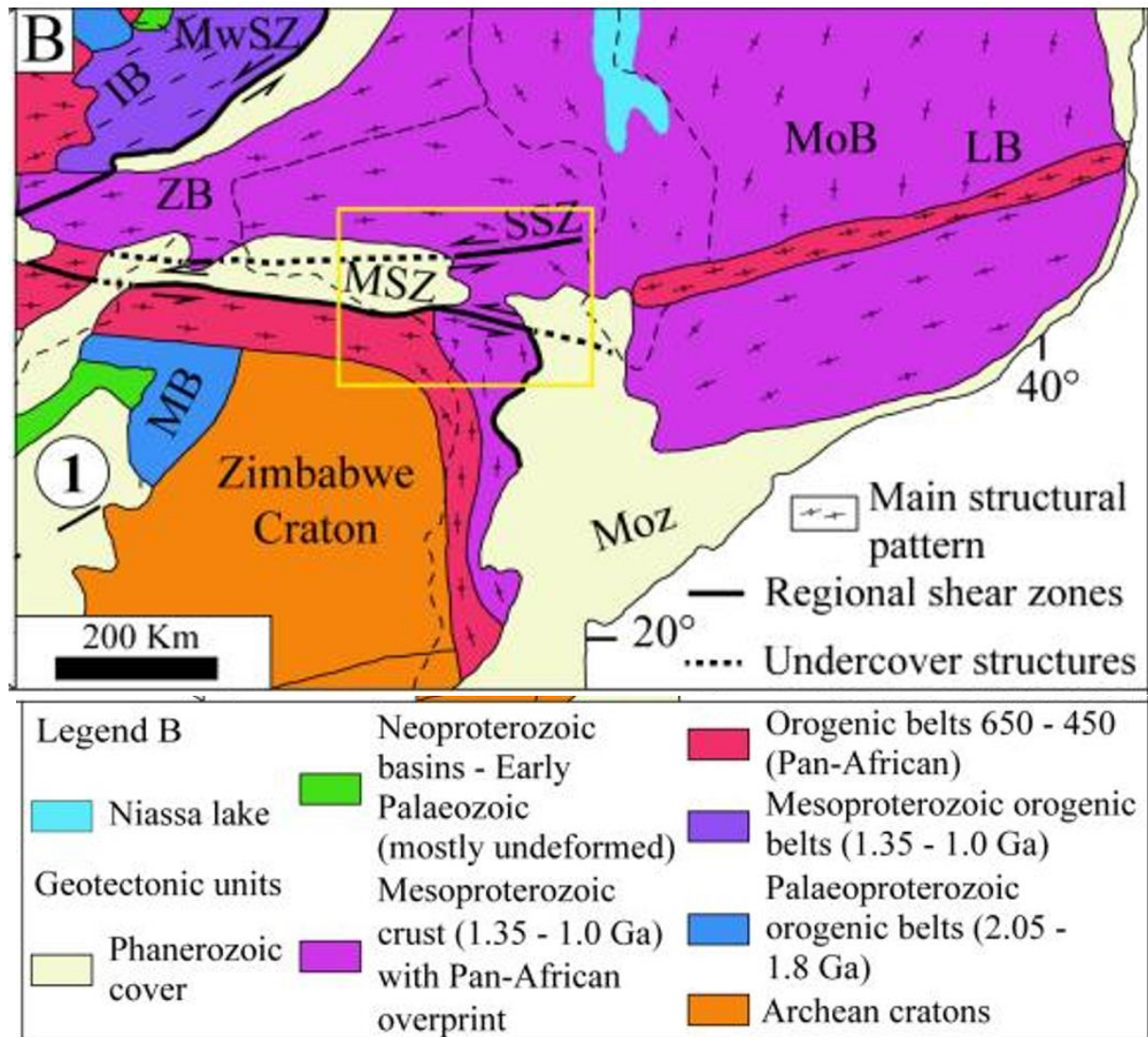


Figure 1.12-Cadre tectonique précambrienne simplifiée cadre de la ceinture Zambèze. 1 - Limite ouest archéenne (Zimbabwe) ; IB - Ceinture Irumide ; LB - Ceinture Lurio ; MB - Ceinture de Magondi ; MoB - Ceinture du Mozambique ; Moze : Pays du Mozambique ; MSZ - Zone de cisaillement de Mzarabani ; MwSZ - Zone de cisaillement de Mwembeshi ; SSZ - Zone de cisaillement de Sanangoe ; ZB - Ceinture Zambèze. Après Bicca et al.,2017.

(Johnson et al., 2005, 2006, 2007, Eglinger et al.,2016). Vers l'est, le bras orienté nord-sud de la ceinture du Zambèze se confond avec la marge occidentale de la ceinture du Mozambique. Au nord, en Zambie, la ceinture du Zambèze est séparée de l'arc lufilien par la zone de cisaillement sinistrale Mwembeshi orientée ouest-sud-ouest-est-nord-est (Figures 1.9 et 1.11; de Swardt et Drysdall, 1964 ; Vrana et al., 1975, Eglinger et al.,2016). La phase principale de l'orogénèse collisionnelle dans la ceinture du Zambèze accompagnée d'un métamorphisme de haute qualité s'est produit à ~ 550–520 Ma, lors de l'assemblage du Gondwana central (Snelling, 1971 ; Vail et Snelling, 1971 ; Ridgway et Ramsay, 1986 ; Hanson et al., 1998 ; Jacobs et al., 1998 ; Jamal et al., 1999 ; Mariga, 1999 ; Vinyu et al., 1999 ; Goscombe et al., 2000 ; Müller et al.,2000 ; Kröner et al., 2001,2002 ; Hargrove et al.,2003 ; Meert, 2003). Les structures assemblées ont été déformées par le chevauchement sud-vergent panafricain,

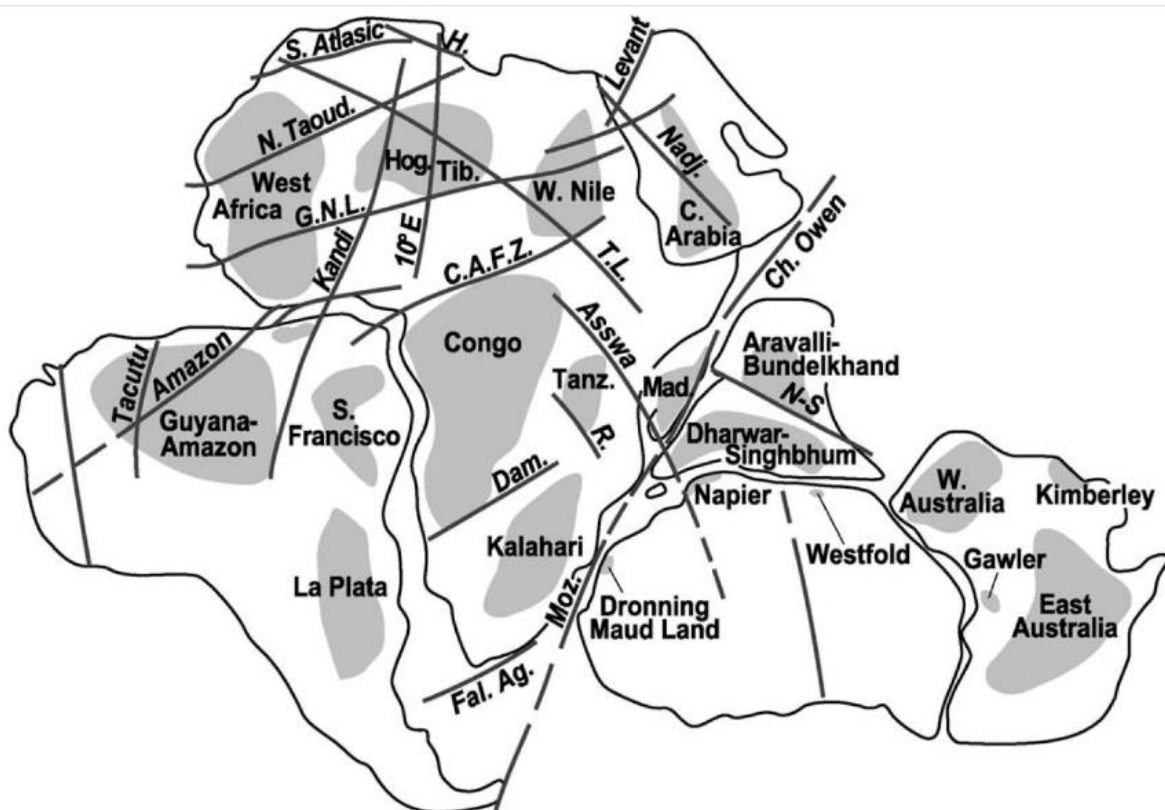
associé par endroits à un cisaillement transcurrent ou transpressionnel, suivi d'un refoulement vers le nord (ex. Barton et al., 1991, 1993 ; Hanson et al., 1994 ; Hargrove et al., 2003 ; Hanson, 2003). Parmi ces structures les zones de cisaillement de Sanangoe (SSZ) orientée E-W au Mozambique et de Mzarabani qui sont des structures ductiles transpressionnelle (Figure 1.12 ; Bicca et al.,(2017)). Bien avant la phase de collision, une phase de subduction de la lithosphère océanique dans la ceinture du Zambèze avec le craton du Kalahari surplombant le craton du Congo a été enregistré entre **660–610 Ma** (Vrana et al., 1975 ; John et Schenk, 2003 ; John et al., 2003, 2004).

1.2.3 L'évolution paléozoïque

1.2.3.1 Cadre géodynamique paléozoïque

La fin des événements orogéniques panafricains a rendu la plaque africaine d'aujourd'hui dans un emplacement intérieur du Gondwana, lié à l'ouest par ce qui est maintenant la plaque sud-américaine, à l'est par l'Arabie, Madagascar, l'Inde et l'Antarctique. Les événements orogéniques ultérieurs au phanérozoïque ne sont donc généralement enregistrés que dans les zones de la plaque africaine qui se trouvaient aux marges du Gondwana, c'est-à-dire les parties de l'extrême nord et l'extrême sud (Daly et al., 1992 ; Visser, 1992 ; Scotese, 1986 ; Jurdy et al., 1995 ; Catuneanu et al., 1998 ; Torsvik, 1998 ; Guiraud et Bosworth, 1999 ; Rozendaal et al., 1999 ; Coward et Ries, 2003 ; Haddoum et al., 2001 ; Piqué et al., 2002; Guiraud et al., et al.,2005).

1.2.3.2 Du cambrien précoce au permien tardif (540-250 Ma)



Du cambrien précoce au permien tardif, l'intérieur de l'Afrique est resté relativement

Figure 1.13-Zones de failles majeures du Gondwana, d'après Guiraud et al., (2000). Les cratons archéens et paléoprotérozoïques apparents en gris sont entourés des Zones Mobiles. Ag, Agulhas ; C, Central ; CAFZ, Zone de Faille Centrafricaine ; Ch, Chaîne ; Dam, Damara ; Fal, Falkland ; GNL, linéaments guinéo-nubiens ; H, Hodna ; Hog, Hoggar ; Moz, Mozambique ; N-S, Narmada-Son ; N Taoud, Linéament du nord de Taoudenni ; R, Rukwa ; Tanz, Tanzanie ; TB, Trans-Brasilano ; Tib, Tibesti ; TL, Tibesti Linéament.

stable (Guiraud et al.,2005 et références). Durant cette période, il n'y a pas modification des directions des champs des contraintes compressives le long des ceintures orogéniques Transsaharien et centrafricaine, Kaoko, Damara, Bas-Zambèze et de l'Afrique de l'est. Toutefois, ces processus orogéniques et post-orogéniques ont créé des linéaments majeurs telles que les zones de cisaillement d'Okahandja-Mwembeshi produite dans la ceinture Damara (Daly et al., 1986, Gray 2006 ; Figures 1.9 ,1. 10 et 1.11), Sanagoe et Mzarabani produite dans la Ceinture Bas-Zambèze (Bailey et al.,2000 ; Bicca et al.,2017) et diverses failles majeures gondwanaises (Figure 1.13) qui traversent les cratons précambriens et les ceintures panafricaines. Durant les stades panafricains, ces failles ont principalement agi comme des failles décrochantes sub-verticales (Guiraud R. et al.,2005). Parmi les principales zones de failles reconnues en Afrique à cette période Gondwanaise, le SFAOC renfermaient déjà les failles décrochantes dextres N-S, par exemple la zone de faille Kandi (Guiraud et Alidou, 1981, Caby, 1989) ou la zone de failles 10°E (Massa, 1988, Guiraud et al., 2000), les failles majeures N70E par exemple la zone de faille d'Afrique centrale (Cornacchia et Dars, 1983) et une famille des failles NW-SE senestres par exemple la zone de faille Asswa. Tandis qu'en Afrique australe, les systèmes des failles Damara renfermaient la famille de failles NE-SW dextres (Ball, 1980) qui séparaient les cratons Congo et Kalahari.

1.2.3.3 Phanérozoïque (250-0Ma) : Mésozoïque - Cénozoïque (250 -0 Ma)

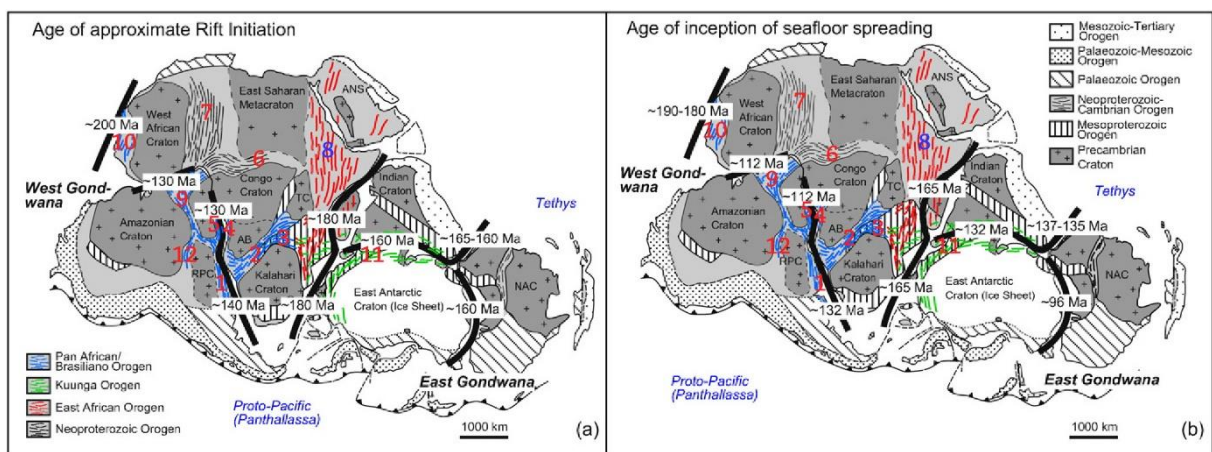


Figure 1.14 - Âges approximatifs de début de (a) rifting et (b) propagation du fond marin pendant la dispersion du Gondwana. Abréviations : AB : Angola Block ; ANS : Bouclier arabo-nubien ; NAC : Craton d'Australie du Nord ; RPC : Craton du Rio de la Plata ; CT : Craton de Tanzanie. D'après Will et al., (2017).

L'évolution géodynamique de la plaque africaine tout au long du Phanérozoïque peut être généralement considérée en termes de rupture polyphasée du supercontinent Gondwana (Guiraud et Bosworth, 1999), et peut donc être considérée, globalement, comme liée à la tectonique extensionnelle avec périodes intermittentes de tectonique compressif moins influent. En grande partie en raison de la rareté des événements compressifs qui ont affecté la plaque africaine pendant le Phanérozoïque (Guiraud et al., 2005).

En Afrique de l'ouest, l'ouverture de l'Atlantique lors de la dislocation du Gondwana aurait entraîné un changement des champs de contraintes sur les cratons archéens Ouest Africain, Congo et les Métacraton Sahara. Ce changement des champs de contrainte a entraîné un changement de régime de déformation compressif le long des ceintures orogéniques trans-sahara et centrafricaines en régime de déformations essentiellement extensif-décrochant qui caractérisent la déformation intraplaque actuelle le long de la majeure partie du Système des Rifts de l'Afrique de l'Ouest et Centrale (SFAOC : SFAO + SFAC, Figure 1.19 ; Burke & Dewey, 1974 ; Benkhelil et al., 1988 ; Maurin & Guiraud, 1993 ; Nürnberg & Müller 1991 et ce travail). Au sud du Gondwana occidental, ce changement de régime de déformation intraplaque s'est manifesté en Amérique du Sud, tandis qu'au sud de l'Afrique, la déformation compressive caractérisant l'orogène panafricain Damara entre les cratons Congo se poursuivrait d'Ouest à l'Est de la Namibie au Mozambique.

En Afrique de l'est, la rupture du Gondwana s'est déroulée en deux étapes à savoir le rifting de l'Est de l'Afrique (séparation Gondwana occidental et Gondwana oriental) et l'ouverture du Rift Est Africain (séparation de la Nubie avec l'Arabie et avec la Somalie). Cette dernière aurait entraîné un changement des directions des champs des contraintes sur les cratons archéens Congo-Bangwelu et le Métacraton Irumide Austral (Figure 1.11). Ce changement des champs de contrainte a entraîné un changement de régime de déformation compressif le long de la section est de la Zone de cisaillement de Mwembeshi qui sépare le craton Congo-Bangwelu et Irumide Australe en régime des déformations essentiellement extensif-décrochant qui caractérisent la déformation intra-plaque actuelle le long de cet axe sismique. Tandis que le long de la ceinture Bas-Zambèze, les compressions panafricaines persistent entre les cratons Kalahari Zimbabwe et le métacraton Irumide Austral séparé par les failles coulissantes de Mzarabani (Bailey et al., 2000).

Je reviens dans la suite de ce paragraphe sur une synthèse de ces événements.

1.2.3.4 Afrique de l'Est

1.2.3.4.1 1^{ère} étape : Le rifting de l'Est de l'Afrique (Séparation Gondwana occidental et Gondwana oriental).

A environ 180 Ma a commencé le rifting considéré comme l'étape initiale de l'éclatement du Gondwana, le rifting qui séparait le Gondwana occidental (Arabie-Afrique et Amérique du Sud) du Gondwana oriental : Antarctique, Australie, Inde, Madagascar et Nouvelle-Zélande (Bumby A.J. and R. Guiraud, 2005). L'extrusion a commencé à environ 183 Ma (Duncan et al., 1997) et est considéré comme les premiers stades de l'éclatement du Gondwana. Les schémas d'essaims de digues, qui ont agi comme des alimentateurs pour les basaltes aux inondations du Karoo suggèrent que les faiblesses préexistantes du sous-sol, telles que la ceinture panafricaine du Mozambique, contrôlaient la remontée de magma et l'orientation du centre émergé (Hunter et Reid, 1987 ; Uken et Watkeys, 1997).

1.2.3.4.2 2^{ème} étape : Le rifting de l'Afrique de l'Est (Séparation Nubie avec Arabie et avec Somalie)

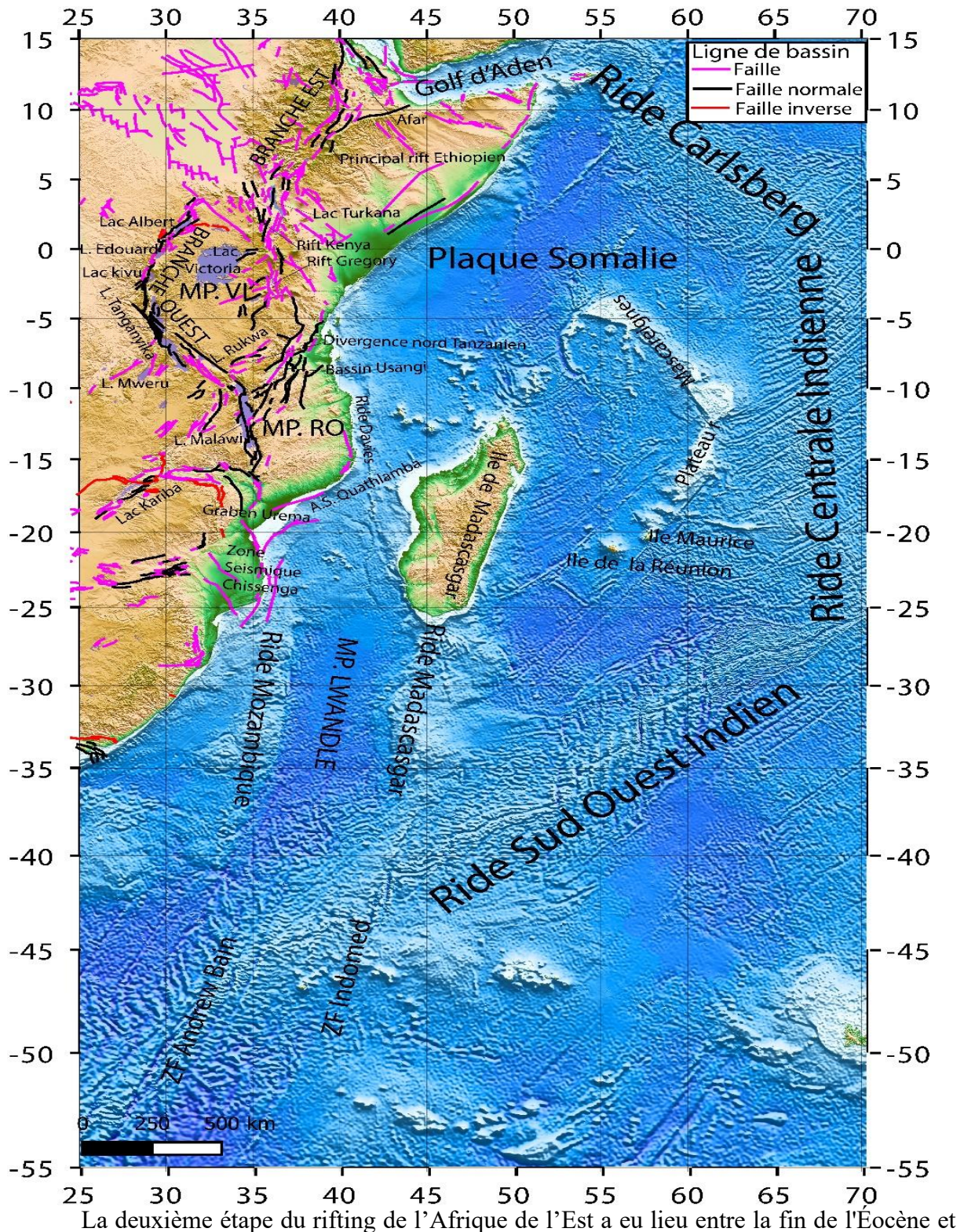


Figure 1.15-Principales structures du SREA. Les données SRTM30_PLUS (Shuttle Radar topography Mission) ont été utilisées pour la représentation de la topographie. Les failles d'après la carte tectonique de l'Afrique (CGMW, 2010). Les limites des microplaques (MP) africaines (VI : Victoria et RO : Rovuma) d'après Saria et al., (2013,2014), AS : Axe Sismique.

le début du Miocène (Guiraud et Bellion, 1995), et est généralement associée à un rifting continu aux marges et dans la plaque afro-arabe. La mer Morte, la mer Rouge et le golfe d'Aden se sont fissurés pendant cette période, et le rifting dans le REA s'est poursuivi jusqu'à ces derniers temps.

Le long du SREA s'accommode le mouvement divergent entre les plaques Nubie et Somalie. La segmentation de premier ordre est associée à cinq branches d'une longueur totale de 5000km, à savoir du nord au sud : le rift éthiopien, les rifts est et ouest qui se joignent autour du rift Rukwa et le bassin Usangi et bordent le craton tanzanien, les rifts Malawi, Urema, le prorift Urrongas, l'axe Sismique Quathlamba, la crête Davie (Figure 1.15). 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 perturbées et relativement asismiques qui ont été définies comme trois microplaques rigides Victoira au nord, Rovuma au sud et Lwandle plus au sud (Hartnady 2002 ; Figure 1.15).

De -45 à 35 Ma, la première période de volcanisme intense du REA se produit au niveau de la frontière entre l'Éthiopie et le Sud-soudan avec la mise en place d'une séquence de près d'un à deux kilomètres d'épaisseur de laves basaltiques (Davidson et Rex, 1980 ; Ebinger et al., 1993 ; George et al.,1998). Vers -35-25 Ma, le volcanisme s'étend vers le sud jusqu'au nord du rift kenyan (à l'ouest de l'actuel lac Turkana, Figure 1.15) (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. De -18 à -15 Ma, les premiers signes de rifting sont observés dans les secteurs sud et central du rift éthiopien (WoldeGabriel et al.,1990 ; Ebinger et al.,2001) vers le nord. Vers -8 à-5 Ma, l'activité atteint le nord de la Tanzanie vers -8 à-5 Ma (Macdonald et al.2001), vers le sud.

De nombreux indices géophysiques et géochimiques montrent que cette distribution et cette chronologie du magmatisme et de la tectonique sont étroitement liées à l'activité du panache mantellique le long du rift éthiopien et de la branche est du craton tanzanien (George et al., 1998 ; Ebinger et Sleep, 1998 ; Ebinger et al.,2000).

1.2.3.5 Systèmes des failles et zone des cisaillements Okahandja-Mwembeshi (ZCOM) de la ceinture Damara

A l'est de la ZCOM, les failles ont été réactivées à plusieurs reprises toujours en failles inverses, c'est-à-dire sans inversion du régime compressif gondwanais. Par exemple, la réactivation mésozoïque le long de la faille Waterberg/Linéament Omaruru (WF/OL) qui est documentée par le décalage des roches sédimentaires triasiques au nord-est d'Omaruru et par le décalage ou la troncature d'unités dans le complexe crétacé d'Erongo (Holzförster et al., 1999). Le long de cette même faille WF/OL les différences de paléo-températures ont été interprété par Raab et al., (2002) comme une preuve de la réactivation du Crétacé tardif en faille inverse. La faille d'Autseib a connu également une réactivation post-Damara toujours en faille inverse comme le montrent les décalages de roches intrusives du Crétacé (Clemson et al.,1999). En plus de ces caractéristiques à l'échelle régionale, une déformation fragile se produit sur de nombreuses failles localisées dans plusieurs essaims de l'est de la ceinture de

Damara (Ouest Okavango jusqu'à la côte namibienne).

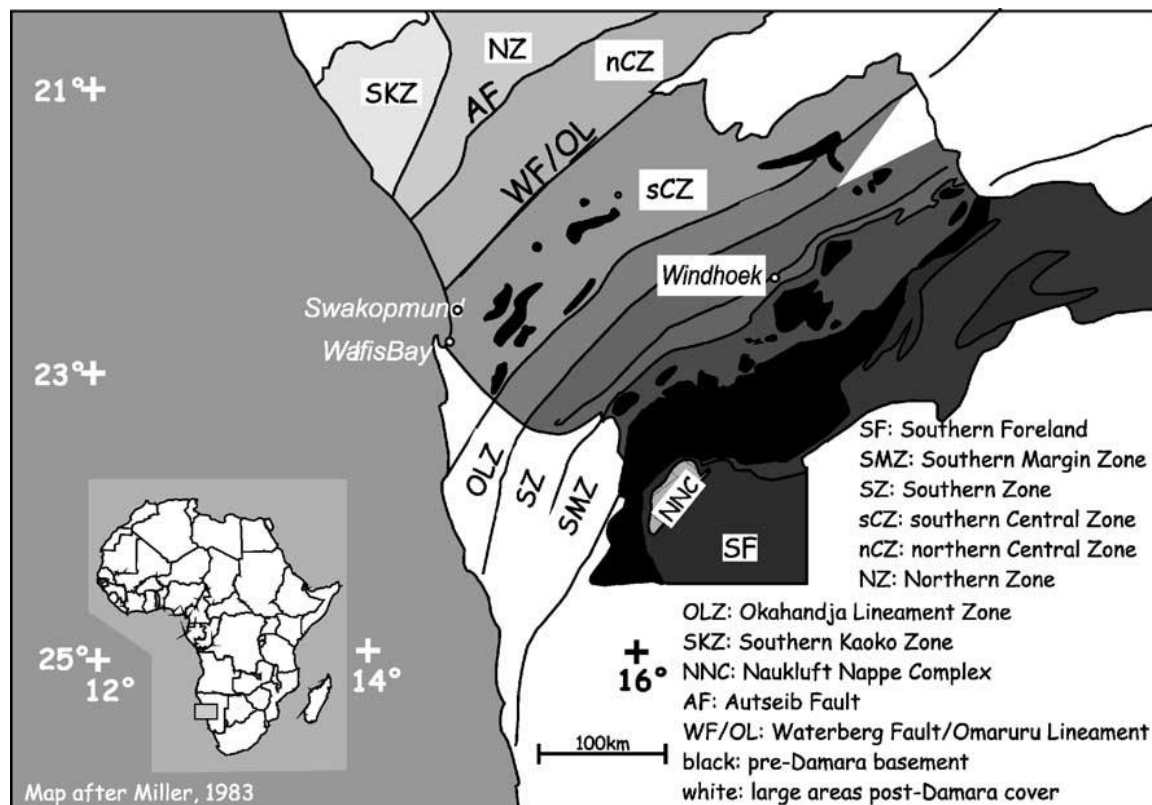


Figure 1.16- Zones tectono-statigraphiques de la ceinture panafricaine de Damara du centre de la Namibie. La zonation selon Miller (1983) est basée sur la stratigraphie, la structure, le degré de métamorphisme, la distribution des roches plutoniques et la géochronologie. Les linéaments forment des zones de cisaillement ductiles profondes et fortement inclinées (D'après Ritter et al., (2003).

A l'est de la ZCOM, la tectonique d'extension pendant la période du Karoo qui a affecté l'ensemble du sud-est de l'Afrique a produit un certain nombre de grabens orientés NE notamment le rift de Luangwa qui se prolonge jusqu'au delta d'Okavango de l'est de la Zambie (Bailey et al., 2000). C'est-à-dire que régime compressif gondwanais a été inversé en régime extensif actuel. Daly et al. [1989], cependant, a conclu à partir des géométries de failles dans le rift du Zambèze que l'extension était dirigée vers l'ENE.

1.2.3.6 Système des failles et Zone des cisaillement de la ceinture Zambèze

Durant le phanérozoïque, l'événement du rifting Karoo a provoqué un changement de régime de contraintes transpressives en régime des contraintes transtensionnelles autour des failles et zones des cisaillements de la ceinture orogénique Zambèze (Casting, 1991 ; GTK Consortium, 2006 ; Fernandes et al., 2015). Les failles Estima, Mwanza, Magoé et la zone de cisaillement Mzarabani ont été réactivées à plusieurs reprises en failles transcurrents, senestres et normales (Bicca et al., 2017). Dans le nord-ouest du Mozambique, la zone des failles phanérozoïques normales orientées E-W de Magoé, Estima et de Mwanza longe le sud du Bassin Cabora Bassa (f. Magoé) traverse le fleuve Zambèze (faille Estima) et rejoint le rift Malawi (faille Mwanza). Par contre plus sud du Bassin Cabora Bassa jusqu'au sud de Bas-Zambèze, la faille Mzarabani orientée NNW-SSE se prolonge jusqu'au sud du Bas-Zambèze (Figure 1.17, Bicca et al., 2017). La faille Mzarabani forme la limite actuelle du craton

Zimbabwe-Kalahari et de la ceinture métacratonisée Irumide. Elle est considérée dans cette étude comme une limite entre deux blocs tectoniquement différents.

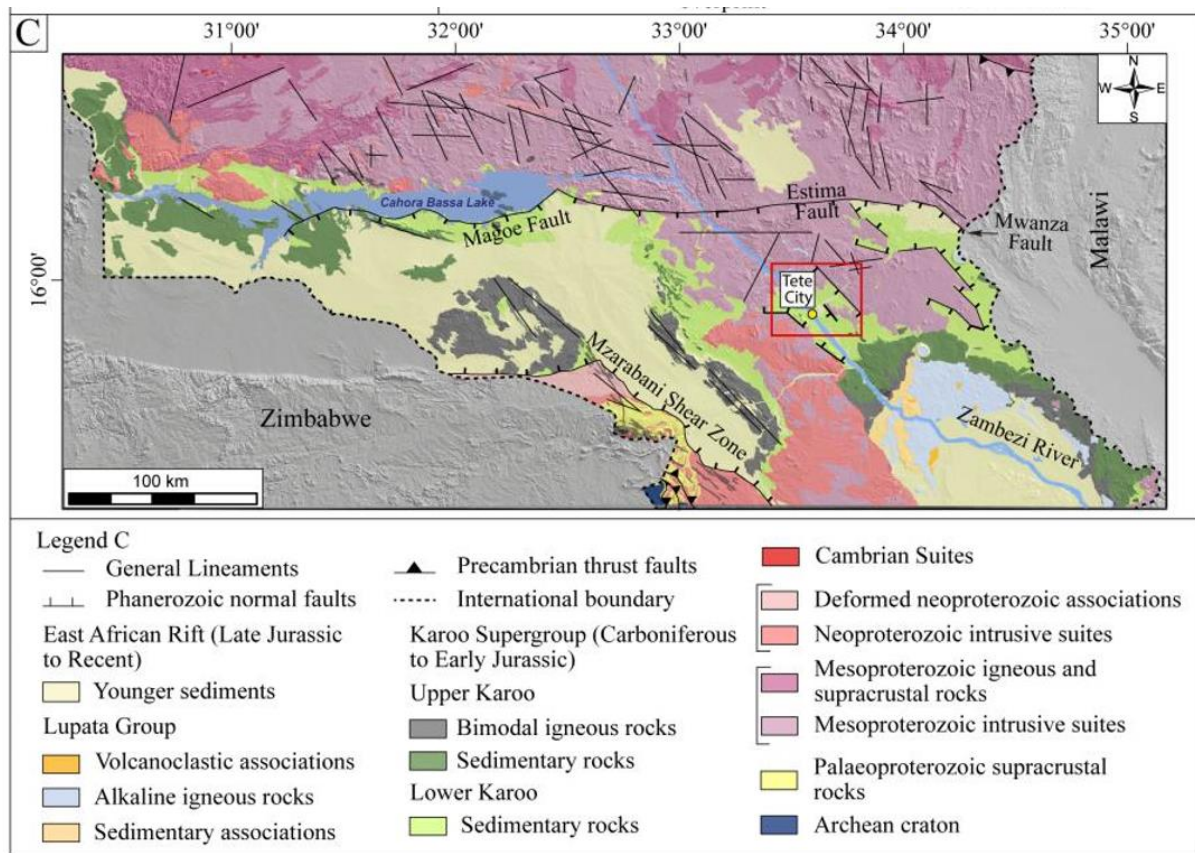


Figure 1.17-Carte géologique simplifiée du nord-ouest Mozambique. Après Bicca et al., 2017.

1.2.3.7 Système des failles et Zone des cisaillement de la ceinture Kaoko

Cette région est couverte des roches volcaniques de la grande province ignée Etendeka (Jerram et al., 1999) qui ont été misent en placet durant de la période de ~ 135 Ma (Renne et al., 1992 ; Turner et al., 1994 ; Baksi, 2017). Ces roches volcaniques ont été mises en place peu de temps avant ou au début du rifting de l'Atlantique Sud à cette latitude (Beglinger et al., 2012 ; Stica et al., 2014 ; O'Connor et Jokat, 2015 ; Salomon et al., 2016) via des dykes d'alimentation qui suivent généralement les structures de Kaoko et de la ceinture Damara (Figure 1.18; Hawkesworth et al., 1992 ; Trumbull et al., 2004 ; Salomon et al., 2017).

La majorité des failles normales sont principalement des zones de cisaillement parallèles dans la ceinture de Kaoko (Salomon et al., 2015b). Au sud de la ceinture de Kaoko, des linéaments perpendiculaires à la marge existent dans la ceinture néoproterozoïque de Damara à orientation ouest (Coin, 2008), mais une réactivation importante du tissu de la ceinture de Damara est proposée pour le campanien (83,6 et 72,1 Ma)/maastrichtien (-72,1 et -66,0 Ma) en dehors de la période du de l'ouverture de l'Atlantique Sud (Raab et al., 2002). Au large des côtes, la morphologie de la marge continentale du nord-ouest de la Namibie se dirige doucement vers le nord-ouest jusqu'à ce que la crête de Walvis, formée par le point chaud de Tristan da Cunha (Figure 1.21), soit atteinte.

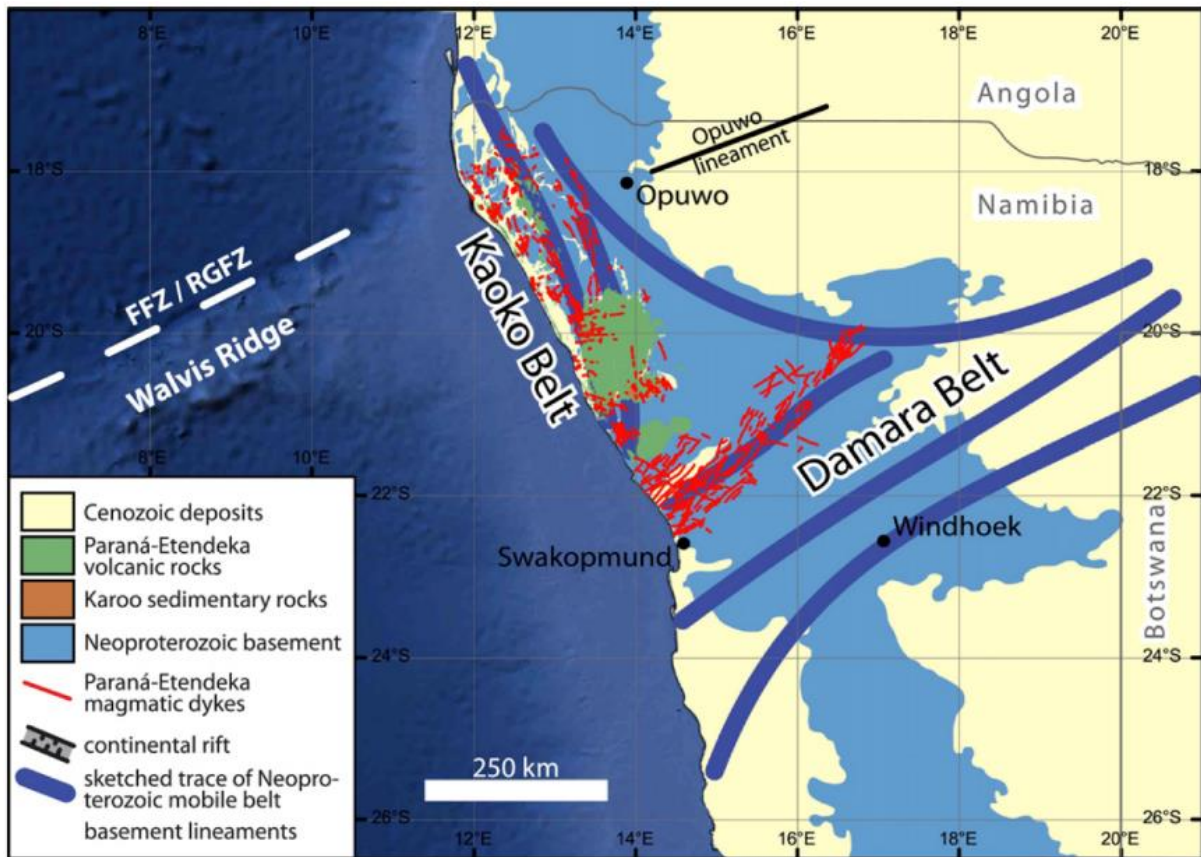


Figure 1.18 - Carte géologique du nord de la Namibie et image Bathymétrique du plancher océanique. FFZ / RGFZ : Zone de fracture de Florianópolis/Zone de fracture de Rio Grande. D'après Salomon et al., (2017).

1.2.3.8 L'évolution temporelle de l'ouverture de l'Atlantique équatoriale et centrale : Déformation dans le Système de Rift de l'Afrique de l'Ouest et Centrale (SFAOC)

1.2.3.8.1 Chronologie des évènements majeurs

Plusieurs études ont démontré que la reconstruction de l'ouverture de l'Océan atlantique nécessite l'existence d'une déformation autour du SFAOC (Figure 1.19 ; Burke & Dewey, 1974 ; Benkhelil et al., 1988 ; Maurin & Guiraud, 1993 ; Nürnberg & Müller 1991). Le modèle tectonique global de SFAOC est un ensemble des Bassins interconnectés s'étendant du Nigéria et du Cameroun, sur la côte atlantique, jusqu'au Soudan à l'est via le Tchad et la République Centrafricaine, et vers le nord du Lac Tchad vers le Rift Ténééré, Amguid-Gassi-Touil et 10° dans l'Algérie Méridionale.

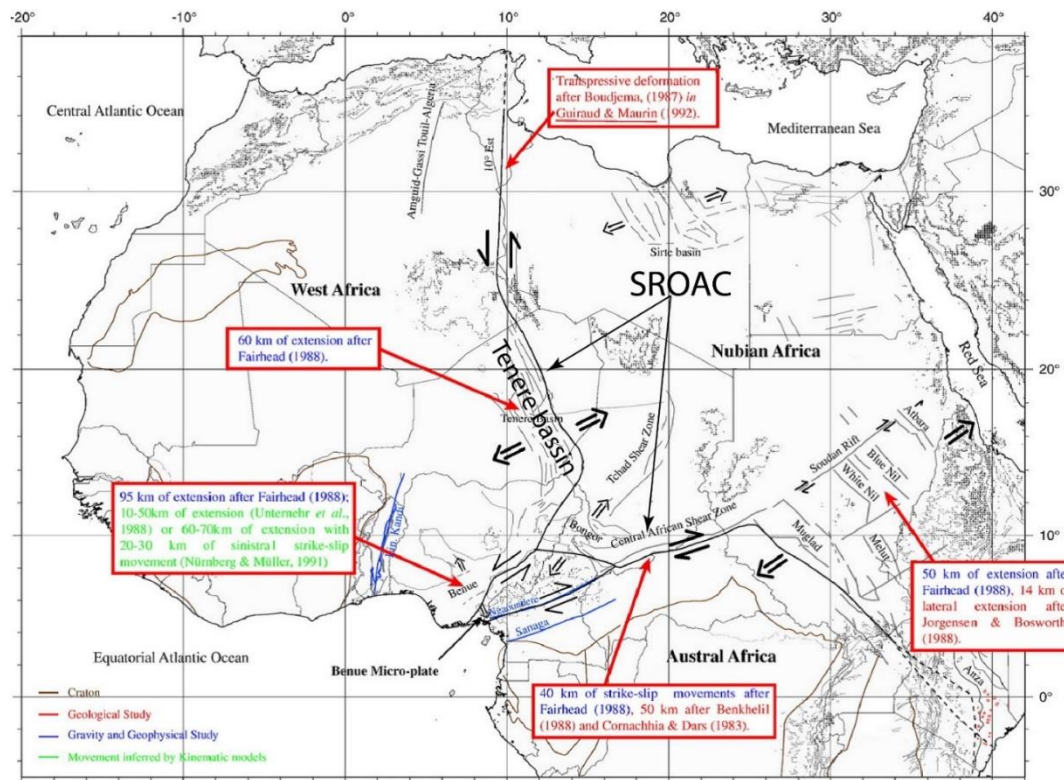


Figure 1.19 - Carte structurale générale de la partie nord de la plaque Nubie d'après Moulin et al., (2010). Les auteurs ont rapporté sur cette carte une compilation des données géologiques et géophysiques publiées concernant les Bassins du Crétacé (informations quantitatives et qualitatives) et la déformation continentale maximale sur la plaque africaine. L'origine de l'information est donnée en différentes couleurs (rouge pour la géologie, bleu pour la géophysique et vert pour les modèles cinématiques). D'après Guiraud et Maurin (1992), la plaque africaine a été dissociée en trois blocs majeurs : l'Afrique de l'Ouest, l'Afrique Nubienne, les blocs Austral. La déformation intraplaque entre ces blocs est résumée sur une seule ligne (lignes noires épaisses) dans un but graphique.

142-120 Ma

Au sein du SFAOC, le rifting a été initié au Crétacé inférieur orthogonalement à la direction d'extension E-W à N70E avec des bassins à demi-graben se développant entre le nord du Nigeria et l'ouest du Soudan. Cette ouverture est accompagnée d'une phase de déformation à l'intérieur de l'Afrique, avec une transtension dans le sud du Tchad, au nord du Cameroun et dans le fossé de Haut Bénoué, un mouvement sénestre le long du système de failles Amguid-Gassi Touil-Algérie et 10°E et une déformation décrochant sénestre dans la zone de cisaillement centrafricaine avec une petite composante extensive (Boudjema, 1987 ; Guiraud et Maurin, 1992 ; Guiraud et al., 2000 ; Fairhead 1988 ; Genk 1992, Guiraud et Maurin 1992). Dans le rift soudanais, composé des bassins de Muglad, Nil Bleue, Nil Blanc et Melut, le mouvement global est extensif (Fairhead 1988 ; Jorgensen et Bosworth 1988, Fairhead et al., 2013). La terminaison SE du rift est mal définie, mais le rift crétacé d'Anza (Bosworth et

Morley, 1994) pourrait correspondre à la fin définitive des limites de la plaque.

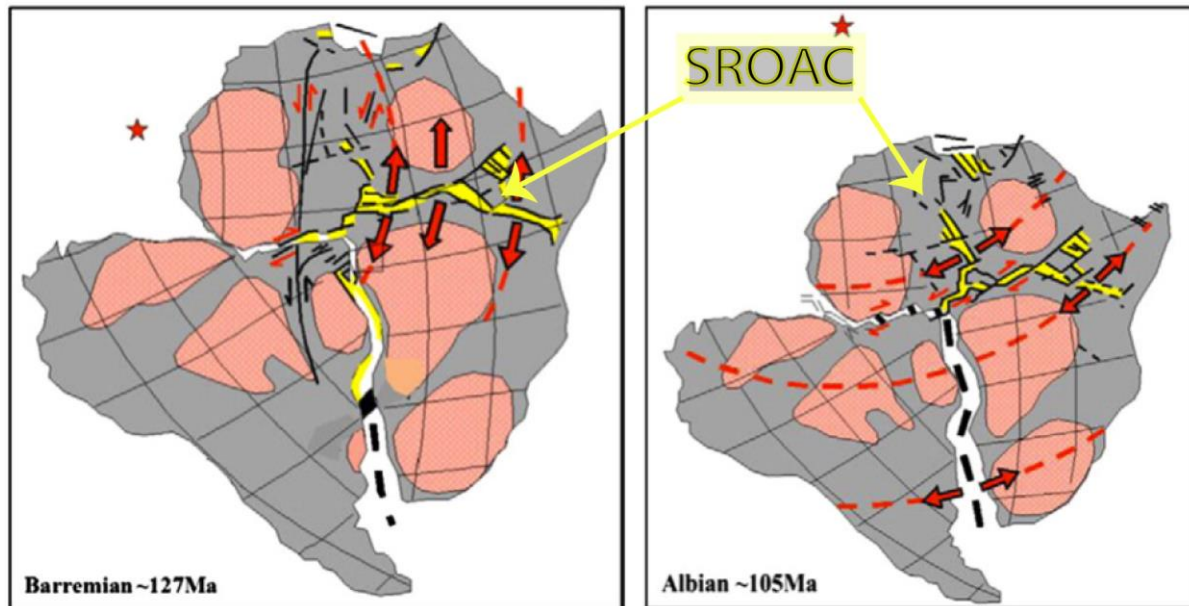


Figure 1.20 - Le changement du champ de vitesses de l'Afrique a entraîné des changements significatifs dans le développement des SFAOC comme illustré par l'image de gauche : la première phase d'extension (pré-ouverture de l'Atlantique équatoriale) des SFAOC au début du Crétacé (Barremian ~ 130 Ma) avec ouverture dans une direction plus nord-sud nécessitant un sous-plateau africain. Le pôle d'Euler situé au large de la côte de l'Afrique de l'Ouest (étoile rouge). À droite : par l'Albien (~ 105 Ma), les mouvements des plaques ont changé en Afrique à cause du stade avancé de la séparation des plaques d'Amérique du Sud. D'après Fairhead et al., (2013).

Ainsi, la plaque Afrique du Crétacé est séparée en trois blocs tectoniques principaux : Sahara occidental (ou Afrique de l'Ouest), Sahara Oriental (Afrique Nubienne) et Afrique Australe (ou Centrale + Australe) (Figure 1.19 ; Guiraud et al., 1992 ; Moulin et al., 2010). Les frontières entre ces blocs forment des bandes de déformation plus ou moins continues représentées par des lignes simples à des fins graphiques, mais la déformation est répartie latéralement des deux côtés de cette ligne, à l'intérieur des ceintures de suture. Ces ceintures des sutures forment le Système des Failles de l'Afrique de l'Ouest et Centrale (SFAOC). Le bloc Sahara oriental se déplaçait vers le nord par rapport au bloc Sahara occidental fixe au Barremien tandis que le bloc Central et Austral se déplaçait vers le nord-est en réponse à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (Guiraud et Maurin, 1992 ; Figure 1.20A),

119-101 Ma

Les rifts ont continué à se développer dans la fosse Bénoué, au Soudan et au Kenya ainsi que dans les bassins Termit/sud Ténére, tous fournissant des preuves de l'extension NE-SW.

Un changement dans la direction du mouvement des plaques de l'Afrique du Nord-Est s'est produit dans l'Aptien moyen, lié à une forte activation de la zone de cisaillement sénestre Maghrébine-Anatolie du Sud et à l'accélération de l'ouverture du bassin Méditerranée orientale (Guiraud et Maurin, 1992 ; Figure 1.20B).

Rift tardif (100-85 Ma)

Cette période est caractérisée par une diminution du taux de subsidence et peut être considéré comme une relaxation thermique (Genik 1993). Cependant, dans le bassin de Muglad et le long de la fosse Bénoué, les rifts ont continué à se développer.

Inversion du bassin du Santonien tardif (84 Ma)

Cet événement résulte d'une modification des mouvements de la plaque autour de 84 Ma (Guiraud et Bosworth, 1997). La plaque afro-arabe a ensuite fortement tourné dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, ce qui a provoqué le début de la collision avec la plaque eurasiennne (Olivet et al., 1984).

Ces événements sont liés aux changements dans la direction et les vitesses d'ouverture des océans Atlantique Central, Atlantique Sud et Atlantique Nord, ainsi que des géométries résultantes (Binks et Fairhead, 1992, Guiraud et al., 1992, Fairhead et al., 2003).

Cet événement de compression a été reconnu dans la fosse de la Basse Bénoué, dans le sud du Tchad, et s'étend le long de la zone des failles centrafricaines. La direction de raccourcissement était NNW-SSE. Dans les bassins de Termit/sud Ténére et du Soudan, seule une légère déformation trans-générationnelle est identifiée (Fairhead et al., 2013).

Rifting sénonien tardif (83-66 Ma)

La régression de l'environnement marin a eu lieu pendant le Campanien et le Maastrichtien bien qu'une voie maritime existait encore à l'ouest du Hoggar. La sédimentation au sein des SFAOC était dominée par des formations terrigènes continentales.

Fin de la tectonique crétacée (65 Ma)

Cet événement était similaire à l'événement de raccourcissement dans le Santonien et est associé à un fort plissement et à des failles décrochantes (Avbovbo et al., 1986, Benkhelil, 1988). Dans le système de Failles de l'Afrique centrale (SFAC), les directions de raccourcissement sont difficiles à identifier en partie à cause de l'érosion. Dans le bassin de Ténére, les failles normales orientées NW-SE ont été rajeunies et des failles et des plissements mineurs ont eu lieu dans les bassins du Rift soudanais.

Paléocène et l'Éocène moyen ou le rifting (65-38 Ma)

Le rifting s'est poursuivi le long des gorges du Ténére et du Soudan Central, orientées NW-SE. Se déplaçant dans le bassin de Gongola, la dépression de Bénoué indique une direction d'extension ESE-WNW à E-W. Certains basaltes datés de 46 Ma sont observés au Cameroun indiquant le début du volcanisme.

Transpression précoce de l'Éocène tardif (~ 37 Ma)

Un événement majeur de compression de l'Éocène tardif est identifié le long de la marge téthysienne afro-arabe (Guiraud et Bellion, 1995) et correspond à l'événement de plissement de la ceinture maghrébine du nord-ouest africain et à la déformation transpressionnelle autour du massif du Hoggar. La direction de l'événement de raccourcissement est ~ N160°E.

Développement de l'Éocène tardif à récent (36-0 Ma)

Dans le SFOAC, il y a eu un soulèvement général entraînant l'accumulation de sédiments continentaux seulement appelés « terminaux continentaux » (Fairhead J.D. et al., 2013). Un bref épisode de compression a interrompu le développement du bassin dans les premiers Burdigaliens (~ 21 Ma) avec une direction de raccourcissement de ~ N40° à N70°E (Fairhead J.D. et al., 2013). À l'heure actuelle, la région est considérée comme étant en extension modérée ENE-WSW. Le volcanisme cénozoïque commence partout à 35 Ma en Afrique de l'Ouest et continue de nos jours (Burke, 1996 ; 2001). À l'Est, les basaltes cénozoïques du Hoggar, de l'Aïr, du plateau de Jos et de la ligne du Cameroun sont interprétés comme étant reliés à un magmatisme de point chaud (Marzoli et al., 2000 ; Burke, 2001 ; Ait-Hamou, 2006 ; Ngako et al., 2006).

Toutefois, des études des pétrologies permettent de supposer que le volcanisme du Cameroun résulterait de la fusion du manteau lithosphérique (Fitton, 1980 ; Halliday et al., 1990 ; Marzoli et al., 2000 ; Suh et al., 2003 ; Yokoyama et al., 2007). Des preuves de collision continentale ont été trouvées à la marge nord du craton du Congo, ainsi comme une anomalie de Bouguer positive associée à la Zone de cisaillement d'Afrique centrale, qui coupe le soulèvement d'Adamawa (Poudjom Djomani et al., 1997, Tadjou et al., 2009). Ceci serait en accord avec les modèles hybrides (plaque-panache et fusion lithosphérique) récents du magmatisme le long de la ligne volcanique du Cameroun (De Plaen et al., 2014 ; Gallacher & Bastow, 2012 ; Reusch et al., 2010 ; Ebinger et al., 2017).

1.2.3.8.2 Lien entre tectonique des plaques et les zones de fractures océaniques

Les données gravimétriques et magnétiques montrent que les structures tectoniques entre les zones de fractures océaniques et les SFAOC ont les mêmes directions (Fairhead et al., 2013). Il existe une liaison entre pôle d'ouverture de l'Atlantique et la déformation intraplaque. En effet, le pôle d'Euler montré à la Figure 1.20 pour l'Albien est cohérent avec les premiers pôles d'ouverture de l'Atlantique Sud alors que le pôle Barrémien est étroitement lié à la déformation interne de l'Afrique (Fairhead et al., 2013).

En outre Fairhead et al. (2013) ont établi une corrélation temporelle des discordances stratigraphiques observées dans le SFAOC et des changements d'azimut des Zones de Fracture (ZF) océanique en utilisant le diagramme de corrélation tectonique du Jurassique à récent pour le SFAOC et les bassins voisins construits par R. Guiraud pour CETECH (2002). Ils ont remarqué que la meilleure corrélation est observée pour les ZF de l'Atlantique centrale dont la partie orientale (à l'est de la dorsale médio-océanique) est la grande partie de la sous-plaque de l'Afrique du Nord-Ouest. On peut s'attendre à ce que ces changements d'azimut soient importants du fait qu'ils proviendraient d'une collision entre les plaques principales de l'Afrique du Nord-Ouest et l'Europe.

Depuis que le SFAOC coupe l'Afrique de l'océan Atlantique à l'océan Indien, le système de rift semble agir comme une barrière efficace de déformation ouest-est aux contraintes provenant de la collision des plaques Afrique du Nord-Europe. Comme pour l'adage « Une chaîne est aussi forte que son maillon le plus faible », le SFAOC est le « maillon faible » de l'Afrique. Les changements dans le mouvement des plaques provenant de la collision de plaques Afrique du Nord-Ouest et Europe ont leur plus grand effet sur la plaque Nubie et ont été, dans une mesure considérable, absorbés dans les SFAOC par compression crustale, cisaillement et/ou extension.

Comme pour l'Afrique et l'Amérique du Nord, la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud s'est produite lors de la désintégration de la Pangée, et plus particulièrement de celle de Gondwana. Une séparation complète de l'Amérique du Sud et de l'Afrique est assignée à l'Albien (-113,0 à -100,5 Ma) (Eagles, 2007 ; Moulin et al., 2010 ; Torsvik et al., 2009 ; Veevers, 2004).

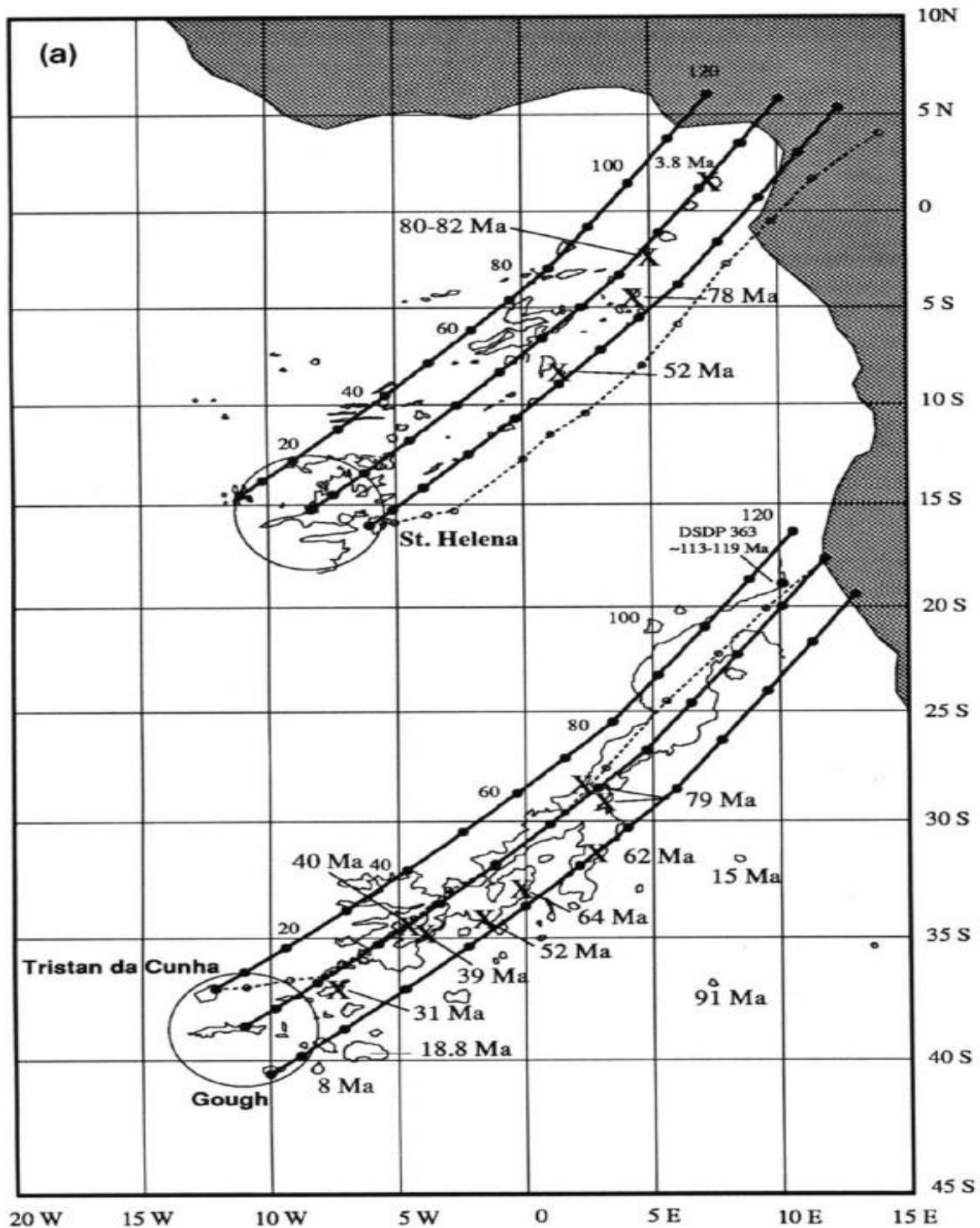
Les modèles cinématiques de reconstruction des plaques décrivent une évolution asymétrique du sous-réseau continental SE/S Brésil et de sa partie conjuguée à travers l'Atlantique, au nord-ouest de la Namibie. En effet, ces modèles ont montré que l'Amérique du Sud et l'Afrique ne correspondaient pas parfaitement au fait que les continents retrouvaient leur position initiale. Ce problème est généralement résolu en tenant compte de la déformation intra-plaque en Amérique du Sud, comme cela fut le cas en Afrique du Nord pour l'ouverture de l'Atlantique équatoriale et centrale. Tandis que l'Afrique Australe est restée stable.

Toutefois, deux LDCs majeures partant de la dorsale médio-atlantique aux marges continentales ouest de l'Afrique sont observables dans cette région : les chaînes volcaniques des monts sous-marins Sainte Hélène et Gough-Tristan da Cunha (Figures 1.1 et 1.21). La première rejoint le SFAOC via la partie maritime des chaînes volcaniques du Cameroun

1.2.3.8.3 Les chaînes des monts sous-marins Saint Hélène, Gough-Tristan da cunha et la Crête Walvis

Selon le modèle cinématique des points chauds fixes (Wilson, 1963 ; Morgan, 1971 ; Richards et coll., 1989), ces structures de déformation sont apparues depuis le début de la migration de la dorsale de l'Atlantique sud vers l'ouest loin des systèmes de plumes chaudes fixes de Sainte Hélène et Tristan da Cunha entre 80 et 60 Ma. La chaîne de Sainte-Hélène est une large bande de monts sous-marins et de crêtes volcaniques dispersés de l'île de Sainte-Hélène vers la côte africaine (Figures 1.1 et 1.21 ; Morgan W.J. 1971 ; Morgan W.J. 1981). La formation de cette chaîne est attribuée à l'activité d'un point chaud actuellement actif sous l'île de Sainte-Hélène et situé à environ 800 km à l'est de l'axe de la dorsale médio-

Atlantique (DMA).



La chaîne volcanique Gough-Tristan da Cunha est reliée à la province basaltique du

Figure 1.21 - D'après O'Connor et Roex, (1992), les traces modélisées du mouvement africain sur les points chauds sont représentées par les lignes épaisses reliant les extrémités sud-ouest de la chaîne du mont sous-marin de Sainte-Hélène et la crête de Walvis à la côte africaine. Les symboles (0) répartis suivant ces lignes représentent la progression de la plaque africaine à 10 Ma d'intervalle. Projection de Mercator.

Crétacé (132 Ma) Etendeka en Namibie par le biais de la crête volcanique faiblement sismique de Walvis (Figures 1.1 et 1.21). La crête est constituée de monts sous-marins et de plateaux volcaniques sous-marins qui montrent une nette progression d'âge et s'étendent de la marge continentale namibienne (nord-est) aux îles volcaniques de TdC et Gough (sud-ouest). Dans ce modèle des points chauds, l'évolution de ce linéament Walvis de fond marin orienté NE/SW est attribuée au mouvement des plaques sur un panache de manteau fixe (point chaud de Tristan da Cunha) situé à environ 450 km de l'axe DMA. Les laves de Tristan ont toutes moins de 0,5 Ma (Hicks et al., 2012) et l'île est toujours volcaniquement active ; l'éruption la plus récente date de 1961 (Baker et al., 1962).

Les traces des monts sous-marins et des îles volcaniques constituant la chaîne Sainte Hélène et la crête de Walvis fournissent ainsi un enregistrement du mouvement passé des plaques sur le point chaud lors de l'ouverture de l'océan Atlantique (Figure 1.21; O'Connor J.M. et R.A. Duncan, 1990 ; O'Connor et le Roex, 1992; Wilson, 1992; Gallagher et Hawkesworth, 1994; O'Connor et al., 1999, Rohde et al., 2013b; O'Connor et Jokat, 2015a, Homrighausen et al., 2018a). Dans la Figure 1.21, l'âge de l'île de Tinhosa Grande est de 3,8 Ma confirmant qu'il appartient à la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) et indiquant la séparation entre la chaîne des monts sous-marins Sainte Hélène et la LVC (O'Connor J. M. et le Roex A. P., 1992).

En outre, les données de roches volcaniques de type manteau enrichi provenant du point chaud Tristan montrent une progression de l'âge spatialement continue le long de la dorsale Walvis à partir de $114,1 \pm 0,4$ Ma à l'extrémité nord-est, près de la côte namibienne (Rohde et al., 2013b), à $68,2 \pm 0,7$ Ma près de l'extrémité sud-est (O'Connor et Jokat, 2015b). Les basaltes magmatiques d'Etendeka (135–132 Ma ; Renne et al., 1996 ; Renne, 2015) et les îles Tristan da Cunha et Gough (0,12–2,6 Ma ; Maund et al., 1988 ; Hicks et al., 2012) corroborent avec cette matrice, fournissant un soutien supplémentaire pour la progression de l'âge.

Bien que les chaînes de monts sous-marins respectives présentent de nombreuses caractéristiques d'un point chaud ou d'un panache de manteau (Morgan, 1971 ; Richards et coll., 1989), il y a plusieurs observations contradictoires. Les laves de la crête de Walvis, par exemple, ont des âges jusqu'à 40 Ma plus jeunes que prévu de la progression linéaire de l'âge à travers les laves les plus anciennes de la piste de Tristan-Gough (O'Connor et Duncan, 1990 ; Rohde et coll., 2013b ; O'Connor et Jokat, 2015a ; Homrighausen et coll., 2018a). En outre, les laves anormalement jeunes de la crête Walvis ont des compositions distinctes de ceux de type des manteaux enrichis qui proviendraient du point chaud Tristan da Cunha, ce qui indique que le volcanisme n'est pas directement lié au point chaud de Tristan-Gough (Homrighausen et al., 2018a, 2018b, Homrighausen et al., 2018c).

Pour tenter d'expliquer cette contradiction concernant la non-linéarité de la progression d'âge, O'Connor et Jokat (2015a) ont invoqué des complexités tectoniques liées aux interactions plume-crête pour la crête de Walvis. D'autres modèles, proposés pour expliquer les âges les plus jeunes de certaines laves, incluent des processus convectifs dans le manteau peu profond, de la faille et de la fracturation de la lithosphère océanique (Anderson, 2005 ; Fairhead et Wilson, 2005 ; Foulger et Natland, 2003 ; Foulger, 2018). La crête de Walvis se serait développée le long de zones de déformation qui ont pénétré de courtes distances dans la plaque à partir du DMA (Fairhead et Wilson, 2005).

Dans ce dernier modèle, le volcanisme est principalement déclenché par la libération

de stress épisodique. Ce modèle est soutenu par la découverte de l'activité magmatique sur la crête Walvis par Haxel J. H. et R. P. Dziak (2005). En effet, ces auteurs font remarquer qu'entre 2001 et 2002, des hydrophones amarrés dans l'Atlantique Nord ont enregistré une séquence de signaux explosifs et volcano-acoustiques provenant de la crête de Walvis. L'emplacement des essaims, centré sur le flanc nord d'un mont sous-marin (32.96 S ; 5.22 W) à une distance de 780 Km du point chaud Tristan da Cunha, ne semblait pas soutenir que cette activité magmatique serait liée à l'activité du point chaud Tristan da Cunha.

1.3 Structure interne

1.3.1 Structure crustale

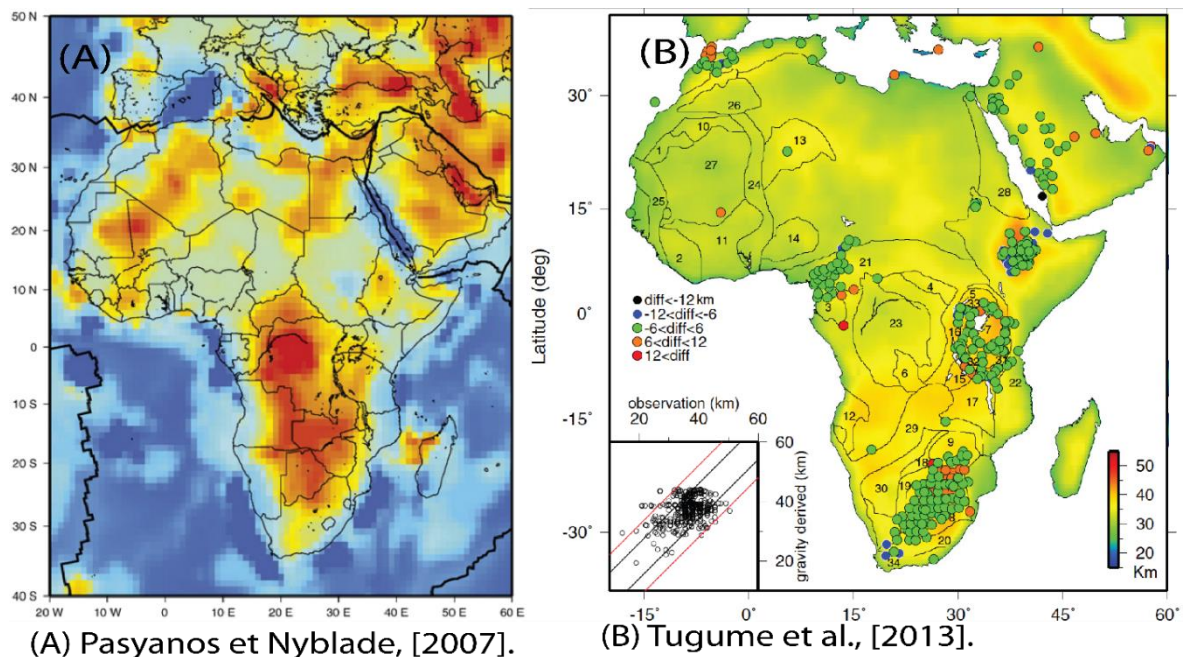


Figure 1.22 - (A) D'après Pasyanos and Nyblade, (2007) l'épaisseur crustale à partir des données tomographiques. - (B) D'après Tugume et al., (2013), l'épaisseur crustale dérivée de la pesanteur (km) Basée sur l'inversion 3D du modèle EIGEN-6C. Les lignes noires pleines montrent les limites de terrane de Begg et al., (2009), et les chiffres correspondent à des terranes spécifiques. Archéen : 1, bouclier de Reguibat ; 2, Man-Leo Shield ; 3, Bouclier Gabon-Cameroun ; 4, Bouclier Bomu-Kibalien ; 5 Craton Ougandais ; 6, Bouclier Kasai ; 7, Craton Tanzanie ; 8, Craton Kaapvaal ; 9, Craton Zimbabwe. Croûte archéenne avec remaniement protérozoïque : 10, au nord de Taoudeni ; 11, homme au sud de Taoudeni ; 12, Bouclier angolais ; 13, bloc touareg ; 14, bloc nigérian du Bénin ; 15, bloc de Bangweleu. Protérozoïque : 16, Kibaran ; 17, Irumide et Irumide méridional ; 18, Magondi ; 19, Kheis ; 20, Namaqua-Natal ; 21, Obanguides ; 22, Mozambique ; 23, Congo ; 24, pharusien ; 25, Mauritanides ; 26, Tindouf ; 27, Taudeni ; 28, bouclier arabo-nubien ; 29, Damara ; 30, Rehoboth ; 31, Usagaran ; 32, Ubendian ; 33, Rwenzori ; 34, Saldania. L'encart montre un graphique croisé des estimations de l'épaisseur de la croûte à partir des fonctions réceptrices et des valeurs dérivées de la gravité. Les lignes rouges indiquent +/- 6 km et les lignes noires indiquent +/- 3 km.

L'épaisseur crustale est donnée par la profondeur de la discontinuité des vitesses de propagation des ondes sismiques (discontinuité de Mohorovicic ou plus simplement Moho). Cette discontinuité est interprétée comme la limite physique et chimique entre la croûte et le manteau supérieur. Les principales synthèses sur la structure crustale à l'échelle continentale en Afrique sont données dans Pasyanos et Nyblade (2007) et Tugume et al. (2013).

La carte de profondeur du Moho de la première étude permet de diviser l'Afrique en plusieurs zones aux caractéristiques crustales différentes (Figure 1.22A ; Pasyanos et Nyblade, 2007), tandis que celle de la deuxième étude (Figure 1.8b ; Tugume et al., 2013) montrent que les terranes archéens et protérozoïques ont une gamme similaire d'épaisseurs crustales (environ 35-45km), des vitesses moyennes d'ondes de cisaillement crustales (~ 3,6-3,7 km/s), et des quantités similaires d'hétérogénéité dans la structure crustale inférieure, comme reflété dans l'épaisseur de la croûte la plus inférieure avec des vitesses d'onde de cisaillement $\geq 4,0$ km/s.

Cependant, dans le SFAOC précisément le long de la ligne volcanique du Cameroun (LVC), des études localisées de la structure crustale utilisant à la fois des sources sismiques passives et actives (Dorbath et al., 1986; Gallacher & Bastow, 2012; Meyers et al., 1998; Plomerova et al., 1994; Stuart et al., 1985; Tokam et al., 2010) et des études du champ gravitationnel (Fairhead et Okereke, 1987, Tadjou et al., 2009; Toteu et al., 2004) indiquent un amincissement de la croûte autour de cette région. La croûte mince (~ 25 km) résultant de l'extension est imagée sous le rift de Garoua, tandis que la transition du LVC au craton du Congo est une transition dans la profondeur du Moho de ~36 km à 43-48 km de profondeur (Gallacher & Bastow, 2012, Tokam et al., 2010). La vitesse crustale des ondes de cisaillement augmente également dans le craton à partir de LVC, passant de ~ 3,7 km/s à ~ 3,9 km/s (Tokam et al., 2010).

Sur la ceinture Damara (Delta d'Okavango), deux études locales basées sur les fonctions récepteurs (Yu et al., 2015b) et des données aéromagnétiques et gravimétriques (Leseane et al., 2015) ont proposé un modèle de la structure de la croûte. Ce modèle indique une croûte amincie sous le delta d'Okavango par rapport aux deux croûtes adjacentes. L'épaisseur de la croûte est estimée à 37-38 km dans les deux études sous le delta d'Okavango et 45-48 km sous les épais cratons contigus du Congo et du Kalahari.

1.3.2 Structure lithosphérique

La structure de la lithosphère peut être imagée par l'étude des anomalies des vitesses des ondes sismique S et P (Grant 1994, 1997, 2002). Les vitesses des ondes sismiques (S et P) sont affectées (1) légèrement par la composition lithosphérique sous le continent (Griffin et al., 1999 ; Poudjom Djoma ni et al., 2001 ; Deen et al., 2006) et (2) plus significativement par la température de l'intérieur du manteau supérieur. Cette dernière est considérée comme le facteur dominant contrôlant la vitesse des ondes sismiques (Goes et al. 2000 ; Faul & Jackson 2005).

Begg et al, (2009) font remarquer que les variations de composition dans le manteau sous le continent expliquent au moins 25% de la variation de la vitesse de l'onde S (V_s) montrée dans la Figure 1.23A (Griffin et al., 1999 ; Poudjom Djomani et al., 2001 ; Deen et al., 2006, Begg et, 2009). Et, à l'intérieur du manteau supérieur, la température est généralement considérée comme facteur dominant contrôlant la vitesse des ondes sismiques (Goes et al., 2000 ; Faul & Jackson 2005).

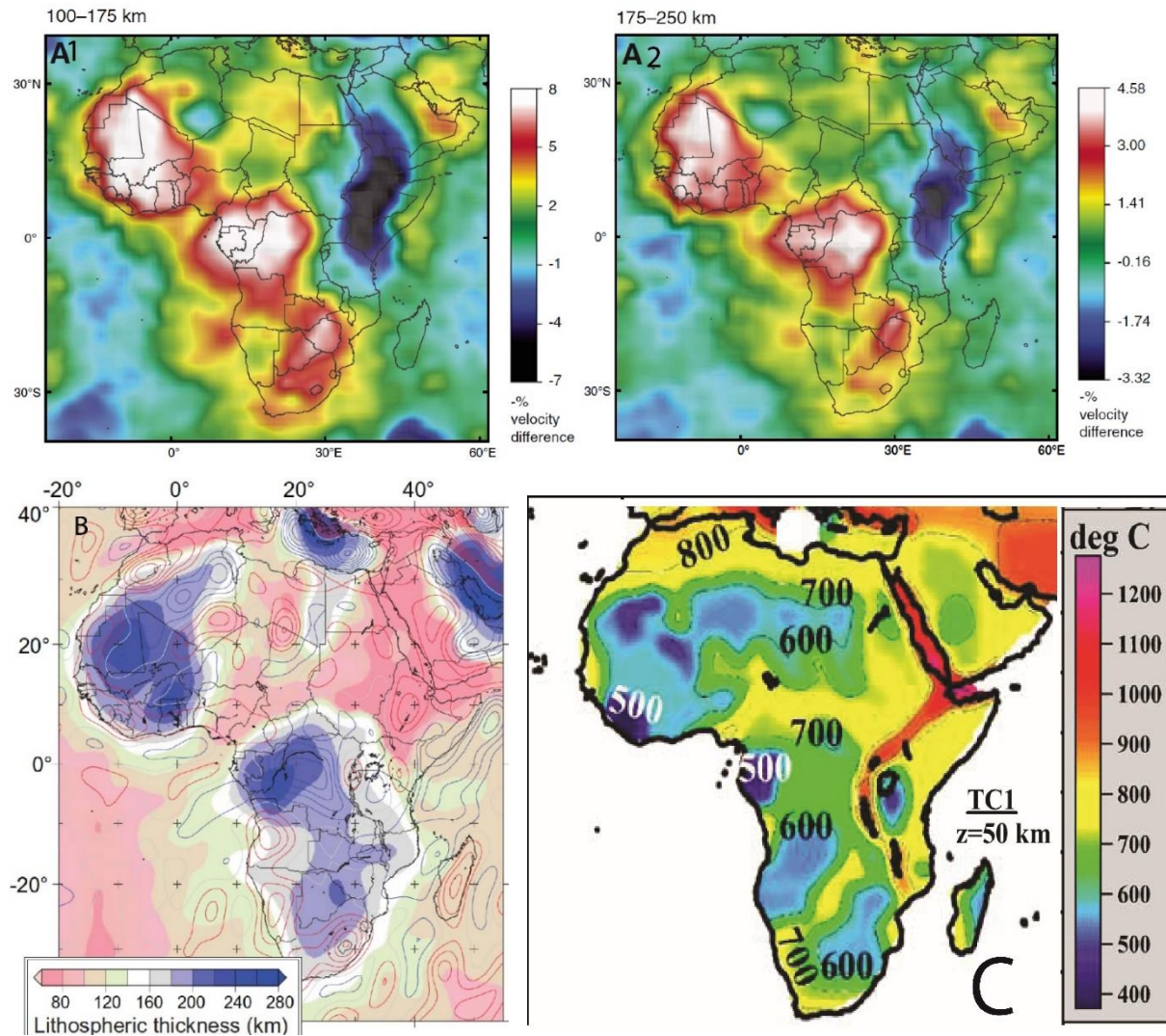


Figure 1.23 - Structures lithosphériques : (A) : L'image tomographique (variation de vitesse de l'onde S (V_s)) de l'Afrique : (A1) tranche de 100 à 175 km de profondeur. La vitesse de référence est de 4,5 km/sec. (A2) tranche de profondeur de 175 à 250 km. La vitesse de référence est de 4,48 km/s. D'après Begg et al.,(2009). (B) Estimations de l'épaisseur de la lithosphère à partir du modèle tomographique de Fishwick (2010). Les contours rouge (positif) et bleu (négatif) montrent les anomalies de gravité de l'air libre sur de grandes longueurs d'onde à partir des données GRACE (Tapley et al., 2005). D'après Fishwick et Bastow, (2011). (C) Modèle thermique global pour la lithosphère continentale TC1 contrainte sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$: température à 50 km de profondeur interpolée avec un filtre passe-bas. D'après Artemieva et al.,(2006).

Pour établir des modèles fournissant l'épaisseur lithosphérique en Afrique certains auteurs ont utilisé indépendamment les variations de composition (Fishwick and Bastow, 2011 ; Figure 1.23B), les variations des vitesses des ondes sismiques (V_s) qui la traversent (Begg et al., 2009, Figure 1.23A) et les variations thermiques lithosphériques (Figure 1.23C ; Artemieva et al.,2006). La partie suivante est une synthèse de ces trois études précitées qui fournissent presque les mêmes résultats

Les principales caractéristiques de la lithosphère en Afrique, présentées dans les Figure 1.23, sont :

Lithosphère précambrienne (ou cratons archéens) : Les figures 1.23A1,2 montrent que les Vs à des profondeurs de 100 à 175 indiquent bien les 3 cratons de l'Afrique de l'Ouest, du Congo et du Kaapvaal. A des profondeurs de 175 à 250 les Vs indiquent que les cratons Congo et de l'Afrique de l'Ouest persistent en tant que haute caractéristique tandis que le craton Kaapvaal n'a pas de haute signature. Caractérisés par des épaisseurs lithosphériques de 180 à 240 km (Figure 1.23B), les trois cratons sont plus froids que les autres structures lithosphériques (Figure 1.23C).

Rift Est Africain : L'épaisseur de la lithosphère est de l'ordre de 80 à 180 km. La lithosphère de la région continentale au bord des marges est des cratons Congo et Kalahari s'amincit de 180 à 120 jusqu'à la région océanique où elle est de l'ordre de 80 km. L'axe nord du rift est africain (rift éthiopien) est sous la lithosphère du type océanique (de l'ordre de 80 km) qui couvre la mer rouge et le bouclier arabo-sahara (Figure 1.23B). Les figures 1.23A1,2 indiquent que les Vs sont très faibles (couleur bleu foncé) dans la partie centre-nord. La zone de vitesse intermédiaire (vert clair à jaune) s'étend vers le sud du Rift. Le REA est plus chaud que les cratons surtout le long du rift Ethiopien avec des températures environnant 1100°C contre de températures d'environ 500°C pour le craton Tanzanien (Figure 1. 23C).

Bloc Sahara oriental : Dans ce bloc complexe, l'épaisseur de la lithosphère varie de 80 à 180km. A l'extrémité de la zone de subduction hellénique, l'épaisseur de la lithosphère sous les îles grecques et la Crête est de l'ordre de 200-240 km comme sous les cratons archéens africains. Son amincissement progressif se poursuit vers le sud sous la forme d'une colonne triangulaire orientée NO-SE longeant la frontière entre la Lybie et l'Égypte jusqu'au Nord est du Tchad. A des profondeurs de 100 à 175, le métacraton Sahara oriental semble constitué de plusieurs blocs distincts de vitesses sismiques intermédiaires, avec des zones à faibles vitesses entre eux. Le bloc archéen remanié au protérozoïque Touareg et son prolongement jusqu'au bord ouest du bouclier archéen arabo-nubien est moins chaud (Figure 1.23C).

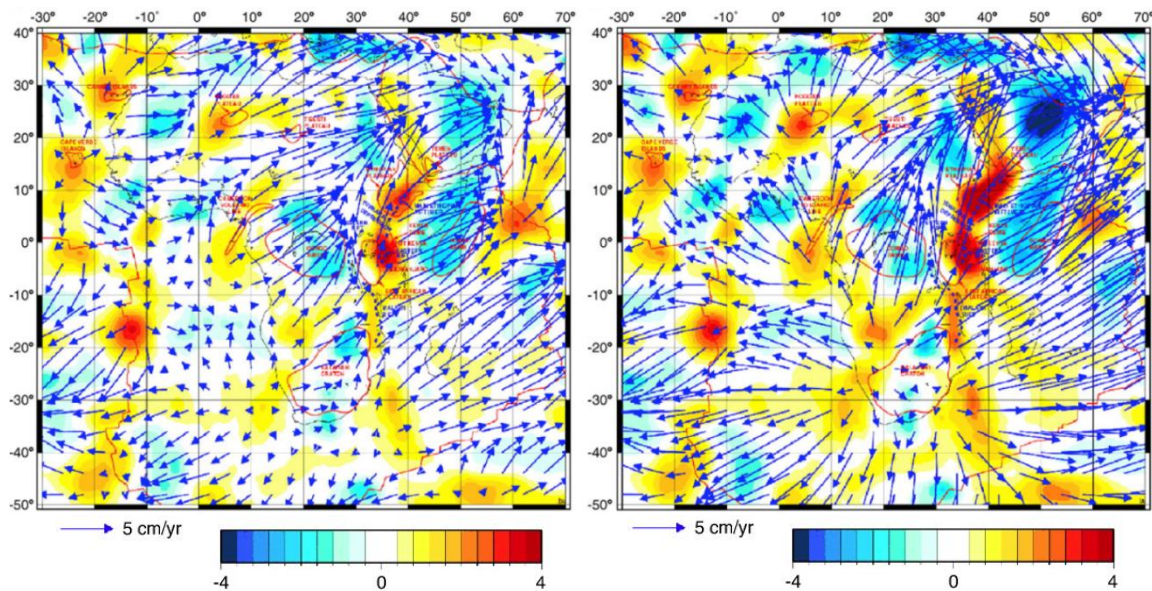
Zone mobile ouest-africain : l'épaisseur lithosphérique sous le massif du Hoggar est de l'ordre de 80 à 100 km. Elle est du même ordre sous le dôme de Tibesti. Les Vs sont également basses sous le Hoggar et intermédiaires dans l'ensemble de la zone. L'existence des faibles vitesses dans la région Hoggar jusqu'à des profondeurs de 175 à 250 km suggère qu'au moins dans le manteau supérieur, il représente une structure de type panache. La zone est relativement chaude avec une ceinture étroite froide (500°C à 50 km de profondeur) qui relie le métacraton Sahara oriental au Craton Ouest Africain.

Ceinture panafricaine oubanguiens : l'épaisseur de la lithosphère est de l'ordre de 80 à 180 km. La lithosphère s'épaissit vers les bordures des cratons et s'amincit dans le sens contraire. Cette ceinture repose sur les matériaux à vitesses sismiques intermédiaires. La ligne volcanique du Cameroun (LVC) ne montre aucune particularité comme la région du Hoggar dans la zone mobile ouest africaine. Ceci pourrait suggérer que le manteau supérieur de la LVC ne reposerait pas sur une structure de type panache. Cette ceinture est chaude avec des températures environnant 800°C à des profondeurs de 50 km.

Ceinture panafricaine Damara : Sur le bouclier Damara, l'épaisseur lithosphérique est de l'ordre de 80 à 100 km et de l'ordre 180 à 200 km sur la ceinture NO-SE qui relie le Craton Congo et le Craton Kalahari (Craton Zimbabwe et Craton Kaapvaal). Les Vs sont également faibles dans la ceinture orogénique Damara et élevée sur cette ceinture qui relie les deux cratons. Dans le manteau supérieur, la ceinture orogénique Damara devient une zone à Vs

nettement inférieure et des températures élevées environnant 800 °C sauf au sud du delta d'Okavango où on observe une zone étroite avec de température proche de 700°C à 50 km de profondeur.

1.1.1 Structure asthénosphérique



(A1) Profondeur de 250 km
Flux vertical (cm/an)

(A2) Profondeur de 250 km
Flux vertical (cm/an)

Figure 1.24 - D'après Forte et al.,(2010),l'écoulement convectif prévu du manteau sous la plaque africaine. (A1) Les taux prédits de flux horizontaux (flèches) et verticaux (contours) à une profondeur de 250 km obtenus à partir calcul de débit visqueux. Les principales caractéristiques physiographiques de surface (plateaux volcaniques et Bassins) sont délimitées en magenta. (A2) Débit prévu à 250 km de profondeur lorsque toute la flottabilité chimique dans la SASP est mise à zéro.

La dynamique à grande échelle du manteau profond sous la plaque africaine est dominée par l'influence de deux superplumes : le superplume sud-africain (Hager et al., 1985 ; Silver et al., 1988 ; Lithgow-Bertelloni et Silver, 1998 ; Behn et al., 2004) et le « Superplume d'Afrique de l'Ouest » (Figure 1.24A1,2 ; Forte et al., 2010). Le flux asthénosphérique rayonne vers l'extérieur dans toutes les directions à partir d'une région du manteau peu profond sous le craton du Kalahari située au-dessus de la partie centrale du superplume sud-africain (Figure 1.24A2).

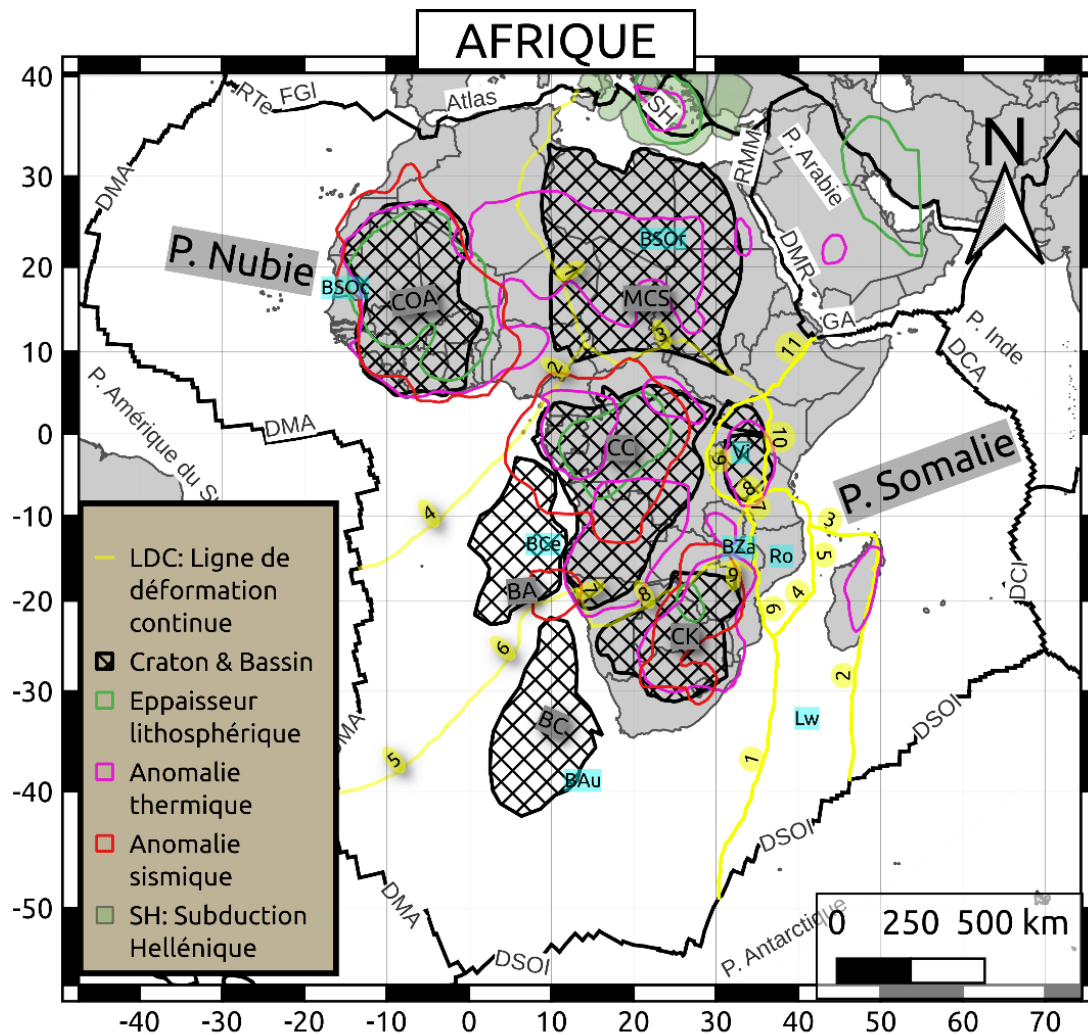


Figure 1.25 Synthèse des structures tectoniques de l'Afrique. Les contours des cratons et métacratons d'après Begg et al. (2009). La racine des cratons est également indiquée par l'anomalie de vitesse sismique de + 5% dans la couche située entre 100 et 175 km d'après Begg et al., (2009). L'épaisseur lithosphérique des cratons est supérieure à 200 km selon une étude par tomographie de Fishwick et Bastow, (2011). L'anomalie thermique inférieure à 600° C dans la couche à 50 km d'après Artemieva et al., (2006). Les blocs tectoniques nubiens, les microplaques Est-Africains et les lignes de déformation continue telles que décrites dans la figure 1.1.

L'amplitude de l'upwelling asthénosphérique au-dessous des systèmes du Rift Est Africain (REA) est comparable à celle de la crête médio-atlantique. Il peut être clairement délimitée vers le sud jusqu'à son intersection avec la limite des plaques Afrique-Antarctique. Le champ de déformation sous le REA, tel qu'illustré à la Figure 1.24.B (voir Régions (I) et (II)) est caractérisé par une corrélation locale entre l'upwelling du manteau et l'extension horizontale maximale partout orthogonale à l'axe du système de rift. Des centres d'upwelling bien définis sont également évidents (Figure 1.24A1) sous les massifs du Hoggar et du Tibesti en Afrique du Nord, au Cap Vert et aux Canaries, dans la ligne volcanique du Cameroun et

dans une région allant du sud de l'Angola au nord de la Namibie.

En définitive, la synthèse de l'histoire géologique de l'Afrique basée sur la reconstruction de l'ouverture de l'océan atlantique nous a fourni les premiers indices de subdivision de la Nubie en trois blocs tectoniques partant du crétacé à nos jours. Celle des études basées sur la tomographie sismique qui corroborent les indices sus-évoqués permet d'ajouter un quatrième bloc tectonique comme le montre la figure 1.25. Comme dans le premier paragraphe, l'on peut se poser des questions sur les mouvements relatifs entre ces différents blocs. Une question que la géodésie spatiale peut répondre.

1.4 Sismicité et régime de déformation des principales structures

1.4.1 La frontière de plaques indiquée au premier ordre par la sismicité

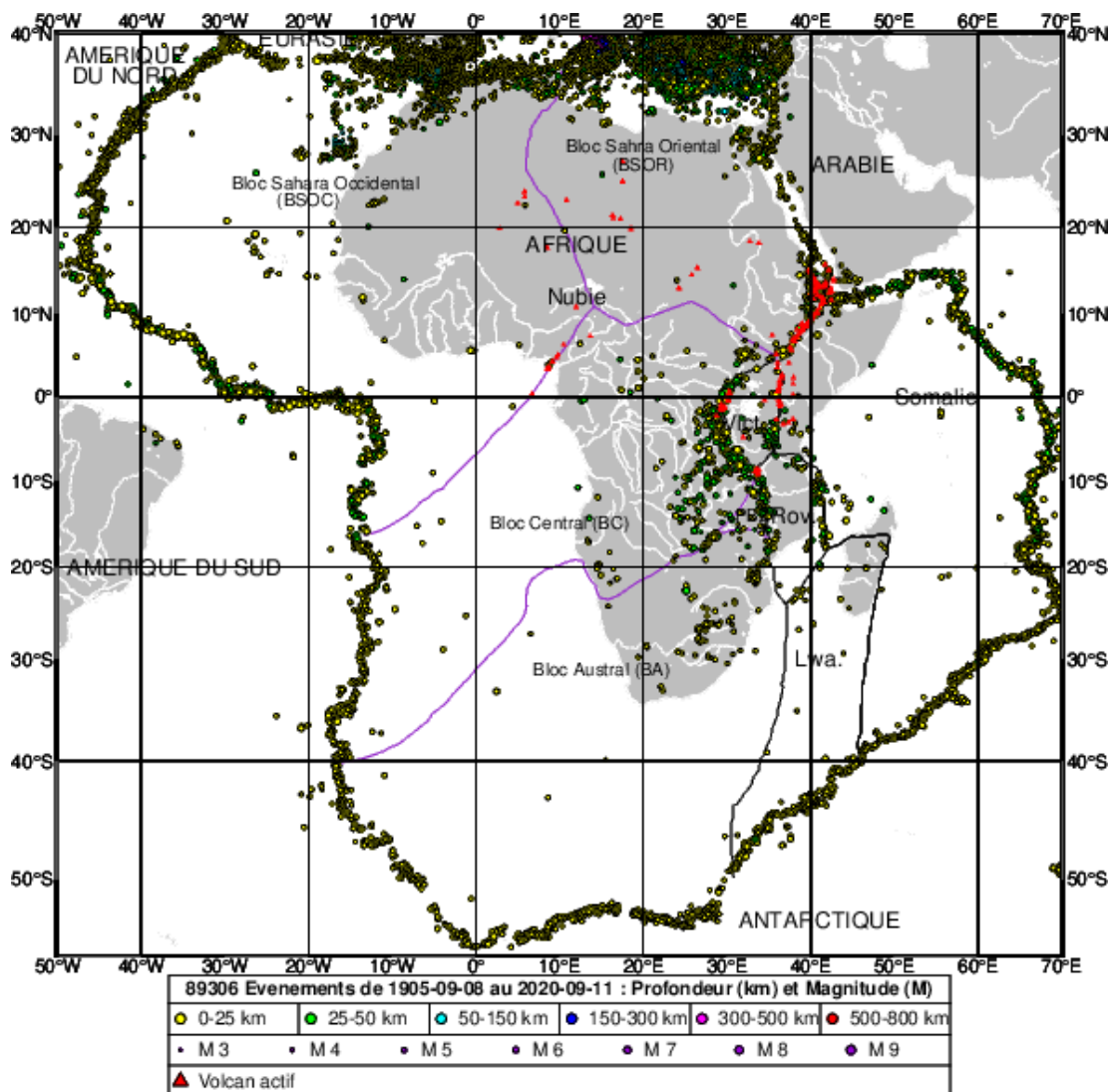


Figure 1.26 – Distribution des épicentres en Afrique (Source : Catalogue USGS). En violet, les lignes de déformation continue séparant les 4 blocs de la plaque Nubie déduits de la synthèse des études géologiques et géophysiques (figures 1.1 ; 1.25).

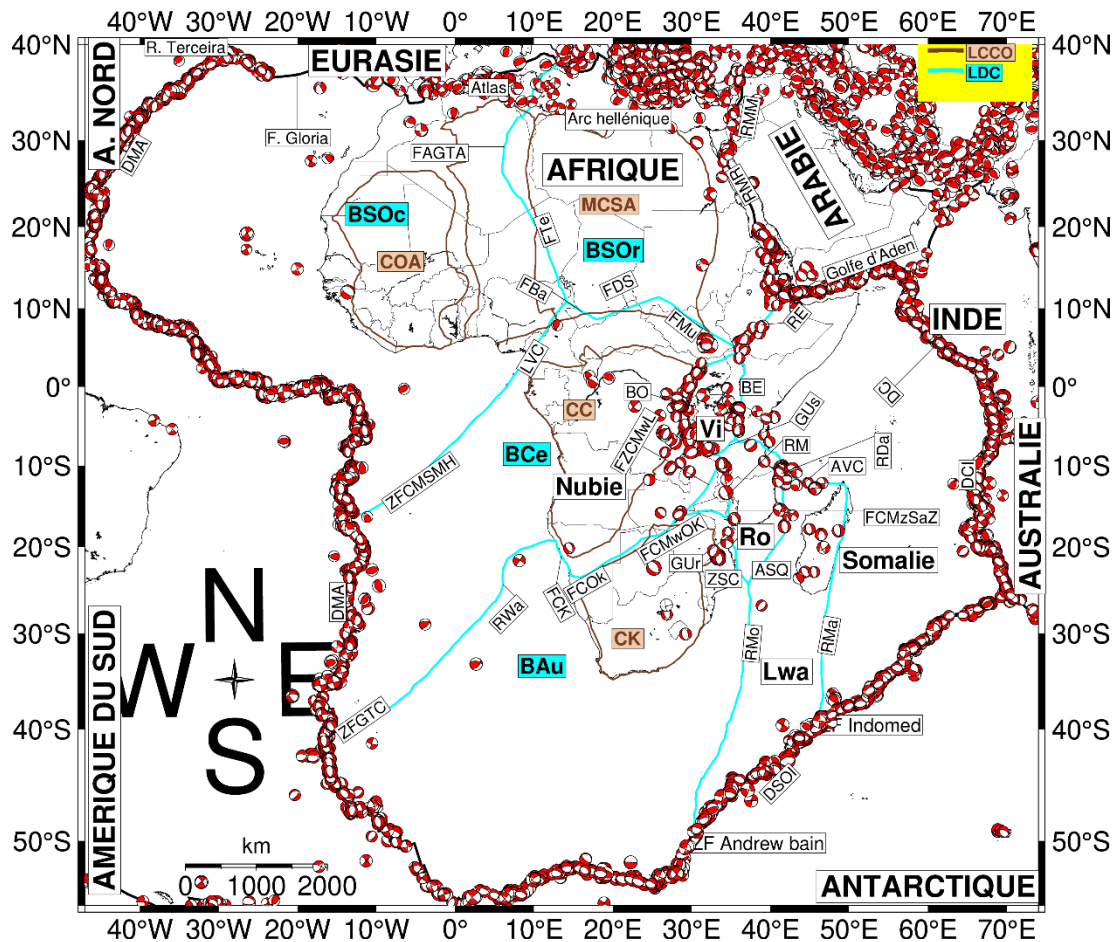


Figure 1. 27– Distribution des mécanismes au foyer en Afrique (Source : Catalogue CMT-Harvard). En cyan, LDC : les lignes de de déformation continue séparant les 4 blocs de la plaque Nubie et LCCO : Limites entre cratons archéens et ceintures orogéniques déduits de la synthèse des études géologiques et géophysiques (Figures 1.1 ; 1.25) : **FTe** : Faille de Ténéré ; **FAGTA** : Faille Amguid-Gassi-Taouil-Algérie ; **LVC** : Ligne Volcanique du Cameroun ; **FBa** : Faille de Bangor ; **FBS** : Faille de Doseo-Salamat ; **FMu** : Faille de Muglad ; **ZFCMSMH** : Zone de fracture et chaines volcaniques des Monts-Sous-Marins Ste Hellène ; **ZFCGT** : Zones de fracture et chaines volcaniques Gough et Tristan da Cunha , **RWa** : Ride (ou Chaîne Volcanique sous-marine) Walvis ; **FCK** : Failles et Zones de cisaillement de la ceinture Kaoko ; **FCOK** : Failles et Zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi ; **FCMzSaZ** : Failles et Zones de cisaillement Mzarani-Sanangoe de la Ceinture Zambèze ; **RMo** : Ride Mozambique ; **RMa** : Ride Madagascar ; **AVC** : Archipel Volcanique Comorien ; **ZSQ** : Zone sismique QuathlamBAu ; **Rda** : Ride Davie ; **GUR** : Graben Urema ; **ZSC** : Zone sismique Chisenga ; **RM** : Rift Malawi ; **Graben Usangi** ; **BO** : Branche Ouest du REA ; **BE** : Branche Est du REA ; **RE** : Rift Ethiopien.

La distribution de la sismicité souligne au premier ordre la frontière principale séparant la plaque Afrique et la plaque Eurasie, la plaque Arabie au Nord-Est, les plaques Inde, Australie à l'Est, la plaque Antarctique au Sud-Est et au Sud, les plaques Amérique du

sud et du nord à l'Est (Le Pichon 1968, Figures 1.1 et 1.26). Les parties océaniques de la frontière de la plaque Afrique avec ses plaques voisines présente une sismicité relativement localisée le long de structures bien identifiées respectivement comme la crête Terceira et la faille de Gloria, la dorsale Carlsberg, la dorsale centrale Indienne, la dorsale sud-ouest indienne, et la dorsale médio-atlantique.

1.4.2 Des frontières de plaques larges, des déformations distribuées

Les régions de la frontière de plaques mettant en jeu de la lithosphère continentale sont le plus souvent étendues et de géométrie complexe.

1.4.2.1 Des zones de déformation distribuée

Au nord, la déformation s'étale sur plus de 500 km de large et est distribuée sur plusieurs structures comme la zone s'étendant de l'Atlas marocain à la Cordillère Bétique et comprenant la mer d'Alboran et le Riff marocain (Morel et Meghraoui, 1996 ; Seber, 2000).

A la frontière entre la plaque Nubie et Somalie, elle se disperse entre deux branches des systèmes rift est africain (SREA). Dans la branche la plus au nord du SREA, le rift éthiopien, la déformation est localisée de la dépression du nord Afar et à la dépression du lac Turkana dans le nord du Kenya. Au sud du lac Turkana, la déformation est distribuée sur deux branches divergentes (Figure 1.28). La branche orientale des rifts kenyans au centre de la Tanzanie et la branche occidentale du lac Albert au lac Malawi. Ces branches sont des zones de déformation active qui bordent des zones peu déformées, quasi-asismique qui sont des microplaques : Lwandle, Rovuma, Victoria (Hartnady et al., 2002 ; Deprez et al., 2013 ; Meghraoui et al., 2016 ; Figure 1.26).

1.4.2.2 Le Système des Rifts Est Africain : Blocs assismiques

Microplaque Victoria

A l'ouest, la microplaque Victoria est bordée par le Rift occidental du SREA (Figure), pauvre en magma, sur lequel est concentré la majeure partie de la sismicité. La branche occidentale est caractérisée par une activité volcanique de faible volume, de grands séismes ($M > 6,5$) et des hypocentres à des profondeurs allant jusqu'à 30-40 km (Yang et Chen, 2010 ; Craig et al., 2011). Cette branche part du lac Albert en passant les lacs Édouard, Kivu, Tangnika jusqu'au lac Rukwa au sud. Elle dispose de grands centres volcaniques coïncidant avec la segmentation du Bassin (Virunga, Sud-Kivu et Rungwe). Le Rift occidental se connecte au sud avec le Rift du Malawi via le Rukwa Rift mésozoïque réactivé (Delvaux et al., 2012). Le Rift Malawi partage des similitudes avec le Bassin du Tanganyika, avec des failles normales longues et bien définies (par exemple, l'escarpement de Livingstone) et un volcanisme limité.

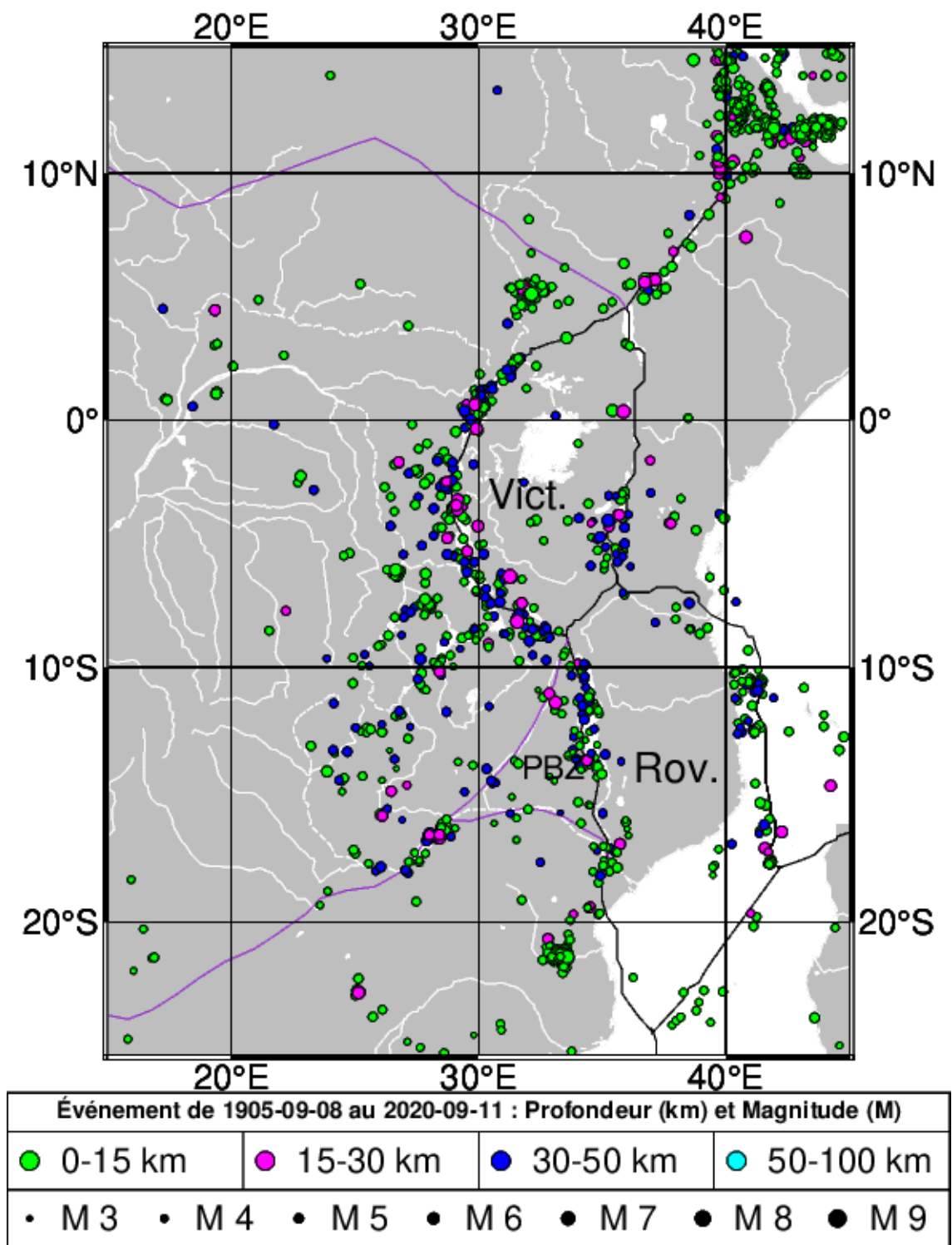


Figure 1.28 Distribution des épacentres de tremblement de terre en dans le Rift Est Africain (source, USGS).

A l'est, elle est bordée par la branche orientale du SREA qui est caractérisée par une large zone de sismicité de faible profondeur (5-15 km) et de moindre magnitude, mais un volcanisme volumineux (Figure 1.29 Dawson, 1992 ; Yang et Chen, 2010 ; Craig et al., 2011). Le Rift oriental comprend le rift de Turkana. Au sud du lac Turkana, le rifting et le volcanisme sont caractérisés par des centres éruptifs actifs sur toute sa longueur et une activité sismique modérée. Au sud du Bassin du Natron, la branche orientale du SREA se divise en

Rifts Pangani, Manyara et Eyasi à une triple jonction apparente (North Tanzanian Divergence, NTD) (Le Gall et al., 2004, 2008).

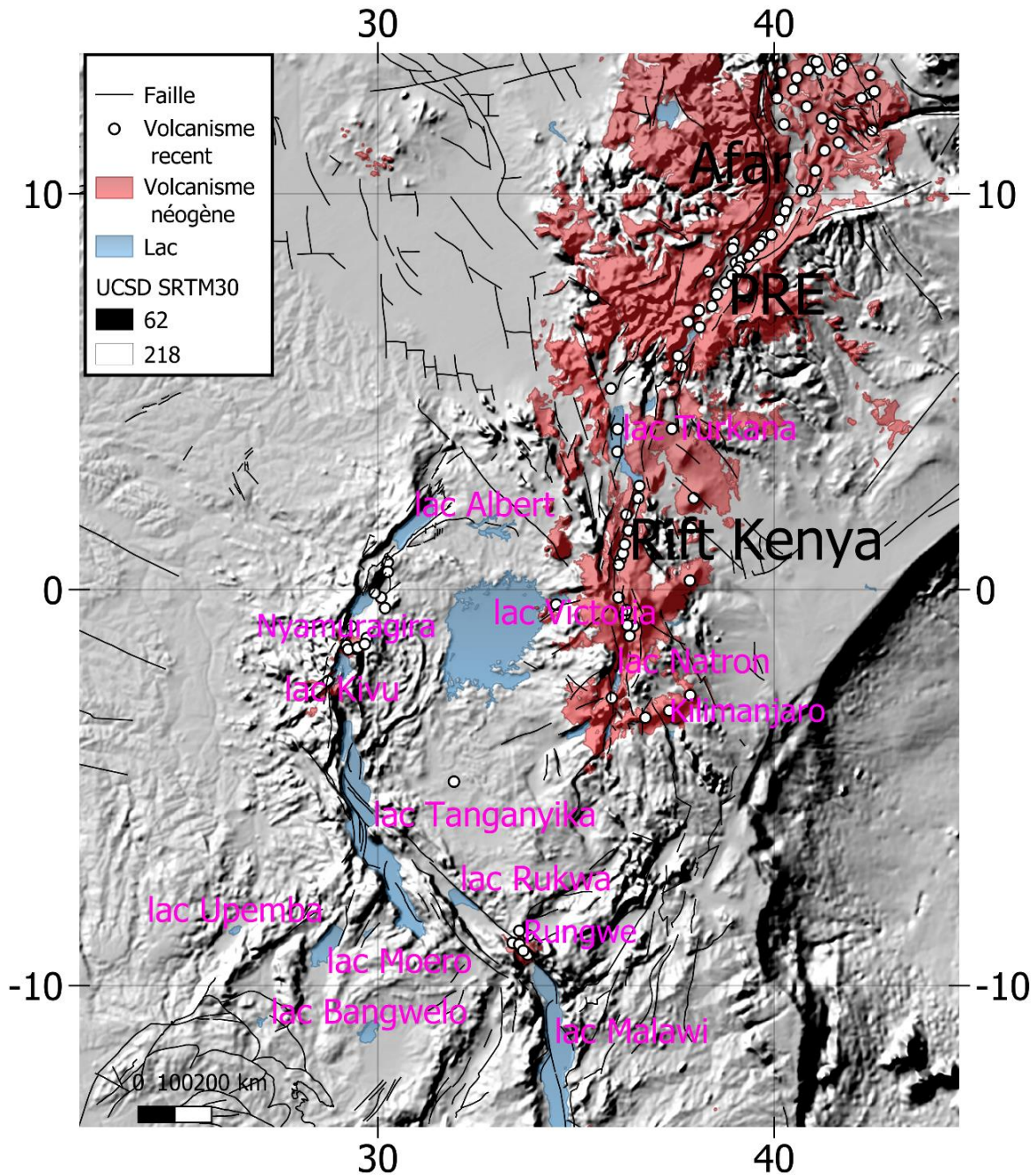


Figure 1. 29– Distributions spatiales et temporelles de volcanisme dans le Rift Est Africain (Source, USGS database et carte tectonique de l'Afrique (CGMW, 2010). Les données SRTM30_PLUS (Shuttle Radar topography Mission) ont été utilisées pour la représentation de la topographie.

Microplaque Rovuma

Le plateau asismique délimité au nord par les rifts de Manyara et de Pangani a été interprété comme une microplaque (bloc Rovuma), séparé de Victoria et de Somalie (Dawson, 1992 ; Le Gall et al., 2008). Plus au sud, les Rifts Manyara et Pangani sont reliées au bassin d'Usangu au sud-ouest et au Rift Kerimbas à l'est. Le Bassin d'Usangu présente une sismicité modérée et se connecte au sud avec le Rift Malawi, tandis que le Rift Kerimbas est continu au large avec la dorsale Davie, une étroite zone de sismicité NS avec des mécanismes focaux purement est-ouest (Mougenot et al., 1986 ; Grimison et Chen, 1988). La continuation vers le sud de la dorsale de Davie n'est pas claire, mais elle peut être reliée à l'axe sismique de Quathlamba, une structure linéaire de sismicité entre Madagascar et le sud du Mozambique (Hartnady, 1990 ; Hartnady et al., 1992). Au sud du Rift Malawi, la déformation active s'étend le long du graben sismique actif d'Urema et plus au sud le long de la zone sismique de Chissenga et la houle de prorift Urrongas (Hartnady, 2006), où a eu lieu le tremblement de terre Mw 7.0 Machaze, Mozambique, 23 février 2006 (Fenton et Bommer, 2006 ; Yang et Chen, 2008).

Microplaque Lwandle.

La limite de la plaque Lwandle-Nubia relie la jonction Chissenga-Quathlamba avec la zone de fracture Andrew Bain le long de l'escarpement Bathymétrique de la crête de Mozambique (Saria et al., 2013). D'autres hypothèses sont possibles, y compris une limite englobant l'emplacement d'une zone de failles dans la plaine abyssale profonde de la vallée sous-marine de Natal (Reznikov et al., 2005). Les événements de magnitude $M > 5$ dans l'Afrique du Sud orientale comme l'événement M 5.9 du 7 avril 1975 dans le Bassin du Transkei (latitude = -37,6237, longitude = 30,9846 ; Bulletin en ligne du Centre sismologique international, <http://www.isc.ac.uk>) soutiennent ces hypothèses.

Le modèle Bird (2003) définit les limites d'un ensemble parmi lesquelles la limite continentale entre la plaque Nubie et la plaque Somalie qui subdivise l'Afrique du Sud en deux parties. Cette limite est composée du sud au nord d'une faille transformante continentale, du rift continental, de la faille transformante continentale, de la limite continentale convergente, du rift continental du Mozambique qui se prolonge jusqu'au lac Tanganyika. Ce modèle Bird (2003) ne définit pas les limites des microplaques Lwandle, Rovuma et Victoria. On peut supposer que cette limite continentale entre Nubie et Somalie serait la limite entre Nubie et Lwandle. Par contre, Hartanady et al., (2002) avec les données sismologiques et Saria et al., 2013,2014 utilisant les données géodésiques et séismologiques définissent une limite entièrement océanique entre la plaque Lwandle et la plaque Nubie sus-évoquée.

1.4.2.3 Des structures de déformation intraplaque (Nubie)

Les Systèmes de rifts est africain (SREA) marquent la frontière entre deux plaques majeurs supposées rigides (Calais et al.,2006). Cependant, la sismicité et les indices géomorphologiques indiquent que des structures actives pénètrent profondément l'intérieur de la plaque Nubie. Les figures 1.26 et 1.27 montrent clairement deux arcs de sismicité et de

volcanisme majeur comme la ligne volcanique du Cameroun et l'axe sismique Lwanga-Kariba-Okavango. Les mécanismes au foyer indiquent majoritairement un régime d'extension-décrochement le long de l'axe sismique Lwanga-Kariba-Okavango et de compression le long de la ligne volcanique du Cameroun. Ci-haut des études détaillées utilisant la tomographie sismique et/ou la gravimétrie ont montrées des grandes anomalies entre ces structures orogéniques panafricaines et les cratons archéens (Figure 1.23).

La distribution de la sismicité indique trois sous-branches d'extension Sud-Ouest se détachant de la branche occidentale du Système de Rifts Est Africain (SREA) dans une orientation NE-SW (Hartnady 2002 ; Magrhaoui et al., 2016 ; Figures 1.26 ; 1.27 ; 1.28 ; 1.29) du nord au sud : la fosse Upemba, le lac Mweru, le lac Bangweulu et la vallée de Luangwa et la fosse Chicoa. La vallée de Luangwa et la dépression de Chicoa convergent vers le lac Kariba font partie du système de rifts d'Okavango considéré comme terminus de la branche d'extension sud-ouest (Scholz et al. 1976, Modisi et al. 2000, Leseane et al. 2015). Cette branche, nommée zone d'extension sud-ouest de la région ouest du SREA, qui part des Systèmes de rift Upemba au nord et du système de rift d'Okavango au sud-ouest présente un gradient de densité de failles du nord au sud. Avec un alignement presque continu des failles orientées NE-SO. Un segment sans failles de la zone de cisaillement de Mwembeshi (Figure 1.9a) relie celle d'Okahandja entourées des failles compressives orientées NE-SO (ceinture Damara) et extensives orientées N-S (ceinture Kaoko) en Namibie. Les failles de la ceinture Kaoko rejoignent la crête Walvis qui se prolongent jusqu'aux zones de fractures Tristan da Cunha et Gough (Figure 1.1).

1.4.2.3.1 Système des rifts Ouest et Centre Africain (SFAOC) : ligne volcanique du Cameroun et Hoggar.

La Figure 1.1 montre que les failles du système des rifts de l'Afrique Centrale (SFAC) traversent la limite sud de la fosse Bénoué et s'orientent vers le Darfur (Soudan) dans la direction SO-NE où elle bifurque en direction NO-SE jusqu'au Kenya. Celles du système des rifts de l'Afrique de l'Ouest SFAO, orientées en direction N-S partent du Rift Ténééré vers le bouclier Touareg (Massif Hoggar). Ces failles jouent sans doute sur des structures panafricaines comme les failles Crétacées N'Gaoundéré et de Sanaga dans le SFCA et de Kandi et du 10°E dans le SFOA (Figures 1.13 et 1.19). La sismicité est moyenne, faible et très faible suivant les trois segments caractéristiques du SFAOC à savoir les deux segments SO-NE et NO-SE du SFCA et le segment N-S formant SFOA (Figures 1.26 et 1.27).

Le segment SO-NE de l'ouest du Cameroun vers le Darfur présente une sismicité moyenne à faible avec des séismes d'origines volcaniques et tectoniques. Le séisme de Mars 1911 (M 5.7) paraît le plus important de la région. Celui du 26 janvier 1987 (M=4.8) est l'un des événements les plus importants survenus dans la zone de cisaillement de Fomba. Cette dernière constitue la partie sud-ouest du SFAC reconnu comme étant le prolongement de la faille de Pernambuco, nord-est du Brésil avant la séparation continentale (Davison et al., 1995, Burke et al., 1971, Sibuet et Mascle, 1978, Cornacchia et Dars, 1983 ; Browne et Fairhead, 1983, Ngako et al., 2003, Moulin et al., 2010).

La ligne volcanique du Cameroun (LVC) est une autre caractéristique du segment SO-NE formée entre le bord nord du craton du Congo et la cuvette Bénoué. La LVC est une chaîne de 1400 km qui chevauche la marge continentale de l'Afrique de l'Ouest. Le volcanisme s'aligne suivant la direction SW-NE et s'étend jusqu'aux chaînes des monts sous-

marins volcaniques et zone des fractures St Hélène en passant des îles de l'océan Atlantique (Pagalu, Sao Tomé, Principe et Bioko) à la terre principale (Monts Cameroun, Manenguba, Bamboutos et Oku) (Figures 1.1, 1.26 et 1.27).

Par exemple, le volcanisme du Mt Cameroun (récente irruption, 2012 ; Bulletin of the Global Volcanism Network) présente des hypocentres d'essaims sismiques de magnitude 2.8 ± 0.1 répartis de la surface à 60 km de profondeur indiquant des activités crustales et sous-crustales (Ateba et al., 1997). Les mécanismes focaux des événements sous-crustaux, couplés à l'alignement général SW-NE des cônes volcaniques sur la montagne, suggèrent une orientation approximative SW-NE de l'axe de compression maximal du champ de contraintes régional pour la région (Ambeh et al., 1989). Les mécanismes aux foyers sont dispersés. Le mécanisme au foyer du séisme du 26 janvier 1987 (Mw 4.9 ; 7.85N, 12.95S) au Cameroun indique un régime compressif (par une compression sur une faille orientée SW-NE ; Meghraoui et al., 2016).

Les failles du segment SW-NE du SFAC longeant le Rift Soudan (Figure 1.1), ont une activité sismique faible mais non nulle comme l'indique la carte sismotectonique (Figure 1.26, Figure 1.27). L'absence d'un séisme historique et la faiblesse de la sismicité instrumentale laissent penser que la déformation accommodée est plus faible que dans le segment SO-NE. Toutefois, les études stratigraphiques récentes ont montré des discordances indiquant une activité d'extension autour de la faille de Muglad au Soudan (Fairead et al., 2013).

Dans le SFOA la sismicité est aussi faible, elle est concentrée autour du massif volcanique du Hoggar (Figures 1.26 et 1.27). Un seul mécanisme au foyer identifié dans la région Hoggar (Meghraoui et al., 2015) indique un mouvement en extension SW-NE. Ce mouvement est cohérent avec la direction SE-NW des failles du massif du Hoggar, continuités des failles Ténéré (Figures 1.1, 1.26 et 1.27).

1.4.2.3.2 La ligne sismique Lwanga/Kariba/Okavango, Failles et Zones de cisaillement Kaoko, la crête Walvis, les zones de fracture Gough et Tristan da Cunha.

A l'ouest de la branche ouest du Rift Est Africain, l'axe sismique orienté NE-SW Luangwa/Kariba/Okavango s'étend sur tout le continent africain jusqu'à la côte atlantique namibienne. Cette ligne est caractérisée par un système des failles quaternaires normales décrochantes dextres orientées NE-SW dont certaines sont actives (Modisi et al., 2000, Campbell et al. 2006, Bufford et al., 2012, Meghraoui et al., 2016). Ces failles ont une activité sismique faible à forte ($M > 6$) (Carte sismotectonique de l'Afrique, Meghraoui et al., 2016). Les taux de déformation accommodés avec ces failles paraissent très faibles au regard de la petitesse des vitesses GNSS sur la plaque Nubie (Deprez et al. Sariah et al., Malservici et al., 2013, Pastier et al., 2017 ; Chapitre II de ce manuscrit). Les mécanismes focaux présentés par Meghraoui et al., (2016) ont montré des mécanismes normaux confirmant ceux identifiés par Scholz et al., (1976).

La province basaltique d'Etendeka est caractérisée par des failles normales orientées N-S le long des côtes maritimes Namibiennes. Elle relie la ligne sismique Lwanga/Kariba/Okavango qui longe la ceinture orogénique panafricaine Damara (Sud-Ouest de la Namibie) à la crête volcanique parasismique Walvis au nord-ouest de la Namibie. Cette

dernière, orientée NE-SW relie cette ligne des déformations continues continentale et maritime aux zones de fracture Gough et Tristan da Cunha.

1.5 La cinématique et dynamique de l'Afrique : Les repères en tectoniques des plaques

L'étude du mouvement d'un objet ou d'une plaque nécessite la définition d'un repère par rapport auquel le mouvement est observé. Je reviens dans cette section sur l'évolution des connaissances actuelles sur la cinématique de la plaque Afrique en mettant l'accent sur les repères choisis.

1.5.1 Une des plaques supposées fixe.

Ici, on détermine les mouvements relatifs de toutes les grandes plaques par rapport à

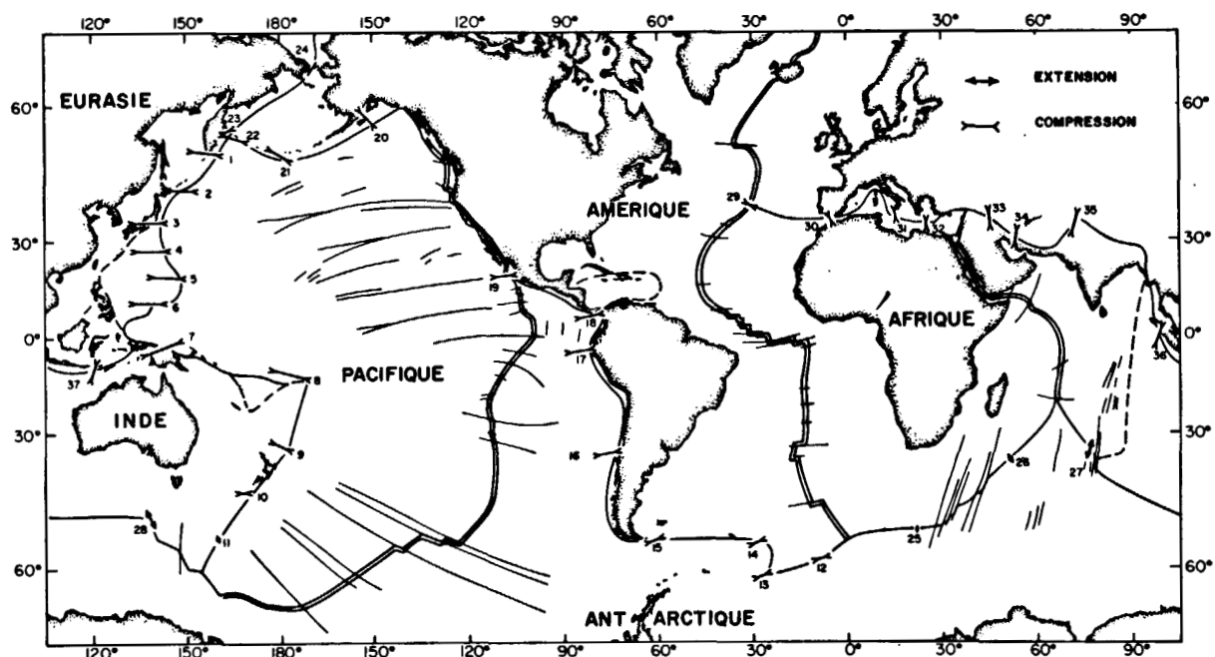


Figure 1.30 *Système des six plaques principales. Les vecteurs mouvements calculés à partir des mouvements d'expansion le long de cinq axes de dorsales principaux indiqués par une ligne double sont marqués par des flèches proportionnelles à la vitesse du mouvement (d'après X. Le Pichon, 1968).*

une plaque supposée fixe. Par exemple X. Le Pichon (1968) avait obtenu les mouvements relatifs de 6 plaques par rapport la plaque Antarctique (Figure 1.30).

Il est, ainsi, le premier à quantifier la cinématique de la plaque Afrique en déterminant sa vitesse angulaire et celles de 5 autres plaques : Amérique, Antarctique, Eurasie, Inde et Pacifique. Il a calculé ces vitesses à partir des mouvements d'expansion le long de cinq axes de principales dorsales. Chase et al., (1972) et DeMets et al., (1990) ont utilisé la méthode dite « problème à N-plaques » pour calculer N-1 pôles d'Euler relatifs respectivement entre 8 et 12 plaques dont l'Afrique. Les premiers ont utilisé uniquement l'inversion globale du taux d'expansion, de l'Azimut de failles transformantes et de vecteurs glissement de séisme et les seconds ont ajoutés en plus les données magnétiques et Bathymétriques. De même, (DeMets et al., 1994) ont estimé la vitesse angulaire de la majeure plaque Afrique dans un

modèle à 15 plaques en se servant des effets des révisions de l'échelle de temps d'inversion géomagnétique et la comparaison des vitesses globales notamment celles de la géodésie spatiale.

Toutefois, Jestin et al. (1994) ont quantifié la cinématique du SREA en estimant la vitesse angulaire Nubie-Somalie à partir données géophysiques marines dans la mer Rouge et le golfe d'Aden et Chu & Gordon (1999) à partir des données géophysiques marines le long de la dorsale sud-ouest de l'Inde qui limite la plaque Antarctique Somalie et Antarctique-Nubie. La subdivision de la majeure plaque Afrique en deux grandes plaques Nubie, Somalie et la micro-plaque Lwandle à travers un modèle tectonique global apparaît premièrement à travers un modèle à 25 plaques dénommé MORVEL (Mid-Ocean Ridge VELOCITY) proposé par DeMets et al., (2010). Ce modèle profitant de la couverture satellitaire et aérienne accrue du système de dorsale médio-océanique ainsi que des données géodésiques pour certaines régions.

1.5.1.1 Non rotation globale de la lithosphère

Le repère non rotation global de la lithosphère (dont l'acronyme anglais est NNR : no net rotation) a été introduite par Liboutry (1972) pour définir la donnée position/vitesse de plusieurs sites bien distribués sur l'ensemble de la planète Terre. Le « NNR » est un référentiel défini cinématiquement dans lequel l'intégrale globale du produit vectoriel de la vitesse avec le vecteur radial (ou la somme du moment angulaire total de la lithosphère terrestre) est nulle (Argus et al.,(1991), Holt et al., (2004). J'y reviens en détail au chapitre 5.

Comme pour le repère « Une des plaques supposées fixe », dans le repère non rotation global, Argus et al.,(1991) n'ont calculé que la vitesse angulaire de l'unique plaque Afrique en utilisant les mêmes données du modèle NUVEL-1. Tandis que dans le modèle NNR-MORVEL56, Argus et al.,(2011) confirme la subdivision de la plaque Afrique en 3 plaques Nubie, Somalie et Lwandle comme cela avait déjà été établi dans le Modèle MORVEL56 (DeMets et al.,(2010).

1.5.1.2 ITRF

L'ITRS (International Terrestrial Reference System) est le système de référence terrestre International recommandé par l'IERS. L'ITRS possède ainsi :

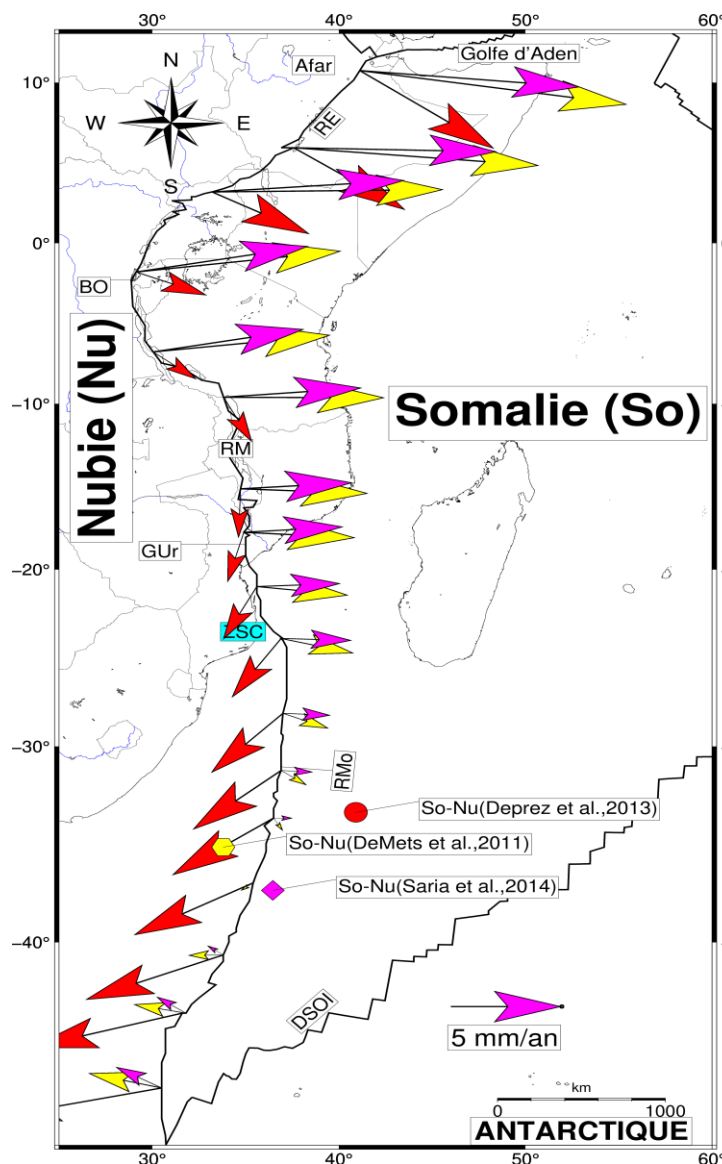
- une origine géocentrique, centre des masses de la Terre incluant atmosphère et océans.
- orientation conventionnelle définie par celle du repère Bureau International de l'Heure (BIH) de 1984.0. Et une évolution temporelle de son orientation guidée par une condition dite de non rotation globale de la lithosphère.
- une échelle définie par le mètre SI et cohérente avec le Temps-Coordonnée Géocentrique.

L'ITRF2008 utilisé dans cette étude est une des réalisations numériques de l'ITRS déjà publiées. Ces réalisations sont composées des coordonnées d'un ensemble de stations réparties sur le globe. Celles-ci sont composées de positions à un instant de référence, ainsi que de vitesses. On peut dire que la donnée position/vitesse à un instant de référence est déterminée à par rapport au repère de référence non rotation globale de la lithosphère.

De même dans ce repère ITRF, les premières études géodésiques permettant une

estimation directe de mouvement des plaques en champ lointain n'avaient reçu à estimer que les vitesses d'Euler des plaques Nubie et Somalie par rapport l'ITRF, cela à cause d'une faible distribution des sites sur les deux plaques. Par exemple, Sella et al. (2002) ont utilisé deux sites GPS sur la plaque somalienne et quatre sur la plaque nubienne, tandis que Fernandes et al. (2004) utilisèrent trois sites GPS sur la plaque somalienne et 11 sur la plaque nubienne.

Toutefois, les premières études combinant les données GNSS et les vecteurs glissements de terrain (Calais et al., 2006) et uniquement les données géodésiques (Stamps et al., 2008) ont également suggéré l'existence des microplaques Rovuma et Victoria entre les deux plaques Nubie et Somalie. À l'aide d'une couverture plus ou moins bonne des données géodésiques sur l'Afrique, Deprez et al., (2013) et Saria et al., (2013, 2014) ont déterminés les vitesses d'Euler des plaques et microplaques Africaines par rapport à l'ITRF. Pour ces deux études, les vitesses d'Euler sont cohérentes entre elles et avec celles des études antérieures. Elles (vitesses d'Euler) sont aussi cohérentes avec celles déterminées dans le chapitre II de cette étude. Stamps et al., (2018) et Lamoine et al., (2020) ont également confirmé ce modèle d'Afrique subdivisée en deux plaques supposées rigides Nubie et Somalie entre lesquelles se situent trois microplaques : Lwandle, Rovuma et Victoria.



Les données issues de ces études précédentes ont montré que la vitesse d'extension Nubie-Somalie est de l'ordre 6 mm/an le long du Rift Ethiopie tout au Nord et décroît progressivement vers le Sud jusqu'à s'annuler et s'inverser en vitesse de compression de 2 mm/an tout au sud du ride Mozambique. S'interrogeant sur la cinématique du sud du SREA, Deprez et al., (2013) avait juste évoqué l'ambiguïté du modèle cinématique dans cette région le fait qu'était considérée comme une zone d'extension diffuse jusqu'à 2000 km de large (Grimison & Chen 1988). Toutefois, on observe des légères divergences entre le mouvement de la microplaque Rovuma décrites issues des données de l'études de Deprez et al.,(2013) d'une part et de Saria et al., (2014).

Figure 1. 31 Les vitesses relatives le long des SREA.

1.6 Conclusion : des déformations et une cinématique mal connue

Malgré le grand nombre d'études réalisées dans cette région du Monde, les mouvements en Afrique particulièrement sur la plaque Nubie restent mal connus. A cause de la faiblesse des déplacements, les indicateurs géomorphologiques et sismologiques de la déformation sont rares à certains endroits. La caractérisation des failles actives est difficile parce que les vitesses sont faibles, les temps de récurrence des grands séismes très longs (Quelques centaines à quelques milliers d'années). Aussi, l'activité humaine et l'érosion y effacent très rapidement les indices géomorphologiques des déplacements tectoniques (Benedetti, 1999). De la même manière, le petit nombre d'événements sismiques ayant une magnitude suffisante pour déterminer un mécanisme au foyer est un obstacle pour la connaissance du régime de contraintes régional de manière fiable.

A plus grande échelle, la cinématique de cette région paraît bien connue. Les conditions cinématiques aux limites continentales des frontières de plaques, données par les vitesses relatives Nubie/Europe et Nubie/Somalie sont établies de manière plus ou moins précises notamment par la géodésie (Sella et al.,2002 ; Calais et al.,2003 ; Fernandes et al.,2003) ; Kreemer et al.,2003, McClusky et al.,2003, Altamimi et al., 2002 ; D'Agostino & Selvaggi., (2004 ; Serpelloni et al.,2007 ; Calais et al.,2006, Deprez et al.,2013 ; Saria et al.,2014, Figure 3.2). Outre la déformation localisée sur les zones sismiquement très actives (Rift Est Africain et Chaines Atlasiques), les cartes tectoniques et sismiques de l'Afrique (Meghraoui et al.,2016, Figures 1.1, 1.26 et 1.27) indique des déformations localisées sur la ligne volcanique du Cameroun, sur la ligne sismique d'Okavango et faiblement sur le massif du Hoggar ainsi qu'un alignement continue des structures de déformation qui serpentent l'ensemble de l'Afrique (Failles, volcanismes, zones de cisaillement ductile, ride volcanique, zones de fracture formant des lignes de déformation continues :LDC).

Cette carte sismotectonique de l'Afrique (Figures 1.1, 1.26 et 1.27) fait ressortir l'existence de blocs quasi-asismiques, essentiellement autour des cratons archéens et d'un métacraton séparés par les ceintures orogéniques panafricaines caractérisées par des lignes de déformation continues susmentionnées. La cinématique de ces blocs, leur indépendance ou leur rattachement mutuel fait toujours l'objet de débats malgré les résultats des premières études géodésiques qui les rattachent en un seul bloc rigide (Deprez et al.,2013 ; Saria et al.,2013). Enfin, la part de la déformation aux frontières des plaques sur les structures intraplaques n'est pas non plus connue. Au regard de la convergence Afrique/Eurasie et l'extension/compression Nubie/Somalie, il est possible que la déformation intraplaque soit influencée par ce champ de déformation à l'échelle de l'Afrique.

Des questions sur la dynamique de la déformation

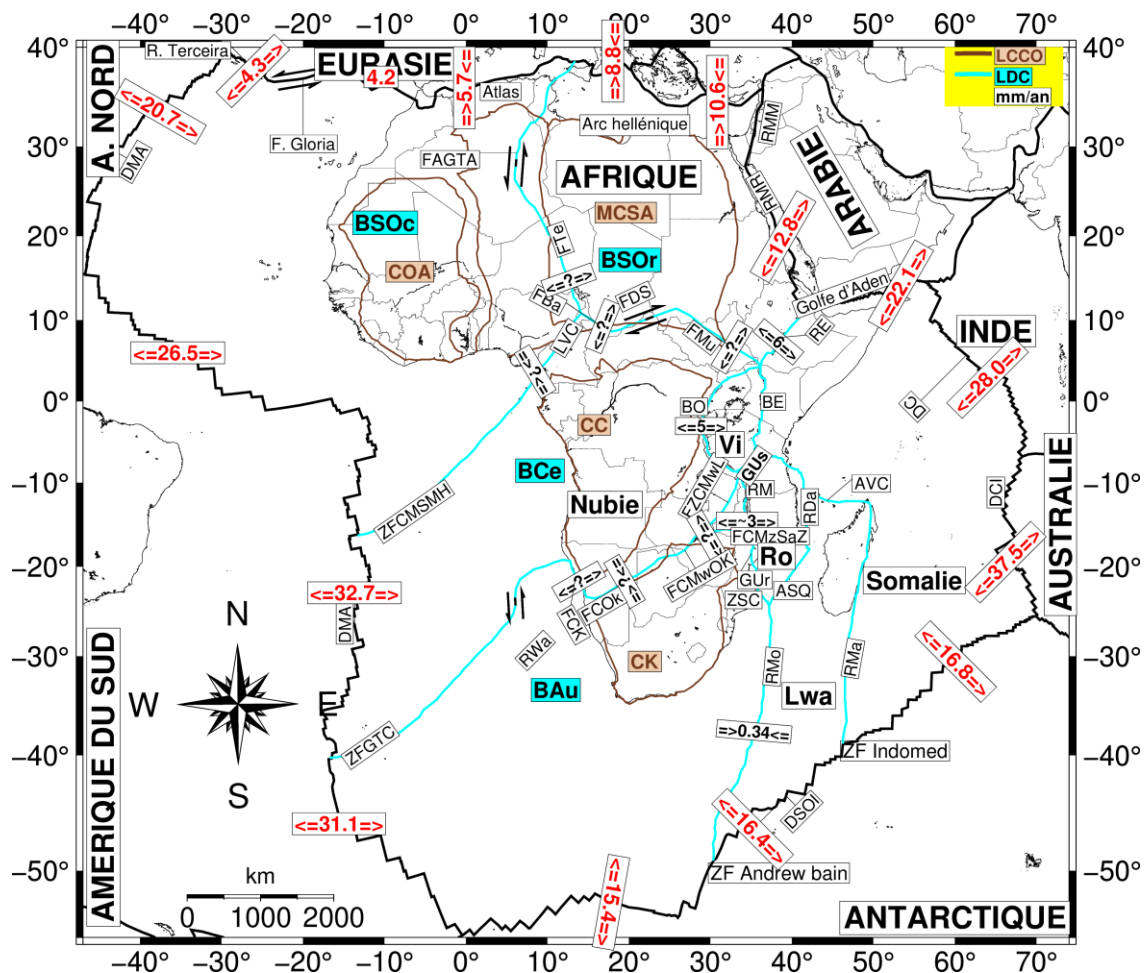


Figure 1.32 - Modèle simplifié des blocs majeurs de la plaque Afrique. Les régimes de déformation sur divers segments des lignes de déformation continue qui séparent les blocs sont déduits des données issues des études géologiques et géophysiques : (Figure 1.1, 1.23, 1.25, 1.26 et 1.27 ; Payanos et Nyblade, 2007 ; Begg et al. 2009 ; Fishwick et BAustow, 2011 ; Artemieva et Moonney, 2006) et des microplaques Est-Africains. Les limites des plaques et microplaques et leurs régimes de déformation d'après Bird (2003), Argus et al., (2011), Deprez et al., (2013), Saria et al., (2013, 2014) et Stamps et al., 2018. Les régimes de déformation aux frontières des blocs de la Nubie : BSOc-BSOr et BSOr-BCe d'après Guiraud et al., (1997, 2005), Moulin et al., (2010), Fairhead et al., (2013); BSOc- BCe d'après Ambeh et al., (1989) ; BCe- BAu d'après Modisi et al., (2000), Campbell et al., (2006), Bufford et al., (2012), Meghraoui et al., (2016) .

Les processus selon lesquels les contraintes tectoniques se transmettent dans la lithosphère, les facteurs qui régissent sa déformation sur différentes échelles de temps et les conséquences sur la déformation sismique restent à élucider. Par exemple, des déplacements relativement faibles (de l'ordre de 0 à 1 mm/an) ont été mesurés dans le delta d'Okavango avec un régime d'extension-décrochant sur les deux sites adjacents à l'orientation SW-NE de la ligne des failles de cette région (Pastier et al., 2017 et chapitres III et IV de ce manuscrit), en dépit de la sismicité moyenne de cette région. Quelle est alors la dynamique actuelle de cette ligne sismique et de son homologue, la ligne volcanique du Cameroun et quelles sont les parts respectives des forces de volume et des forces tangentielles liées à la convergence Europe/Afrique et à l'extension Nubie/Somalie, dans le champ de déformation actuel sur la

Nubie ?

A l'échelle de la plaque Afrique, l'histoire géodynamique fait ressortir le rôle joué dans l'évolution de la plaque Nubie depuis le Jurassique par l'ouverture de l'océan atlantique et la fermeture de la Téthys. Le modèle cohérent d'ouverture de l'océan atlantique (Guiraud et al., 1992 ; 1997, 2000, 2005, Moulin et al., 2010, Fairhead et al., 2013) suggère que celle-ci s'accommode avec une déformation intraplaque dans le Système de Rift de l'Afrique de l'Ouest et Centrale. L'inversion du bassin du Santonien tardif (84 Ma, Guiraud et al., 1987, Guiraud et Bellion, 1995, Guiraud et al., 1997) ayant entraînée la première phase de la collision Afrique-Eurasie a été reconnue dans le SFAOC sous divers régimes de déformation (compression, extension et extension-décrochement). Les discordances stratigraphiques ont permis de mettre en évidence un régime d'extension actuelle dans le bassin de Muglad (Soudan) qui se corrèle avec le changement d'azimut des zones de fractures de l'océan Atlantique (Fairhead et al., 2013). La contribution de ce phénomène, dans le contexte de la convergence des plaques Nubie/Europe et de la divergence Somalie/Nubie n'est pas clairement établie. On ne sait pas si les régimes de compression, d'extension et extension-décrochement enregistré dans le SFAOC se poursuivent ou se sont arrêtés.

Les différents modèles structuraux (Begg et al., 2009, Pasyanos et Nyblade, 2007 ; Tugume et al., 2013 ; Fishwick et Bastow, 2011 ; Artemieva et Moonney, 2001 ; Artemievas et al., 2006) convergent sur les lignes des anomalies remarquables existant entre les cratons archéens et les ceintures orogéniques qui les entourent. Serait-il donc possible de penser à un mouvement relatif entre le craton et méta-craton et d'envisager une subdivision de la plaque Nubie en quatre blocs tectoniques (Figure 1.31) indépendant ?

Pour apporter une réponse à ces questions, une mesure directe des mouvements de croûte à l'échelle continentale est une donnée d'une grande valeur. Ainsi, dans ce manuscrit, je présente au chapitre 2 la construction d'un champ des vitesses géodésiques (GNSS) de l'Afrique et au chapitre 3 une analyse cinématique de ce champ des vitesses géodésique à de fin tectonique. Ici, je me suis plus appesantie sur la problématique de la rigidité de la plaque Nubie. Au chapitre 4 je réalise une analyse conjointe des données géodésiques et sismotectoniques de l'Afrique. Pour finir, au chapitre 5, je m'interroge si l'on doit discuter des plaques rigides qui deviennent de plus en plus moins rigides en fonction des données disponibles ou d'assemblage des blocs tectoniques soumis à des contraintes géodynamiques uniformes mesurables en fonction de l'échelle du repère de référence géodésique et la distribution des données disponibles sur la région étudiée. Par exemple ; la cinématique des plaques par rapport à un repère global comme ITRF2008 (Altamimi et al., 2011) ne renseignerait-elle pas sur les mouvements des plaques dus aux contraintes tectoniques à champ lointain agissant uniformément sur un assemblage des blocs tectoniques formant la plaque Afrique telle qu'elle été définie par Le Pichon 1967 ? Qu'observe-t-on de la cinématique des plaques par rapport aux repères Nubien, Somalien, Victorien et Rovumien et que pourrions-nous en déduire de l'échelle d'assemblage des blocs tectoniques sur lesquels agiraient uniformément les contraintes tectoniques à champs lointain ?

Chapitre 2. Méthode : détermination du champ des vitesses GNSS de l'Afrique

2.1 Introduction

Ce chapitre détaille la construction d'un champ de vitesse géodésique cohérent à l'échelle de l'Afrique et précis au niveau de 1 mm/an. La cohérence du résultat à l'échelle continentale est assurée par l'analyse robuste simultanée et rigoureuse des séries temporelles des positions des sites GNSS issues de deux solutions différentes sur l'Afrique, la comparaison et le choix de la solution la plus complète. La précision est garantie par l'utilisation des améliorations du traitement GNSS par la méthode de positionnement ponctuel précis (PPP ; (Zumberg et al., 1997, Héroux and Kouba, 2001). Ces améliorations du traitement PPP sont en partie dues à l'augmentation des sites de Service GNSS International (IGS) qui fournissent des paramètres des corrections précises sur l'Afrique notamment les produits IGS évoqués plus bas.

Les premières parties de ce chapitre sont consacrées à la présentation de données utilisées dans cette comparaison. Les données GNSS dans les fichiers journaliers RINEX ouvertes et les séries temporelles de la solution de G. Blewit (<http://geodesy.unr.edu>) disponibles sur l'Afrique. Les deux solutions seront respectivement appelées dans ce manuscrit « Solution issue de ce travail (T) » et « Solution Nevada (B) ». L'ITRF2008 (ou IGS2008) constitue le repère de référence par rapport auquel le champ de vitesse en Afrique est construit. En bénéficiant des solutions des quatre techniques géodésiques VLBI (Interférométrie à très longue base, *Very Long Baseline Interferometry*), SLR (Téléométrie laser satellitaire et lunaire, *Satellite and Lunar Laser Ranging*), DORIS (Orbitographie et radio-positionnement Doppler intégrés sur satellite, *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*) et GNSS, il permet aux deux solutions de bénéficier d'une meilleure définition et stabilité de l'échelle et du géocentre que celle qui serait obtenue avec les solutions GNSS seules.

2.2 Données et traitements

2.2.1 Les produits IGS (International GNSS Service).

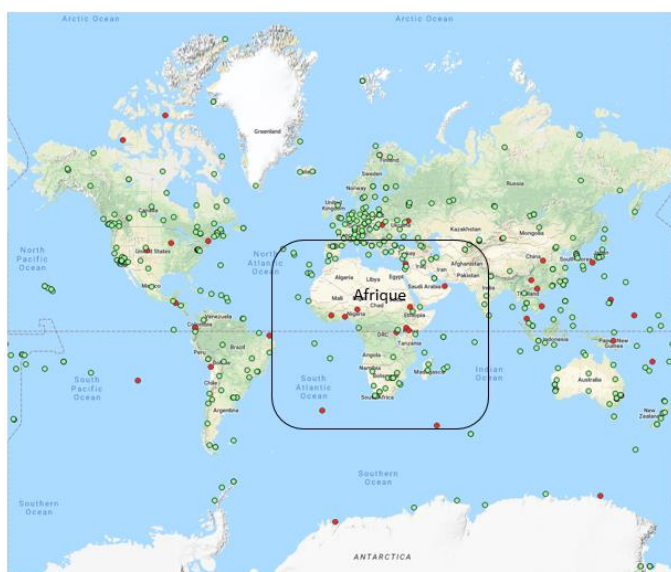


Figure 2.1 - Réseau IGS opérationnel (au 25/07/2018)

Le réseau IGS (Figure 2.1) est le premier réseau le plus important pour ce traitement. Les stations IGS sont planifiées et installées pour un fonctionnement continu et permanent conformément aux directives du site IGS, <https://kb.igs.org/hc/en-us/articles/202011433-Current-IGS-Site-Guidelines>. Ces antennes des stations IGS sont solidement fixées au sommet du monument de la station. Les fondations du monument de ces stations IGS sont étendues au substrat rocheux ou profondément enfouies

dans le sous-sol stable à l'exception se trouvant sur le bâtiment.

J'ai essayé au mieux de respecter ces conditions pour 2 de sur les 4 stations GNSS que j'ai installé en RDC entre 2015 et 2016 (Mukandila Ngalula R.,2017). La figure 2.2 montre un monument d'une de ces 4 stations installée à Kinshasa. Sa fondation a une superficie de $0.5m^2$ et une hauteur de 1 m. L'antenne est solidement enfoncée sur un monument de 3 m. Son angle d'élévation minimale est de 75° . Tandis que l'angle d'élévation entre l'antenne et le bâtiment adjacent est d'aux moins 45° afin d'éviter les erreurs dû aux multi-trajets. Seulement, le récepteur actuel est un GPS de marque Ashetech Z-Xtreme qui dispose de 12 canaux seulement. Il ne peut pas recevoir les signaux Glonass et Galileo.



Figure 2.2 Inauguration de la station GNSS de l'université de Kinshasa.

Les fichiers de données de la station IGS sont transmis au centre de données par l'opérateur. Au minimum, les stations IGS fournissent des fichiers journaliers de 24 heures à un échantillonnage de 30 secondes, livré le plus tôt possible après 23h59 min 30s le jour précédent. Ces données sont utilisées par l'IGS pour générer les produits qui sont mis à la disposition des utilisateurs intéressés via ce site Web (<http://www.igs.org/products>). Parmi ces produits, on peut citer les fichiers de décalage d'horloges satellites, les paramètres de rotation terrestre, les fichiers d'éphémérides et les fichiers rinex d'observations. Ces produits IGS sont indispensables pour le traitement PPP.

Les autres données de sites GNSS permanents proviennent indistinctement des agences scientifiques : le consortium universitaire NAVSTAR (UNAVCO ,www.unavco.org), IGS (Dow et al.,2009), Référentiel Géodésique Africain (African Reference Frame : AFREF) (<http://www.afrefdata.org>), Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales (SONEL) (<http://www.sonel.org/>), Système d'information des données dynamiques de la croûte (Crustal Dynamics Data Information system : CDDIS) de la NASA ([Https://cddis.nasa.gov/About/](https://cddis.nasa.gov/About/)) et

SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center, <http://sopac.ucsd.edu/>), TRIGNET (South Africa Mapping Agency archive), le réseau Africa Array GNSS.

1.1.2 Collecte des données ouvertes au format RINEX

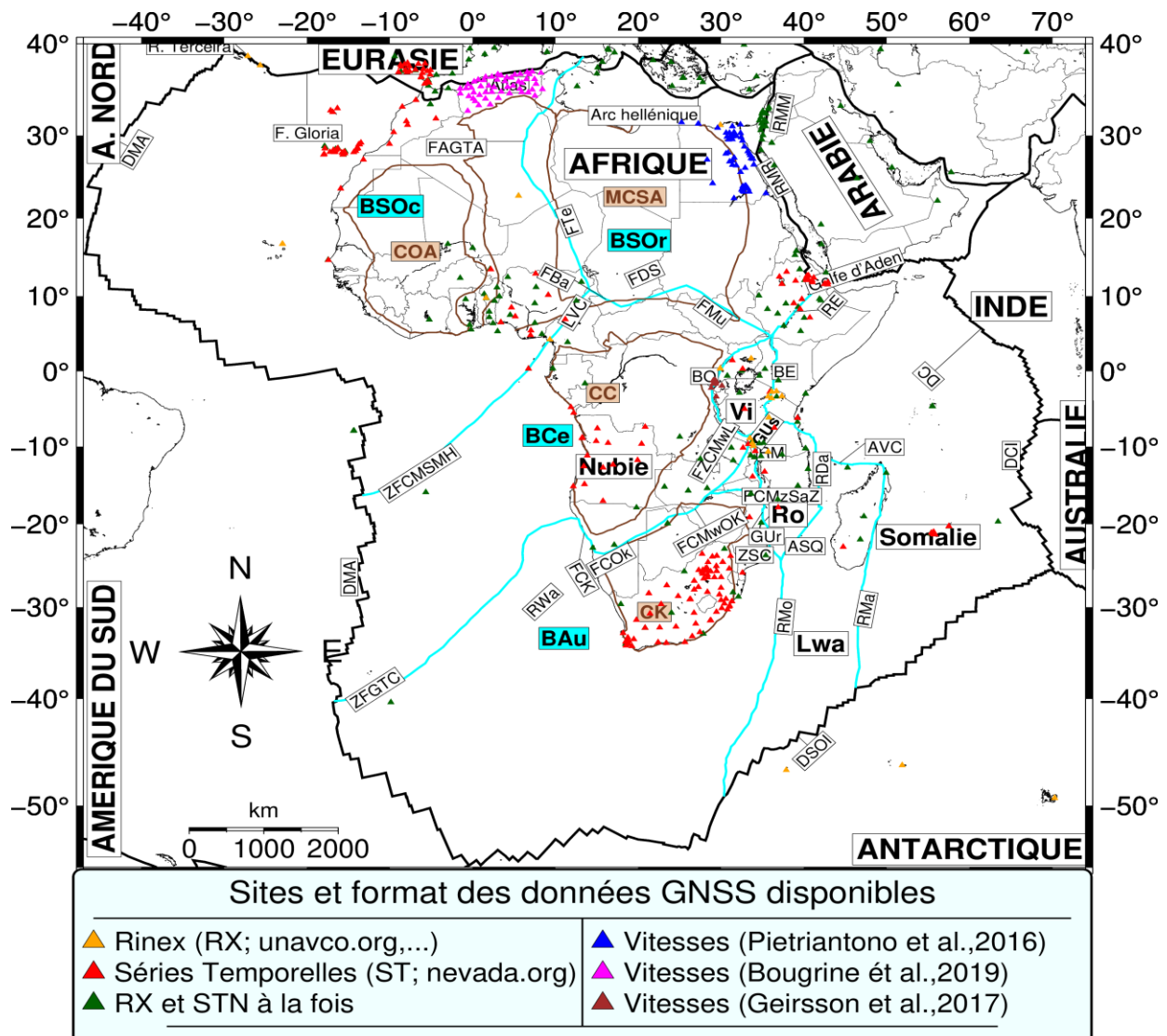


Figure 2.3 - Sites GNSS utilisés dans cette étude. Je présente également les sites dont les vitesses sont publiées par certains auteurs. Sur cette figure, on remarque qu'une bonne partie du continent africain reste encore non couverte par des sites GNSS. Il existe aujourd'hui une dizaine des sites GNSS en RDC qui ne sont pas intégrés dans cette étude, exceptés les sites UKAM et ULUB. Parmi ces sites, 4 ont été créés par moi à l'Ouest de la RDC et 7 par d'autres organismes cités par Ji K.H. et al., (2016) et par Geirsson, H. et al., (2017). Les microplaques : EG : EGEE, AN : ANATOLIE, VI : Victoria, LW : LWANDLE, RO : ROVUMA, les plaque A. : AMERIQUE, AU : AUSTRALIE.

Les fichiers journaliers RINEX issus des stations IGS et des autres réseaux ont été téléchargés à partir des serveurs FTP à accès libre appartenant à divers organismes scientifiques sus-évoqués. Dans cette tâche, j'ai également bénéficié des données régulièrement téléchargées et stockées sur un serveur de l'équipe Dynamique Globale de

l'IPGS géré par Jean-Paul Boy. J'ai recueilli les données GNSS dans les fichiers journaliers RINEX d'un ensemble de 277 sites GNSS permanents (GNSSp) et temporaires (GNSSt) localisés sur la plaque Afrique et quelques sites de l'Asie et de l'Europe choisis sans critère spécifique. Environ 177 sites sont localisés sur la plaque Afrique, parmi lesquels 35 sites GNSS temporaires disponibles dans les archives de l'UNAVCO (www.unavco.org, Figure 2.3).

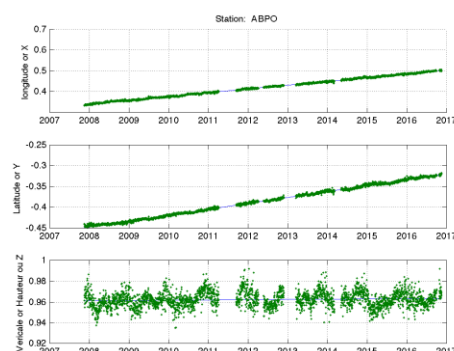
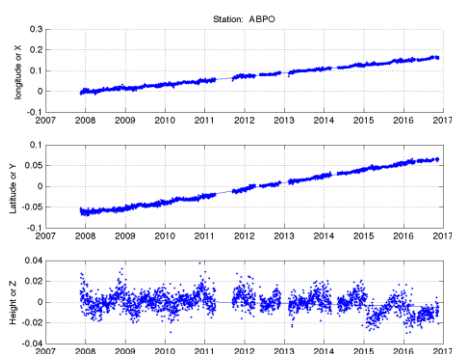
2.2.2 Traitement des données : Méthode de Positionnement Ponctuel Précis

J'ai utilisé des données RINEX qui couvrent une période de 23.5 années d'observation (1994 à 2017.6) pour estimer les coordonnées de stations chaque 24h. Pour ce faire, j'ai appliqué la méthode de Positionnement Ponctuel Précis (PPP) en mode statique à la combinaison ionosphère-libre des données de pseudo-distance et de phase porteuse (Zumberg et al., 1997, Héroux and Kouba, 2001). Cette méthode inclut :

- 1 la correction de surcharge de marée océanique (Scherneck, 1991) en utilisant le modèle de marée océanique FES2014b (Lyard et al., 2016);
- 2 l'estimation de l'humidité troposphérique zénithal et de deux paramètres des gradients en un processus marche aléatoire (Baur-Sever et al., 1998) en utilisant la fonction de cartographie globale GMF (*Global Mapping function*, Boehm et al., 2006),
- 3 les calibrations des antennes pour les récepteurs terrestres et les transmetteurs de satellite (Schmid et al., 2007), et
- 4 l'estimation des horloges de station comme un processus bruit blanc. En outre ce modèle applique la résolution de l'ambiguïté aux doubles paramètres des biais estimés (Blewit, 1989), utilisant la méthode de large bande et de biais de phase, qui connecte les phases des stations individuelles à celles des stations IGS sur le même champ de vue (Bertiger et al., 2010).

Les observations des phases sur deux fréquences ont été utilisées ensemble avec les orbites précises finales et les paramètres d'horloges de l'IGS (Kouba, 2003) pour déterminer les séries temporelles dans un repère global libre utilisant un ensemble des noyaux des stations IGS disponibles sur l'Afrique (Figure 2.1) comme sites de poursuite. Les solutions GNSS journalières dans un repère libre sont alignées à l'ITRF2008 (Altammimi et al., 2011).

Le logiciel CSRS-PPP version 1.05/34613/2013-12-12 de Ressources Naturelles Canada (<https://www.rncan.gc.ca/>) utilisé dans le cadre de ce travail permet d'appliquer cette méthode. La figure 2.4 montre des séries temporelles issues du traitement des données GNSS au format RINEX et celles issues de la Solution Nevada présentée ci-dessous.



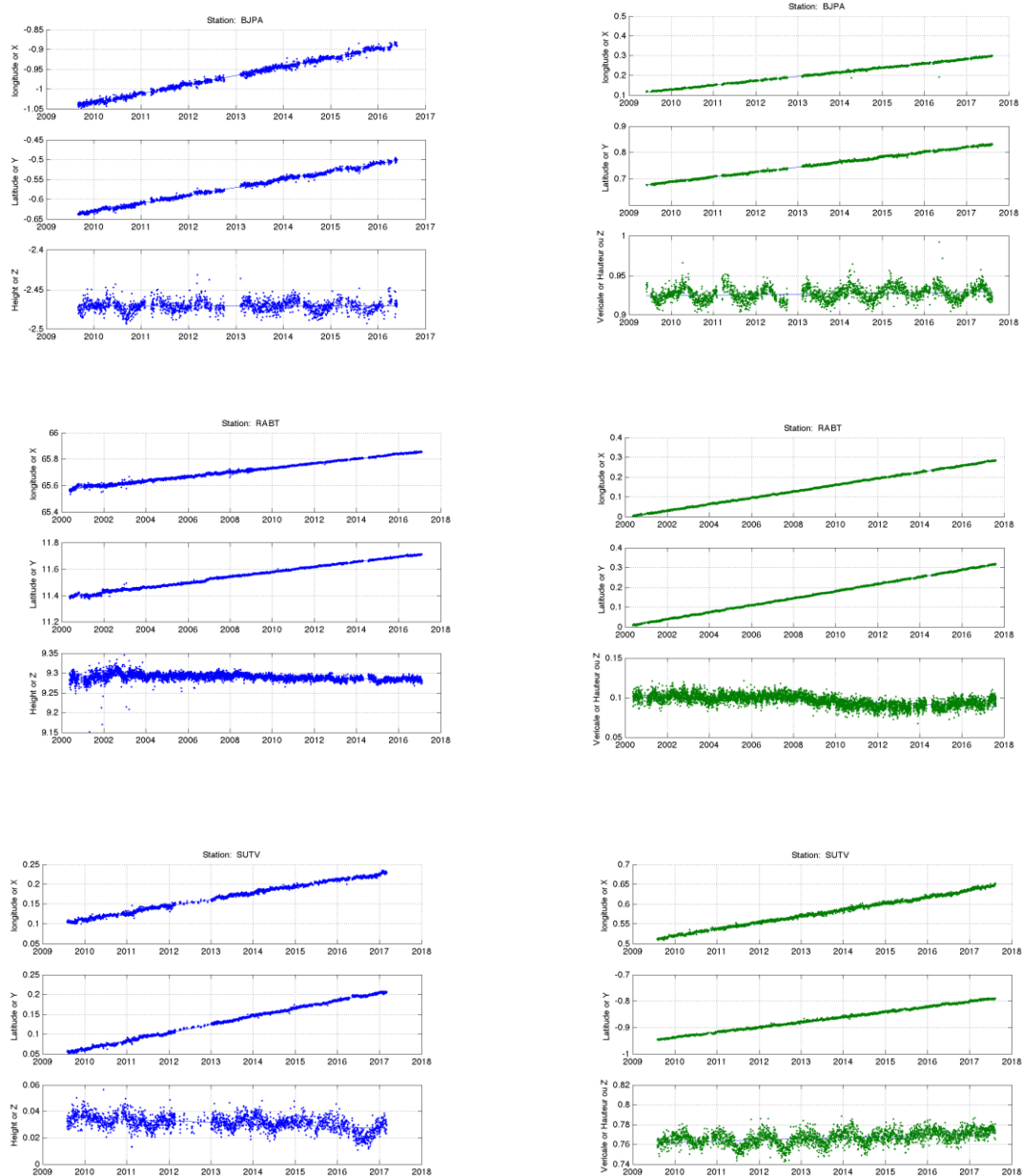


Figure 2.4- En bleu les séries temporelles de position issues de traitement réalisé dans ce travail à partir des données GNSS au format RINEX et en vert celles de la solution Blewitt. Pour les sites GNSS ABPO, BJK, RABT et SUTV.

2.2.3 Séries temporelles GNSS Blewitt pour l'Afrique

Dans cette étude, j'ai également utilisé les séries journalières des positions GNSS dénommées *séries temporelles GNSS rapide* « *tenv* » (ou en anglais « *tenv* » *Rapid GPS Time Series*) calculées par G. Blewitt au Laboratoire Géodésique de l'Université de Nevada (<http://geodesy.unr.edu>).

Selon les informations disponibles sur le site de ce laboratoire (ftp://gneiss.nbmng.unr.edu/MIDAS_release/tenv_format, dernière consultation le 6 janvier 2018), les séries temporelles « *tenv* » proviennent approximativement des données de 4000

stations. Ces données sont téléchargées chaque jour à partir des plusieurs archives incluant : UNAVCO, SIO, CDDIS, PANGA, BARD, CORS, EUREF, GA, GEONET, FReDNeT, GREF, Pecny, IGN, GSI, Statkart, SONEL, OEAW, RENAG, TUDelft, INGV, CWU, Itacyl, GEONET, et Caltech.

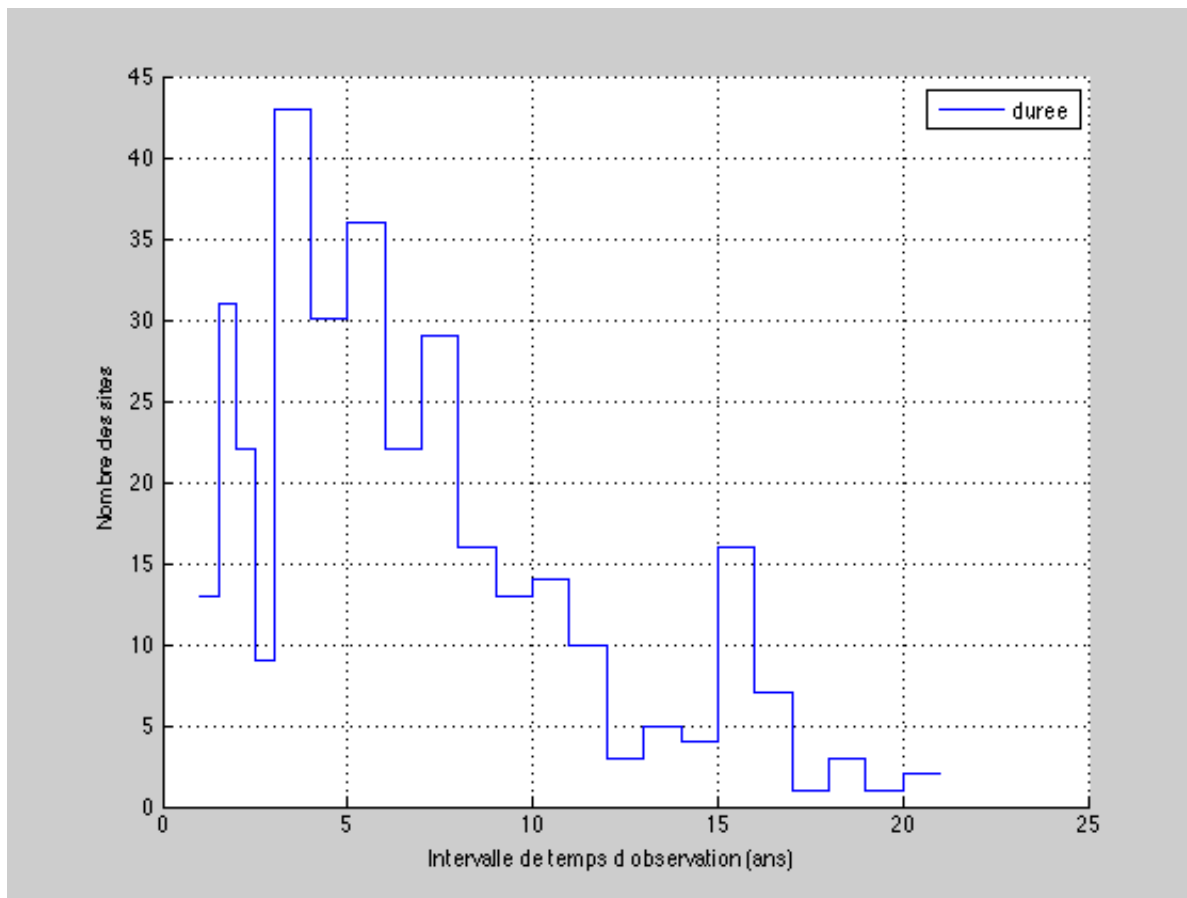


Figure 2.5 - Répartition des durées de mesure pour les stations GNSS continues utilisées dans cette étude.

Ces données sont traitées en appliquant même méthode de Positionnement Ponctuel Précis (PPP) en mode statique à la combinaison ionosphère-libre des données de pseudo-distance et de phase porteuse (Zumberg et al., 1997, Héroux and Kouba, 2001)

Cette solution tenv dispose d'un maximum des sites possibles disponibles actuellement sur l'ensemble des continents et sur l'Afrique. Elle est régulièrement mise en jour et gratuitement accessible. Au mois de juillet 2017, j'ai téléchargé les données disponibles à partir du lien web http://geodesy.unr.edu/gps_timeseries/tenv3/IGS08/.

2.3 Analyse des séries temporelles

Pour l'analyse des séries temporelles, j'utilise la méthode « MIDAS : Median Interannual Difference Adjusted for Skewness » développée par Blewitt et al., (2016). Midas est un estimateur automatique de tendance robuste qui permet d'obtenir des vitesses précises de station GNSS sans avoir besoin d'un criblage manuel. Cet estimateur permet des estimations de vitesse qui résistent aux problèmes courants dans les séries chronologiques GNSS : la saisonnalité, les points aberrants (outliers), l'hétéroscédasticité et les événements non modélisés en général.

2.3.1 Midas

La différence interannuelle médiane ajustée pour l'asymétrie (MIDAS) est une variante de l'estimateur de tendance médiane Theil-Sen. Contrairement aux méthodes précédentes basées sur les moindres carrés conventionnels, MIDAS ne cherche pas à détecter les discontinuités des sauts.

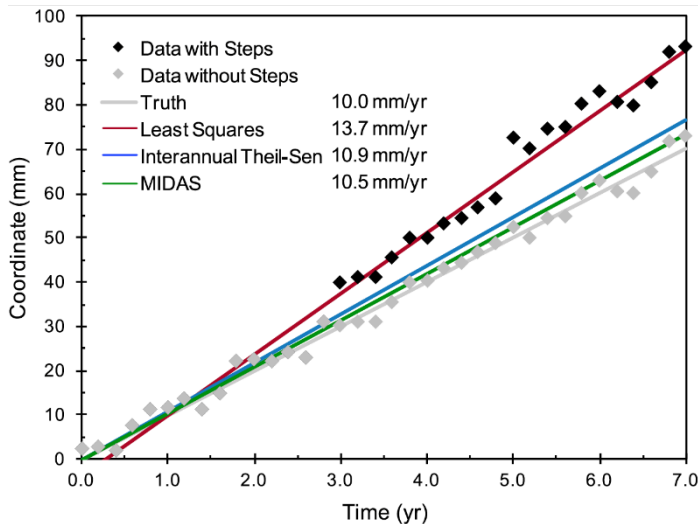


Figure 2.6 - Exemple de séries temporelles simulées avec des sauts, montrant les tendances estimées par les moindres carrés (marron), interannuelle Theil-Sen (bleu) et MIDAS (vert). Aucun des estimateurs ne modélise les sauts. Pour visualiser à quel point chaque estimateur correspond aux données, il y a aussi des données sans sauts et la tendance réelle (en gris). L'erreur de tendance MIDAS est de $0,5 \pm 0,5$ mm/an, ce qui réduit de 50% le biais dans le Theil-Sen interannuel. Après Blewitt et al., (2016).

La figure 2.6, réalisée par *Blewitt et al.*, (2016), montre un exemple simple de données simulées pour fournir une impression intuitive de l'insensibilité des estimations de vitesse MIDAS à des sauts qui peuvent être à peine détectés par les yeux. Elle montre également ce qu'il advient des estimations des moindres carrés si la détection échoue. De plus, MIDAS calcule une incertitude de vitesse réaliste basée sur la distribution observée des pentes échantillonnées.

Je présente dans le paragraphe suivant les différentes étapes principales dans l'analyse de mes séries temporelles en utilisant cette méthode « Midas ».

2.3.2 Analyse des séries proprement dites

2.3.2.1 Résistances des vitesses aux problèmes courant des séries chronologiques

Pour les stations permanentes, j'ai intégré dans cette étude uniquement les séries temporelles d'une durée d'observation d'au moins 2.5 ans (Figure 2.5), afin de réduire les effets saisonniers sur les biais de vitesses (Blewitt et Lavalée, 2002). Ceci permet d'exclure 39 stations de la solution RINEX pour ne rester qu'avec 153 stations.

J'utilise l'estimateur interannuel de Theil-Sen (Hirsch et al., 1982 ; Helsel et Hirsh, 2002), Theil-Sen ordinaire qui, dans le cas des séries temporelles des coordonnées, est défini comme la médiane des pentes entre les paires de données :

$$\hat{v} = \text{median}_{j>i} \left(\frac{x_j - x_i}{t_j - t_i} \right) \quad (2.1)$$

où la coordonnée x_i est échantillonnée à l'instant t_i .

Au lieu de la médiane dont le calcul ne nécessite pas réellement le tri de toutes les données, ce qui peut être coûteux en termes de calcul, j'utilise l'algorithme "quickselect" de

Hoare (1961), qui peut trouver n'importe quel percentile spécifié dans un temps de calcul qui, en pratique, s'échelonne linéairement avec le nombre de données.

Pour atténuer la saisonnalité, je sélectionne des paires des données séparées d'un an. Ceci rend également cet opérateur moins sensible aux discontinuités de sauts. En effet, exiger que la séparation temporelle soit d'une année entière minimise la fraction de paires qui traversent les discontinuités tout en maintenant l'insensibilité à la saisonnalité.

Mes séries temporelles ont des temps spécifiés par les années à valeur réelle, pour lesquelles 1 jour est défini comme $1/365,25$ années. Dans ce cas, pour sélectionner une seule paire, j'ai exigé

$$0.999ans < (t_j - t_i) < 1.001ans \quad (2.2)$$

pour lequel la paire sera séparée par 365 jours.

Un grand avantage de cette approche est que le nombre de calculs est réduit par ordre de grandeur, car le nombre de paires pour notre méthode de sélection va linéairement avec le nombre de données.

Comme des discontinuités échelonnées existent dans certaines de mes séries chronologiques (Figures 2.7 et 2.8), l'estimation de tendance interannuelle de Theil-Sen peut être biaisée, car un saut peut produire une distribution multimodale de pentes allant jusqu'à 365 paires de données couvrant le saut. Les pas inférieurs à 2 écarts types du bruit de données produisent généralement une distribution unimodale qui est biaisée (avec une queue plus peuplée que l'autre).

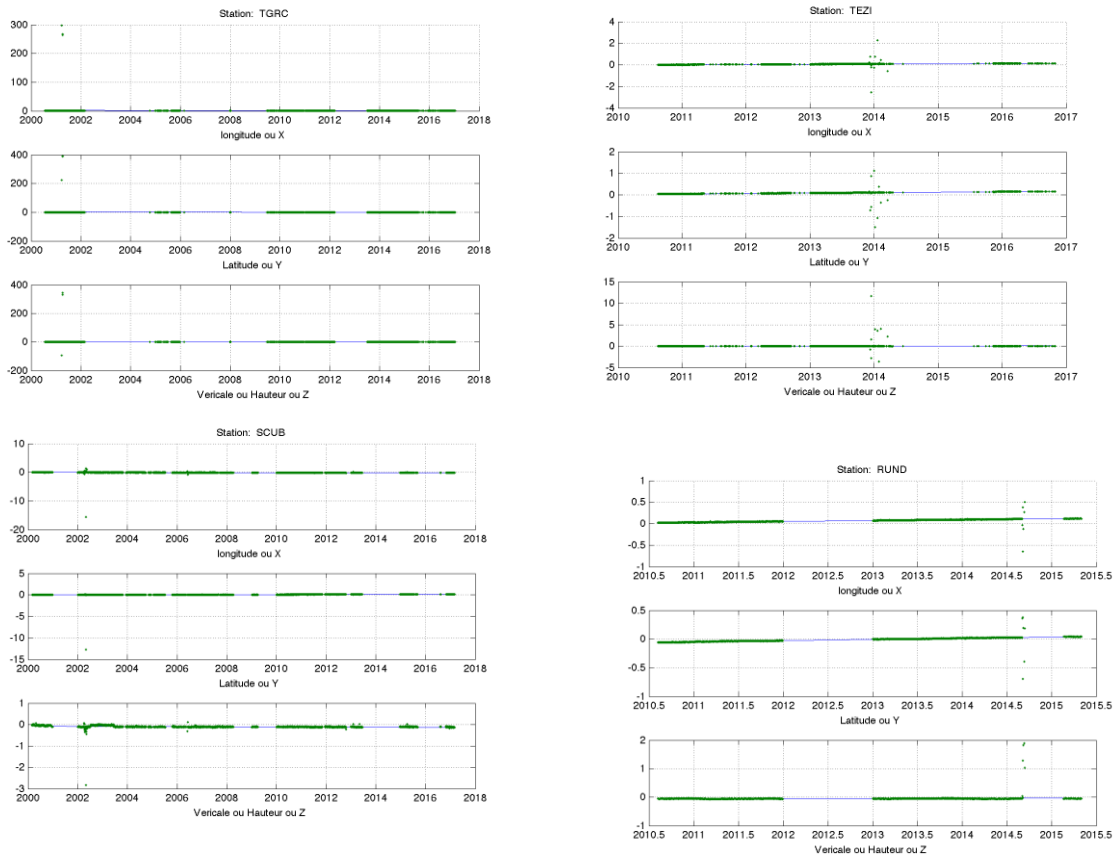


Figure 2. 7 - Les séries temporelles de position présentant des points aberrants issues de traitement réalisé dans ce travail.

Pour résoudre ce problème, je calcule une valeur initiale de la tendance médiane en utilisant les pentes de toutes les paires de données sélectionnées, puis je définis les pentes comme des valeurs aberrantes (éventuellement associées à des sauts) si elles sont supérieures à 2 écarts-types de chaque côté de la médiane. Cela nécessite une estimation de l'écart-type de la distribution qui n'est pas sensible aux valeurs aberrantes (Leys et al., 2013).

Pour cela, je base mon estimation sur un estimateur de dispersion robuste bien connu sous le nom de l'écart médian absolu (EMA). L'écart type peut ensuite être estimé de manière robuste en dimensionnant l'EMA selon Wilcox (2005). Cette estimation de l'écart-type suppose qu'une majorité de données correspond raisonnablement à une fonction de distribution de probabilité gaussienne, avec une minorité aberrante. Ce qui est le cas, pour certaines séries temporelles des positions GNSS (Figure 2.7). Ainsi, je calcule les valeurs finales de la médiane et de l'écart-type après avoir ajusté les queues de la distribution au-delà de 2 écarts-types. Ces deux étapes peuvent être résumées comme suit :

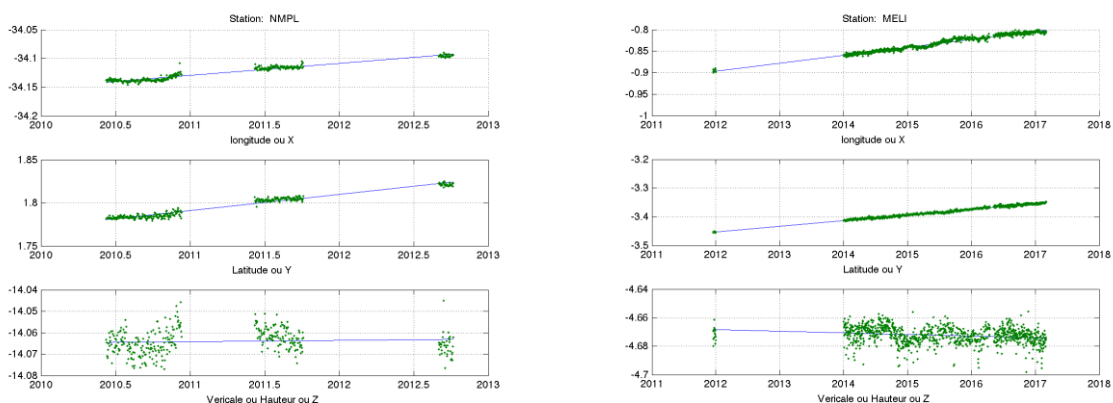
$$\begin{aligned} \text{Etape 1 : } \vartheta &= \text{median}_p v(p) \\ \sigma &= 1.4826 \text{median}_p |v(p) - \vartheta| \end{aligned}$$

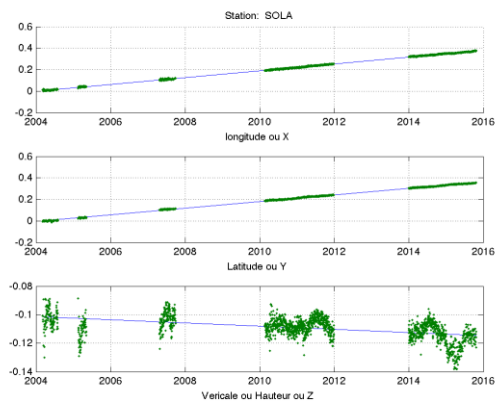
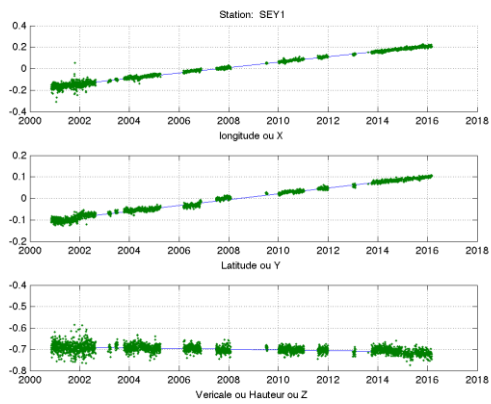
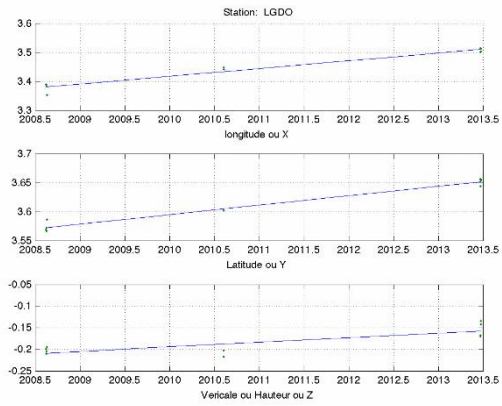
$$\begin{aligned} \text{Étape 2 : Sélectionnez } \{q = p\} &\text{ pour tout } |v(p) - \vartheta| < 2\sigma \\ \vartheta &= 1.4826 \text{median}_p |v(p)| \\ \sigma &= 1.4826 \text{median}_q |v(q) - \vartheta| \end{aligned} \quad (2.3)$$

Théoriquement, le nombre de sauts arbitrairement grands qui peuvent être tolérées est $(T - 1)/2$, où T est l'intervalle de la série temporelle en années, donc, 3 ans est la durée minimale pour résister à un seul saut. Des séries chronologiques continues sur 3 ans ne peuvent tolérer que 17% des données soient aberrantes. Asymptotiquement, les séries chronologiques les plus longues peuvent tolérer jusqu'à 25% de données aberrantes (Annexe Blewitt et al., 2016).

2.3.2.2 Sélection relaxée des paires

La sélection des paires de données à un an d'intervalle fonctionne bien dans le cas des stations continues qui produisent des estimations de la position des stations chaque jour sans lacune. Ce qui n'est pas le cas avec une bonne partie de mes séries dont certaines sont des stations de campagnes et d'autres présentent des lacunes. Ces dernières peuvent avoir des informations utiles (Figures 2.7 et 2.8), j'utilise dans cet analyse un algorithme de sélection relaxée.







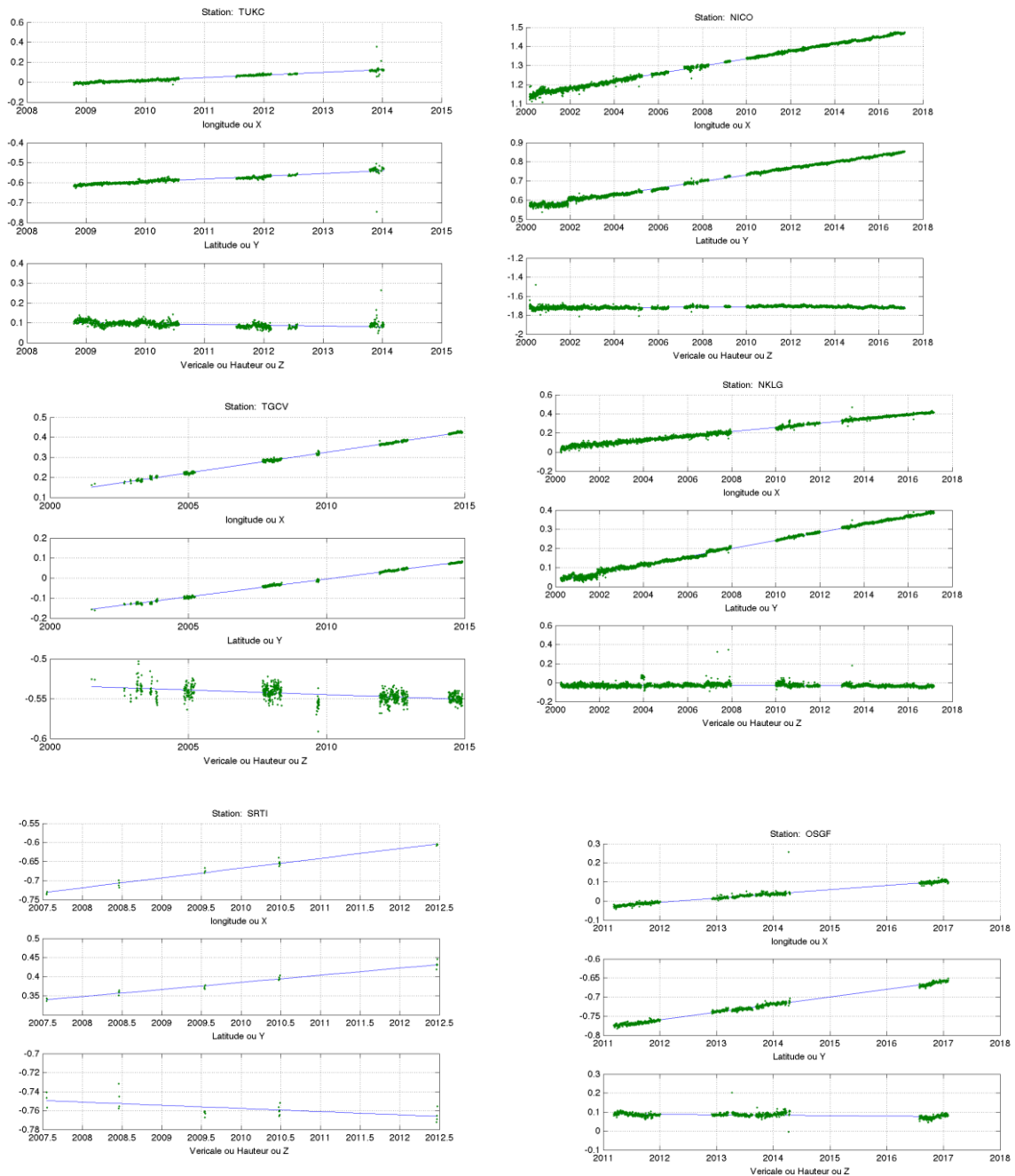


Figure 2.8 - Les séries temporelles de position des stations permanentes avec discontinuité visuellement remarquable et des campagnes issues de traitement réalisé dans ce travail.

Cet algorithme applique les principes suivants. (1) Il devrait y avoir une différence négligeable dans les estimations si nous introduisons de petites lacunes dans une série chronologique. (2) Le principe de la symétrie temporelle exige que si toutes les données étaient inversées dans le temps, l'amplitude de l'estimation de la vitesse ne devrait pas changer. (3) La sélection devrait donner la priorité aux paires séparées d'un an. (4) Une paire séparée de plus d'un an doit être sélectionnée si une paire de 1 an ne peut pas être formée. Le code Midas que j'ai utilisé dans cette étude implémente cette méthode. En outre, ce code n'a pas de seuil définissant si on traite une série chronologique comme continue ou non. Le même code s'applique à toutes les séries chronologiques.

2.3.2.3 L'incertitude de la vitesse

J'utilise l'estimation itérative pour l'écart type donné dans la deuxième étape de l'équation (2.3), l'écart-type formelle dans la médiane est estimée selon Kenney et Keeping (1954, p.212), en supposant que la distribution ajustée est approximativement ordinaire :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \approx 1.2533 \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \quad (2.4)$$

J'exclue les vitesses dont la déviation standard est supérieure à 2.

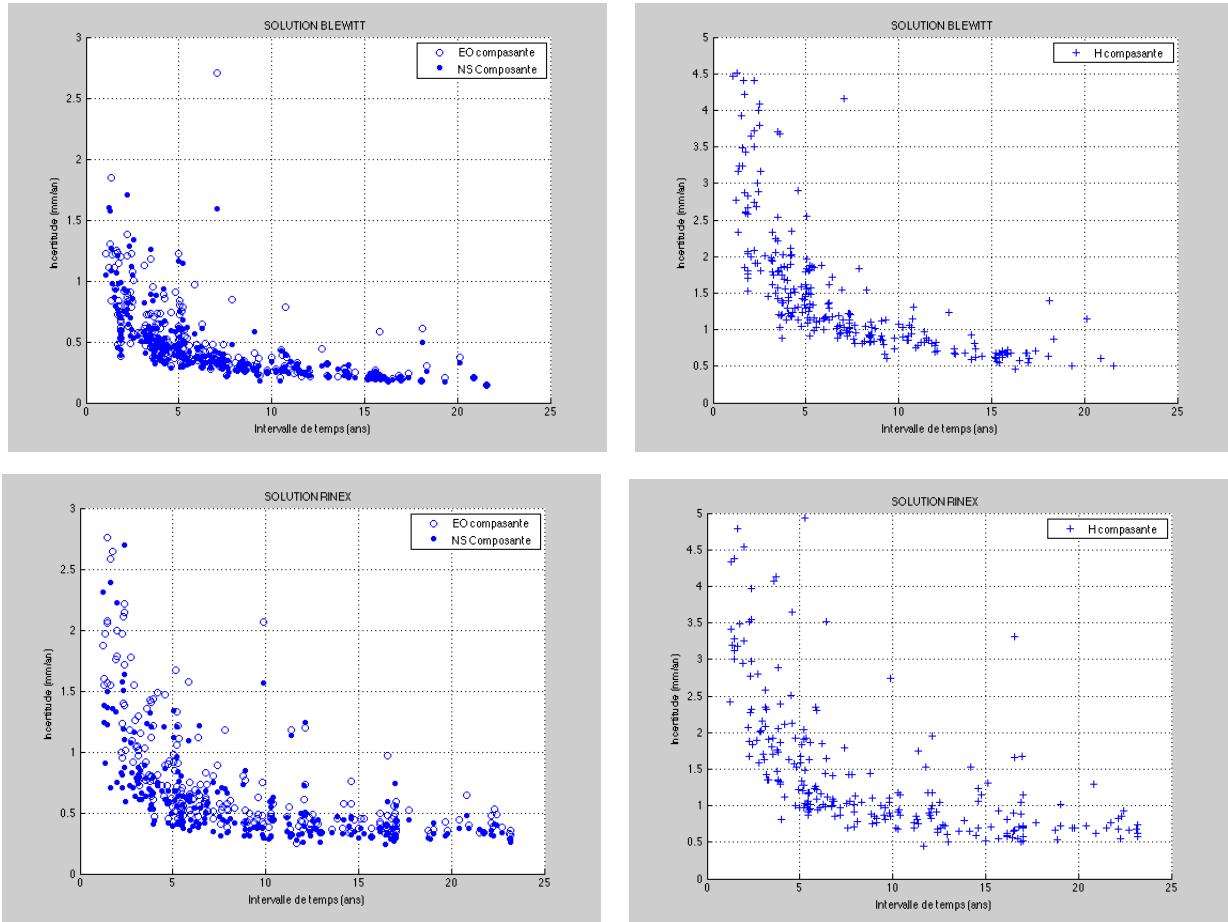


Figure 2.9 - Les incertitudes sur les vitesses en fonction de l'intervalle de temps de mesures pour ce travail et la solution Nevada.

Je rappelle que l'estimation de l'écart type est basée sur l'EMA, première étape de l'équation (2.3), sous l'hypothèse que la majorité des données ont une fonction de distribution de probabilité gaussienne, avec une minorité des données aberrantes. Ceci justifie l'utilisation de règles applicables à la distribution normale. Ici, N est le nombre effectif de pentes q indépendantes sélectionnées à l'étape 2 de l'équation (2.3). Je calcule cela en divisant le nombre réel par un facteur 4 pour tenir compte du nombre nominal de fois que les données de coordonnées d'origine sont utilisées pour former des paires :

$$N = \frac{N_{\text{actuel}}}{4} \quad (2.5)$$

Notez que N sera généralement différent pour chacune des trois coordonnées de position, à cause de la façon dont les queues sont coupées. Comme c'est la pratique courante dans la géodésie GNSS, je traite les séries chronologiques dans les composantes est, nord et verticale indépendamment, car les corrélations entre ces composantes sont généralement faibles ($\sim 0,1$). De plus, les erreurs systématiques et les discontinuités de sauts tendent à affecter ces composants différemment (par exemple, changement de hauteur d'antenne). Enfin, je définis l'incertitude de la vitesse comme l'erreur-type mise à l'échelle dans la médiane (Blewitt et al., 2016):

$$\hat{s} = 3\hat{\sigma} \quad (2.6)$$

Le facteur de mise à l'échelle de 3 est choisi de manière à ce que l'erreur soit proche de la précision de la moyenne quadratique (RMS), selon des tests utilisant des données simulées (Kreemer et al., 2014 ; Blewitt et al., 2016). La nécessité d'un facteur d'échelle survient lorsque les données sont auto-corrélées, ce qui modifie également le nombre effectif d'observations indépendantes (Zięba et Ramsa, 2011). L'autocorrélation peut découler du bruit de la loi de puissance (Agnew, 1992), comme le bruit de scintillement, qui est de nature envahissante (Brody, 1969) et est donc omniprésent dans les données GNSS (Williams et al., 2004).

Le logiciel MIDAS (Blewitt et al., 2016) m'a aidé à faire ce calcul et à obtenir deux champs des vitesses GNSS pour l'Afrique avec une solution obtenue dans ce travail et la Solution Nevada. La *solution obtenue dans ce travail* est celle que j'ai obtenue après un traitement PPP de l'ensemble des données GNSS au format RINEX librement accessibles en Afrique et la *Solution Nevada* est celle constituée de séries temporelles tenv pour environ 321 sites africains.

La figure 2.9 montre que les incertitudes sur les vitesses décroissent rapidement durant les 2.5 à 3 premières années pour les mesures continues pour les deux solutions (ce travail et *Solution Nevada*). Ceci est cohérent avec les prédictions de Blewitt and Lavallée (2002). Après 3 ans, les incertitudes sur les vitesses décroissent plus lentement, justifiant les longueurs des périodes qui sont exigées pour moyenner le bruit de scintillement et le bruit marche aléatoire qui affectent les mouvements de monuments GNSS. Les sites ayant des

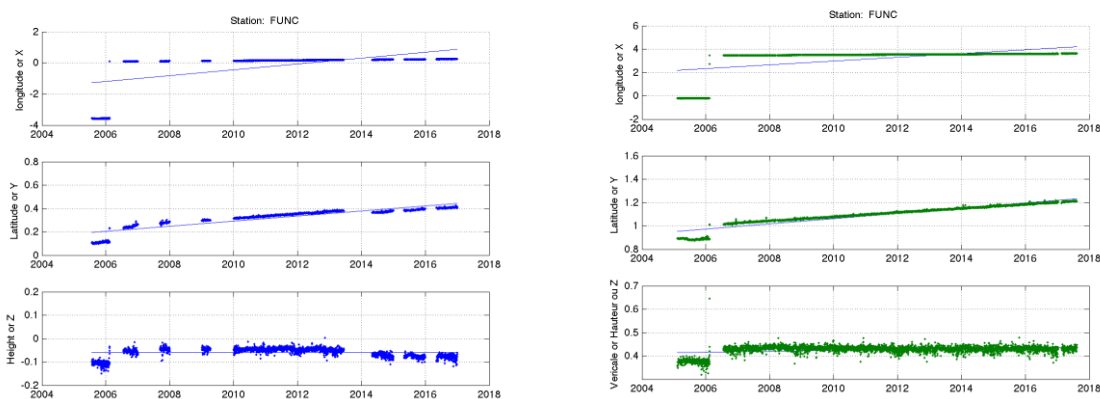


Figure 2.10 - *Séries temporelles de la station FUNC. Bleu : Ce travail, Vert : Nevada. Une des séries temporelles « déconseillées » le plus remarquable.*

vitesses mieux déterminées (24 ans des données continues) ont respectivement des incertitudes sur des vitesses horizontales et verticales de l'ordre de ± 0.25 mm/an et de ± 0.45 mm/an.

Dans ce travail, j'ai également eu à faire à des séries temporelles disposant des discontinuités d'étape dues peut-être à un changement d'antenne documenté ou non documenté, un tremblement de terre qui a provoqué une variation de coordonnées postséismiques plus importante que la petite étape cosismique pour une station en service continu. Ces séries m'ont permis de confirmer la performance de Midas en évaluant visuellement des mesures d'atténuation discontinuités d'étape. C'est le cas notamment de la série de la station FUNC (Figure 2.10) située dans l'Île Medeira, Funchal. Exploitée par l'Institut Géographique Portugais, cette station a été intégrée dans la liste des stations IGS en 2009. Elle fournit une couverture GPS + GLONASS supplémentaire au large des côtes du Maroc (<https://webigs.ign.fr/tfcc/en/station/FUNC/maills>; le 30/05/2018).

La station FUNC, une station en service continu vers 2003.7070 montre un saut de ~ 4 mm dans la composante Est, ~ 0.1 mm dans la composante Nord et ~ 0.05 mm dans la composante verticale. Le tableau 2.1 montre qu'en appliquant MIDAS et Moindre carré sur cette série temporelle non corrigée de la Solution Nevada beaucoup plus complète, la vitesse trouvée correspond à l'ordre de grandeur des vitesses par rapport à l'ITRF attendue. Elle est également identique avec celle fournie par Blewitt et al., (2016). Tandis que l'application de Moindre carré sur la même série non corrigée donne une valeur 10 fois plus grande sur sa composante NS.

Tableau 2. 1 - Comparaison des vitesses calculées par la méthode MIDAS et le Moindre carré sur la série temporelle Nevada brute de la station FUNC non retravaillé.

NOMS	V_λ (degré)	V_φ (degré)	σ_λ (degré)	σ_φ (degré)
MIDAS Blewitt et al., (2016)	14.886	17.782	0.287	0.256
MIDAS	14.886	17.782	0.287	0.256
Moindre carré	21.682966	187.292765	1.029651	-0.005311

2.4 Comparaison de deux solutions

Dans ce paragraphe, j'ai fait une comparaison des solutions individuelles *Blewitt* et *Rinex* pour un grand nombre de sites et sur une longue période de temps afin de choisir la plus complète en termes de nombre des sites disponibles dans une solution pour la suite de l'étude géodynamique.

Ici, j'ai appliqué les tests statistiques de comparaison sur les deux échantillons des champs de vitesses. J'ai calculé séparément les coordonnées et vitesses angulaires de pôles de rotation suivant le modèle tectonique à deux plaques africaines entre lesquelles se confinent 3 microplaques. J'ai comparé les pôles d'Euler calculés avec les deux solutions et ceux calculés par les auteurs précédents (Tableau 2.3).

2.4.1 Test de Student pour échantillons appariés

J'utilise le test de Student pour échantillons appariés. Ce test permet de comparer les moyennes de deux séries de mesures faites sur les mêmes unités statistiques. Exemple : les vitesses GNSS des mêmes sites obtenues grâce à des stratégies de traitements différents (dans

mon cas, la stratégie reste la même avec le traitement PPP, c'est seulement les logiciels qui sont différents).

Le test de Student pour échantillons appariés peut être utilisé pour détecter le niveau de différence entre les deux résultats. Le terme "appariés" est lié au fait que deux vitesses trouvées différemment sont attribuées à un même site, ainsi les données pour ce test sont organisées par paires. Ce test s'applique sur les échantillons gaussiens. Et, les échantillons dont la taille n dépasse 30 sont assimilables aux variables gaussiennes.

La solution issue du traitement des données GNSS au format RINEX contient 36 stations qui ne sont pas dans la solution issue des séries temporelles Blewitt (AITB, ALEX, BEYA, CHGM, CPVG, CZTG, DOD2, DUM1, EKON, ELE2, ELEN, FFPS, GEL2, HELB, IISC, KARO, KERG, KIRI, KRGG, KRT2, KYEL, LGDO, MARB, MARN, MATH, MOSH, NALO, NIAT, PDEL, POL2, SCUB, SNG1, SRTI, TAMN, TERC, TGCV). La Solution Nevada contient aussi des sites qui ne figurent pas dans la solution calculée dans ce travail les stations situées en Angola (Figure 2.1).

Ainsi, 228 sites GNSSp communs dans les deux solutions coordonnées/vitesses ont constitué deux échantillons pour une comparaison statistique. Ces deux échantillons étant grand ($n > 30$) et provenant de mêmes sites, je suppose que la distribution des vitesses suit la loi normale et j'applique le test statistique de student apparié. Je constate que sur la composante Est, ce test passe avec un intervalle de confiance de 95% et une différence des moyennes de 0.05mm/an. Par contre, il ne passe pas pour les deux autres composantes avec une différence des moyennes de 0.8 mm/an et de -1,34 mm/an respectivement sur les composantes Nord et Verticale.

Dans le cas idéal, la fonction de distribution d'époques des bonnes données (des données journalières qui ne sont pas des valeurs aberrantes ou des discontinuités d'étapes dans une série continue) et celle d'échantillon des paires des vitesses utilisées dans l'estimation des vitesses devraient être respectivement linéaires croissantes avec une même pente. Par contre, la figure 2.11 montre que les deux fonctions de la solution calculée dans ce travail sont un peu plus dispersées et celles de la Solution Nevada un peu moins. Ceci est peut-être expliqué par la différence des incertitudes entre les deux solutions.

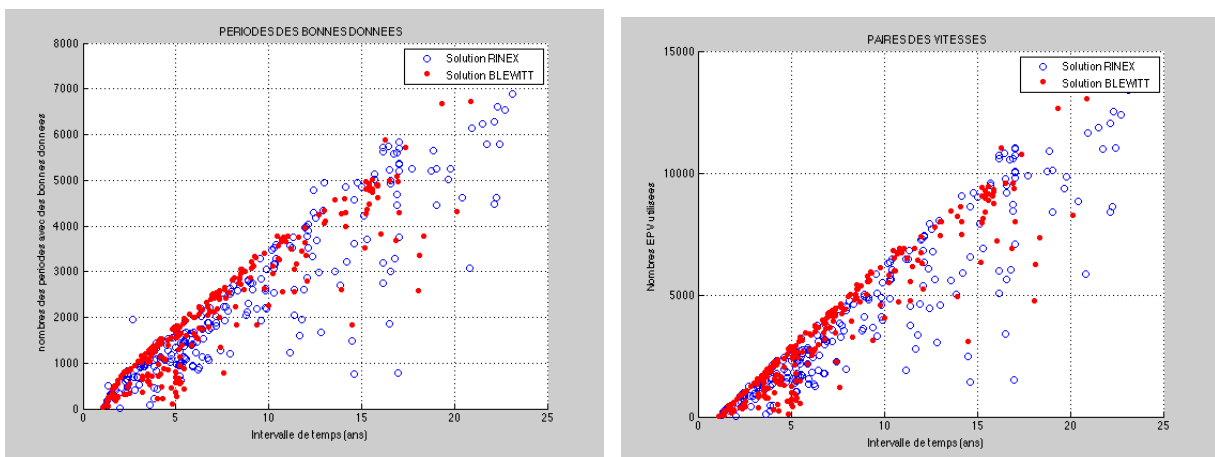


Figure 2.11 - Comparaison des nombres d'époques de bonnes données et d'échantillon des paires des vitesses utilisées dans l'estimation de la vitesse entre les deux solutions

2.4.2 Calcul des pôles de rotation pour chacune des solutions

Les plaques tectoniques étant approximées à des calottes sphériques, l'analyse du champ de vitesses pour les études tectoniques nécessite la description préalable du mouvement de rotation de ces plaques par rapport à un référentiel global tel que l'ITRF2008 (Altamimi et al.,2011). Cette description du mouvement des plaques consiste notamment à estimer leurs pôles de rotations (ou pôle d'Euler) respectifs par rapport à ce référentiel. Dans cette section, je présente les estimations des pôles de rotations des différentes plaques et microplaques africaines avec les deux solutions distinctement.

Je commence par une description succincte du modèle théorique que j'ai utilisé lors de l'estimation des pôles d'Euler des plaques et microplaques africaines. Ensuite, je présente le processus d'estimation des pôles d'Euler d'une plaque (microplaque) à l'autre en utilisant chacune de deux solutions. Enfin, j'ai fait une comparaison des pôles d'Euler calculés dans cette étude entre eux et avec ceux calculés dans les études antérieures pour chacune des plaques.

2.4.2.1 Modèle théorique d'estimation du pôle d'Euler

Dans la suite, j'ai mon champ de vitesse $v^{i \in \langle 1;N \rangle}$ i désignent le numéro du site GNSS (dans cette section le mot « Site » indiquerait le groupe des mots « Site GNSS »), et N le nombre des sites.

2.4.2.1.1 Équation de mouvement d'un bloc rigide sur la sphère

En considérant le mouvement uniforme d'un bloc ou d'un ensemble des blocs rigides sur la sphère, la vitesse horizontale sur le site Q^i appartenant à ce bloc ou un des blocs est donnée par la relation :

$$V(Q^i) = \omega \times r_{0Q^i} \quad (2.10)$$

où ω est le vecteur vitesse de rotation, $r_{0Q^i} = \begin{bmatrix} x^i \\ y^i \\ z^i \end{bmatrix}$ est le vecteur radial joignant l'origine de

la Terre au site Q^i . Trois paramètres suffisent donc à décrire la cinématique d'un bloc ou d'un ensemble des blocs sur la plaque Afrique. J'ai utilisé l'équation (2.10) pour :

- 1 déterminer la cinématique des différents blocs notamment la détermination des coordonnées et vitesses de rotations des plaques et microplaques africaines dans un référentiel global comme l'ITRF2008 (Altamimi et al.,2011)
- 2 prédire les vitesses relatives le long des frontières de ces blocs ou des ensemble des blocs (plaques et microplaques)
- 3 quantifier le niveau de déformation/rigidité de plaques et microplaques ;
- 4 définir la géométrie de ces blocs ou des ensemble des blocs (plaques et microplaques).

2.4.2.1.2 Détermination de la cinématique des blocs ou ensemble des blocs (plaques et microplaques).

Pour chaque site Q^i de vitesse $v^{i \in \langle 1;n \rangle}$, $v^i = \begin{bmatrix} v_x^i \\ v_y^i \\ v_z^i \end{bmatrix}$ appartenant à une plaque ou

microplaque, l'analyse des séries temporelles GNSS réalisée dans ce travail et celles de la Solution Nevada fournissent les vitesses 3D exprimées directement dans le référentiel global ITRF2008 (Altamimi et al.,2011).

Soit Q un site sur le Globe de coordonnées géographiques (λ, φ) , O le centre de ce Globe, le vecteur OQ , q le vecteur unitaire en Q dirigé selon le méridien, p le vecteur unitaire dirigé selon le parallèle vers l'est. Ainsi, les composantes de ces trois vecteurs sont :

$$p = \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R \cos\lambda \cos\varphi \\ R \cos\lambda \sin\varphi \\ R \sin\lambda \end{bmatrix} \quad (a), \quad q = \begin{bmatrix} -\sin\lambda \cos\varphi \\ -\sin\lambda \sin\varphi \\ \cos\lambda \end{bmatrix} \quad (b) \quad (2.11) \quad .$$

avec ω exprimé en radians par unité de temps.

$$v = \omega \wedge R = \begin{bmatrix} \omega_y z & \omega_z y \\ \omega_z x & \omega_x z \\ \omega_x y & \omega_y x \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R(\omega_y \sin\lambda - \omega_z \cos\lambda) \\ R(\omega_z \cos\lambda \cos\varphi - \omega_x) \\ R \cos\lambda (\omega_x \sin\varphi - \omega_y) \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

Il s'ensuit :

$$v_\lambda = v \cdot q = R(\omega_x \sin\varphi - \omega_y \cos\varphi) \quad (2.13a)$$

$$v_\varphi = v \cdot p = R[\omega_x \cos\lambda - (\omega_x \cos\varphi + \omega_y \sin\varphi) \sin\lambda] \quad (2.13b)$$

En général les vitesses de rotation sont données en degrés/Ma, la première définition (approximative) du mètre, $R = \left(\frac{20000}{\pi}\right) km$. Les vitesses en (ou mm/an) valent :

$$v_\lambda = \frac{1000}{9} (\omega_x \sin\varphi - \omega_y \cos\varphi) \quad (2.14a)$$

$$v_\varphi = \frac{1000}{9} [\omega_z \cos\lambda - (\omega_x \cos\varphi + \omega_y \sin\varphi) \sin\lambda] \quad (2.14b)$$

Considérant les composantes eulériennes des vitesses relatives. J'ai pu alors obtenir la vitesse relative au point Q , en km/Ma, sans passer par les composantes cartésiennes grâce aux formules suivantes :

$$v_\lambda = \frac{1000}{9} \omega \cos\lambda_p \sin(\varphi - \varphi_p) \quad (2.15a)$$

$$v_\varphi = \frac{1000}{9} \omega [\sin\lambda_p \cos\lambda - \cos\lambda_p \sin\lambda \cos(\varphi - \varphi_p)] \quad (2.15b)$$

Je considère que v_λ et v_φ représentent les composantes horizontales des vitesses prédites par le pôle de rotation P d'amplitude ω degré/an et des coordonnées géographique en degré de son point d'intersection de son axe de rotation avec la surface terrestre λ (longitude) et φ (latitude). Ensuite, sachant que l'analyse des séries temporelles GNSS réalisée ci-dessus m'a fourni les composantes longitudinales V_λ et latitudinales V_φ des vitesses mesurées sur N sites exprimées directement dans le référentiel global ITRF2008 (Altamimi et al.,2011), je forme un système d'équations à $2N$ équations (N le nombre de sites) et 3

inconnues à partir des équations (2.15). Les trois inconnues sont la vitesse de rotation de la plaque ω_p et les deux coordonnées géographiques du point d'intersection de l'axe de rotation de la plaque avec la surface du Globe appelé pôle de rotation de la plaque ou pôle d'Euler (longitude : λ_p et latitude : φ_p).

$$\left. \begin{array}{l} V_{\lambda_1} - v_{\lambda_1}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ V_{\varphi_1} - v_{\varphi_1}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ V_{\lambda_2} - v_{\lambda_2}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ V_{\varphi_2} - v_{\varphi_2}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ \vdots \\ V_{\lambda_N} - v_{\lambda_N}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ V_{\varphi_N} - v_{\varphi_N}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \end{array} \right\} \quad (2.16)$$

Ce système peut être écrit dans une seule expression en utilisant les vecteurs, c'est à dire,

$$V(P) = 0 \quad (2.17)$$

où le vecteur P contient les trois variables indépendants (vitesse angulaire et les deux coordonnées du pôle d'Euler de la plaque) et V contient les fonctions $v_{\lambda_i, \varphi_i}(P)$:

$$P = \begin{bmatrix} \omega_p \\ \lambda_p \\ \varphi_p \end{bmatrix}, \quad (2.18)$$

$$V(P) = \begin{bmatrix} V_{\lambda_1} - v_{\lambda_1}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ V_{\varphi_1} - v_{\varphi_1}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ V_{\lambda_2} - v_{\lambda_2}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ V_{\varphi_2} - v_{\varphi_2}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ \vdots \\ V_{\lambda_N} - v_{\lambda_N}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \\ V_{\varphi_N} - v_{\varphi_N}(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p) = 0 \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

J'ai résolu ce système par la méthode de Newton-Raphson. Cette méthode exige l'évaluation d'une matrice, connue comme le Jacobien du système. Dans mon cas, c'est une matrice (2N, 3) défini comme :

$$J = \frac{\partial(v_{\lambda_1}, v_{\varphi_1}, v_{\lambda_2}, v_{\varphi_2}, \dots, v_{\lambda_N}, v_{\varphi_N})}{\partial(\omega_p, \lambda_p, \varphi_p)} = \begin{bmatrix} v_{\lambda_1}/\omega_p & v_{\lambda_1}/\lambda_p & v_{\lambda_1}/\varphi_p \\ v_{\varphi_1}/\omega_p & v_{\varphi_1}/\lambda_p & v_{\varphi_1}/\varphi_p \\ v_{\lambda_2}/\omega_p & v_{\lambda_2}/\lambda_p & v_{\lambda_2}/\varphi_p \\ v_{\varphi_2}/\omega_p & v_{\varphi_2}/\lambda_p & v_{\varphi_2}/\varphi_p \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ v_{\lambda_N}/\omega_p & v_{\lambda_N}/\lambda_p & v_{\lambda_N}/\varphi_p \\ v_{\varphi_N}/\omega_p & v_{\varphi_N}/\lambda_p & v_{\varphi_N}/\varphi_p \end{bmatrix} \quad (2.20)$$

Si $P = P_0(\omega_0, \lambda_0, \varphi_0)$ représente le premier pôle d'Euler approché du pôle d'Euler réel de la plaque, les approximations successives de ce pôle sont obtenues à partir de

$$P_{n+1} = P_n - J^{-1} \cdot V(P_n) \quad (2.21)$$

Avec n le nombre d'itérations. Le pôle d'Euler a priori $P_0(\omega_0, \lambda_0, \varphi_0)$ peut être déterminé préalablement par la méthode d'ajustement par moindres-carrés (EPC : *Matlab software to*

estimate Euler pole parameters, Goudarzi et al., 2014). C'est pourquoi cette méthode est appelée dans ce travail « **méthode de moindre-carrée couplée avec newton-raphson** ».

J'ai appliqué comme critère de convergence le fait qu'avant la vingtième itération, le résidu de l'itération n-1 doit toujours être supérieur à celui de l'interaction n. Le résidu l'itération i est calculé comme suit

$$res(i) = \sqrt{\sum (V_j^{pred} - V_j^{obs})^2} \quad (2.22)$$

Avec V_j^{obs} vitesses observées ou mesurées et V_j^{pred} vitesses prédites ou calculées sur le site j.

L'incertitude sur le pôle d'Euler est déterminée

$$\sigma_P = \sigma_P \left(\frac{\omega_n - \omega_{n-1}}{\omega_n}, \frac{\lambda_n - \lambda_{n-1}}{\lambda_n}, \frac{\varphi_n - \varphi_{n-1}}{\varphi_n} \right) \quad (2.23)$$

Tant que la valeur du résidu de l'itération n-1 ne devient pas supérieure à celle du résidu n, on peut atteindre le nombre d'itérations très élevé ($n \gg \gg$) telle que la correction $J^{-1} \cdot V(P_n)$ devient presque nulle. Par conséquent les incertitudes sur certaines ou toutes les composantes du pôle d'Euler s'annulent ou deviennent très faibles ($< 10^{-5} mm/an$).

2.4.2.1.3 Pôles d'Euler et forces motrices de mouvement de plaques

Selon la théorie de la tectonique de plaque, la surface de la Terre est recouverte d'un petit nombre de plaques lithosphériques, dont les mouvements relatifs sont décrits en termes de mouvements de calottes supposées rigides sur une sphère (McKenzie & Parker 1967 ; Morgan 1968 ; Le Pichon 1968). Les forces plausibles agissant sur les plaques tectoniques (ou forces d'entraînement des calottes : FEC) ont été proposées par plusieurs auteurs et classées en deux catégories par Forsyth et Uyedat (1975): les forces agissant sur la surface intérieure des plaques et celles agissant aux limites plaques. Ces auteurs ont listé une série des forces possibles notamment :

- La trainée du manteau (TM) : force agissant sur la surface inférieure des plaques qui est due au couplage visqueux entre les plaques et l'asthénosphère sous-jacente.
- La poussée d'arête (PA) : force agissant à la frontière divergente où les plaques sont écartées par glissement gravitationnel (Orowan 1964 ; Lliboutry 1969 ; Hales 1969 ; Jacoby 1970 ; Artyushkov 1973) ;
- La résistance de la faille transformante (RT) : Force résistive agissant à la limite de la faille transformante ;
- La traction de la plaque (TP) : force de flottabilité négative agissant sur la partie de dalle descendante de la plaque océanique subductée.
- La résistance de la plaque (RP) : force due à la résistance rencontrée par la plaque descendante qui plonge dans la mésosphère, où la résistance visqueuse peut être beaucoup plus élevée que dans l'asthénosphère ;
- La résistance de collision (RC) : Force de frottement qui s'oppose au mouvement relatif entre deux plaques au point de leur interaction des deux plaques. Cette force, la résistance de collision, est de sens opposé mais de grandeur identique pour les deux plaques en raison du principe d'action et de réaction.
- L'aspiration (A) : force qui tire la plaque vers la tranchée, proposée par Elsasser (1971) pour la plaque continentale.

$$FEC = TM + PA + RT + TP + RP + RC + A + \dots$$

Forsyth et Uyedat (1975) ont réfuté, pour des raisons d'observation, l'argument selon lequel l'une quelconque des forces motrices ci-dessus est la seule force motrice des mouvements des plaques. Ils ont soutenu qu'un effet combiné de ces forces est responsable du maintien des mouvements de la plaque et ont juste montré que la traction de la plaque descendante était la force prédominante. De ce qui précède, on peut considérer que le vecteur vitesse ITRF, mesuré par rapport au repère non-rotation globale (*NNR: no net rotation, Argus et Gordon 1991*), est le vecteur résultant de la somme des vecteurs vitesses dues aux diverses forces agissantes sur la plaque.

$$V_{ITRF} = V_{FEC} = V_{TM} + V_{PA} + V_{RT} + V_{TP} + V_{RP} + V_{RC} + A + \dots$$

L'inversion du champ de vitesses géodésiques (vitesses ITRF mesurées) pour déterminer les coordonnées et la vitesse angulaire du pôle d'Euler modéliserait globalement le mouvement d'une plaque (ou d'un bloc) en retenant que les composantes des vecteurs vitesses uniformes dues aux forces dont les effets (contraintes à champs lointain) sont mesurables sur chaque site de mesures GNSS concerné. L'utilisation de la *méthode de moindre-carrée couplée avec celle de newton-raphson* pour cette inversion permettrait d'extirper aux mieux toutes les composantes des vecteurs vitesses liées aux bruits de mesures et aux forces locales sur un site (ou groupe des sites) concernés dans la détermination du pôle d'Euler. On peut dire que dans l'algorithme utilisé dans la méthode Newton-raphson, le terme de correction $J^{-1} \cdot V(P_n)$ permettrait d'extraire et d'écarter les composantes de ces vecteurs vitesses liées aux bruits de mesures et aux forces locales afin d'obtenir une précision de l'ordre $< 10^{-5} mm/an$. Ces incertitudes très faibles ou presque nulles sur les coordonnées et vitesses angulaires permettraient l'estimation du mouvement relatif entre plaque précis aux ordres de grandeurs très faibles ($> 10^{-5} mm/an$). Il faudrait aussi retenir que ces algorithmes, exploitant les mesures instantanées sur des sites largement distribués sur des surfaces larges ne pose pas la rigidité de la plaque comme une condition préalable à la détermination du pôle d'Euler. Grâce aux mesures géodésiques, il est ainsi probable de déterminer le pôle d'Euler d'un ensemble des blocs contigus soumis à des forces motrices uniformes.

En Afrique, le pôle d'Euler des plaques Nubie et Somalie, des microplaques Rovuma et Victoria que je vais déterminer dans le paragraphe suivant modéliseraient respectivement les composantes des vecteurs vitesses dues aux forces agissant respectivement sur chacune des plaques ou microplaques. Par contre, je reviendrai au chapitre III, sur l'estimation des pôles d'Euler pour différents blocs de la Nubie décrits au chapitre I (Figure 1.1)

2.4.2.2 Estimation des pôles d'Euler

Je me réfère au modèle géologique et géodésique selon lequel la plaque Afrique est subdivisée en deux grandes plaques (Nubie et Somalie) entre lesquelles se confinent trois microplaques au sein du Système des Rifts Est Africain (SREA): Lwandle, Rovuma et Victoria (**Figure 1.1**, Minster et Jordan, 1978; DeMets et al., 1990,1994,2010 ; Nocquet et al., 2006 ; Calais et al.,2006 ; Stamps et al., 2008 ; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2013).

A l'exception de la plaque Lwandle dont aucun pôle de rotation n'a été estimé dans l'étude de Deprez et al., (2013), j'ai inversé mon champ des vitesses géodésiques précédemment calculé pour estimer les pôles de rotation des plaques (Nubie et Somalie) et

microplaques (Rovuma et Victoria) restantes. Les coordonnées des pôles de rotation et les vitesses angulaires de chaque plaque sont estimées indépendamment par rapport à l'ITRF2008 (Altamimi et al., 2011) pour chaque solution. Ainsi, j'ai partagé l'ensemble des sites GNSS en quatre sous ensemble suivant leur localisation (Figure 1.1 et 2.3). Je présente ici, les estimations des pôles des rotations par plaques en commençant par la plaque Nubie, Somalie, Rovuma et Victoria (Figure 1.1).

2.4.2.2.1 Plaque Nubie

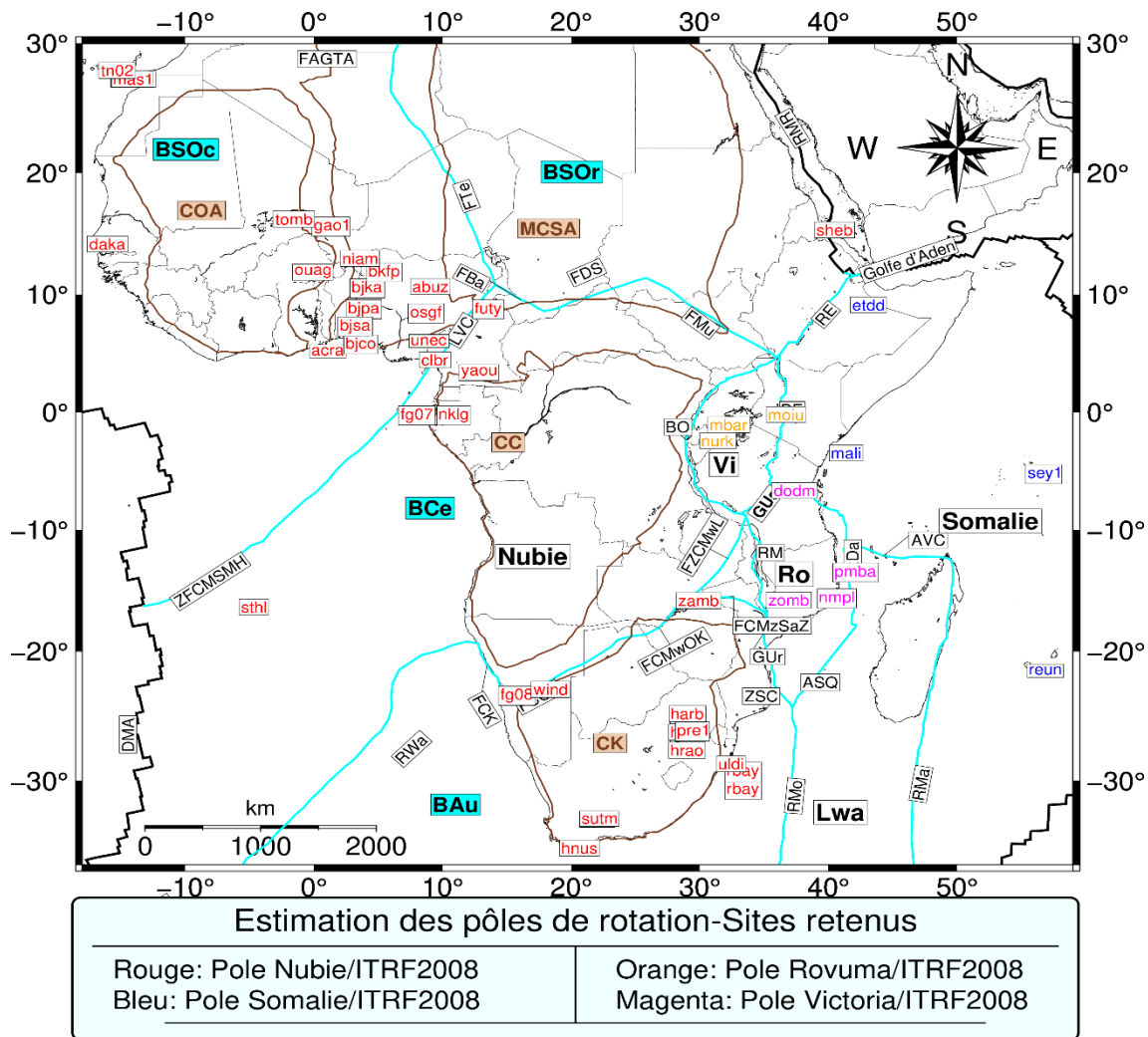


Figure 2.12 - Les sites retenus dans l'estimation des pôles de rotation des plaques (Nubie) et Somalie ainsi que des microplaques Victoria et Rovuma par rapport à l'ITRF pour la solution trouvée après traitement des données Rinex dans ce travail. La répartition des sites par plaques et des microplaques suivant les limites définies dans les figures 1.1, 1.27 et 1.32.

Pour déterminer le pôle de rotation, j'ai commencé par extraire les vitesses résiduelles par rapport à la Nubie stable en utilisant le pôle d'Euler calculé par Saria et al., (2013, Tableau 2.4). J'ai sélectionné tous les sites localisés sur la plaque Nubie dont la vitesse résiduelle horizontale était inférieure à 1 mm/an. Ceci m'a permis d'écarter tous les sites supposés être proches de majeures failles actives ou des larges tremblements de la terre

historique. Souvent ces sites sont affectés par l'accumulation de tension élastique ou de la déformation co-sismique à 1mm/an selon l'hypothèse d'Argus et Gordon (1996). En plus, j'ai retenu uniquement les sites dont l'incertitude sur la composante horizontale des vitesses par rapport à l'ITRF08 est inférieure à 1.5 mm/an.

J'ai estimé ainsi un pôle de rotation de la Nubie en inversant les données de 19 sites (ACRA, BJCO, DJOU, FUTY, GAO1, HARB, HRAO, MAS1, NIAM, NKLK, OSGF, OUAG, PRE1, RBAY, TN02, TOMB, ULDI, UNEG). J'ai sélectionné à nouveau 38 sites ayant des vitesses résiduelles par rapport au repère Nubie fixe après extraction du nouveau pôle d'Euler ainsi estimé. Afin d'obtenir un khi-carré (χ^2 normalisé proche de 1, j'ai enlevé KASM, TETE et ASOS pour rester avec 35 sites (ABUZ, ACRA, BJCO, BJKA, BJPA, BJSa, BKFP, CLBR, DAKA, FG07, FG08, FUTY, GAO1, GMAS, HARB, HNUS, HRAO, MAS1, NIAM, NKLK, OSGF, OUAG, PRE1, RBAY, SHEB, STHL, SUTH, SUTM, TN02, TOMB, ULDI, UNEG, WIND, YAOU, ZAMB). J'ai obtenu un écart quadratique moyen des résidus de 0.5233 mm/an et un khi-carré (χ^2 normalisé de 1.3683 sur les vitesses résiduelles par rapport à la Nubie fixe. Les modules des composantes horizontales des vitesses résiduelles par rapport à la Nubie fixe sont faibles (inférieurs à 1 mm/an) sur tous les sites retenus pour estimer le pôle d'Euler de la Nubie. Les coordonnées et la vitesse angulaire de la plaque Nubie par rapport à l'ITRF sont en accord avec celles calculées par les auteurs antérieurs (Tableau 2.4 ; Altamimi et al., 2011 ; Deprez et al., 2013 ; Malservisi et al., 2013 ; Saria et al., 2013).

Tableau 2.2- Vitesses GNSS par rapport à l'ITRF08 et dans le repère de référence Nubien trouvées dans ce travail.

Site	Lon (°)	Lat (°)	Ve(ITRF08) (mm/an)	Vn(ITRF08) (mm/an)	Ve(Nubie_fixe) (mm/an)	Vn(Nubie_fixe) (mm/an)	Sig_e (mm/an)	Sig_n (mm/an)
ABUZ	7.649	11.152	22.298	20.484	0.157	0.961	0.554	0.424
ACRA	-0.203	5.55808	22.4	19.6	0.143	0.334	0.812	0.812
BJCO	2.450	6.38469	22.5	19.6	0.223	0.206	0.531	0.423
BJKA	2.928	11.125	22.717	19.8	0.883	0.388	0.608	0.497
BJPA	2.626	9.358	22.7	19.8	0.693	0.399	0.578	0.455
BJSa	1.993	7.928	22.6	20.01	0.482	0.635	0.588	0.419
BKFP	4.229	12.469	22.266	20.273	0.495	0.817	0.486	0.442
CLBR	8.352	4.95030	22.066	19.888	-0.497	0.360	1.108	0.759
DAKA	-17.465	14.685	20.296	18.344	0.587	0.896	1.329	1.203
FG08	14.504	-22.950	19.4	19.3	-0.780	-0.148	1.566	1.226
FUTY	12.498	9.34974	22.01159	19.785	-0.542	0.286	0.712	0.5
GAO1	-0.006	16.2521	20.487	19.199	-0.403	-0.078	0.887	0.614
GMAS	-15.634	27.765	17.042	18.374	0.805	0.655	0.444	0.430
HARB	27.707	-25.886	17.517	19.000	-0.180	0.476	0.357	0.319
HNUS	19.223	-34.425	15.8	20.087	-0.988	0.853	0.552	0.473
HRAO	27.687	-25.890	17.764	18.7	0.065	0.174	0.443	0.377
MAS1	-15.633	27.7637	16.624	17.707	0.386	-0.012	0.38	0.34
NIAM	2.1832	13.4792	21.192	19.265	-0.298	-0.118	0.844	0.68
NKLK	9.672	0.35390	22.018	19.9	-0.656	0.370	0.559	0.324
OSGF	7.486	9.02767	22.113	19.955	-0.186	0.434	0.521	0.358
OUAG	-1.512	12.3563	21.297	19.427	-0.072	0.239	0.549	0.439
PRE1	28.224	-25.746	17.721	18.2	0.058	-0.28	0.492	0.495
RBAY	32.078	-28.795	16.106	18.609	-0.112	0.610	0.495	0.383
SHEB	39.054	15.853	25.000	17.3	0.536	0.355	0.483	0.393
STHL	-5.667	-15.943	22.715	19.6	-0.466	0.727	0.539	0.398
SUTH	20.810	-32.380	16.6	19.78	-0.450	0.647	0.330	0.282
SUTM	20.811	-32.381	16.915	20.081	-0.134	0.948	0.377	0.297
TN02	-16.551	28.4182	16.072	17.741	0.174	0.155	0.479	0.385
TOMB	-2.997	16.7306	20.195	18.577	-0.328	-0.510	0.812	0.695
ULDI	31.421	-28.293	16.000	18.492	-0.470	0.407	0.576	0.474

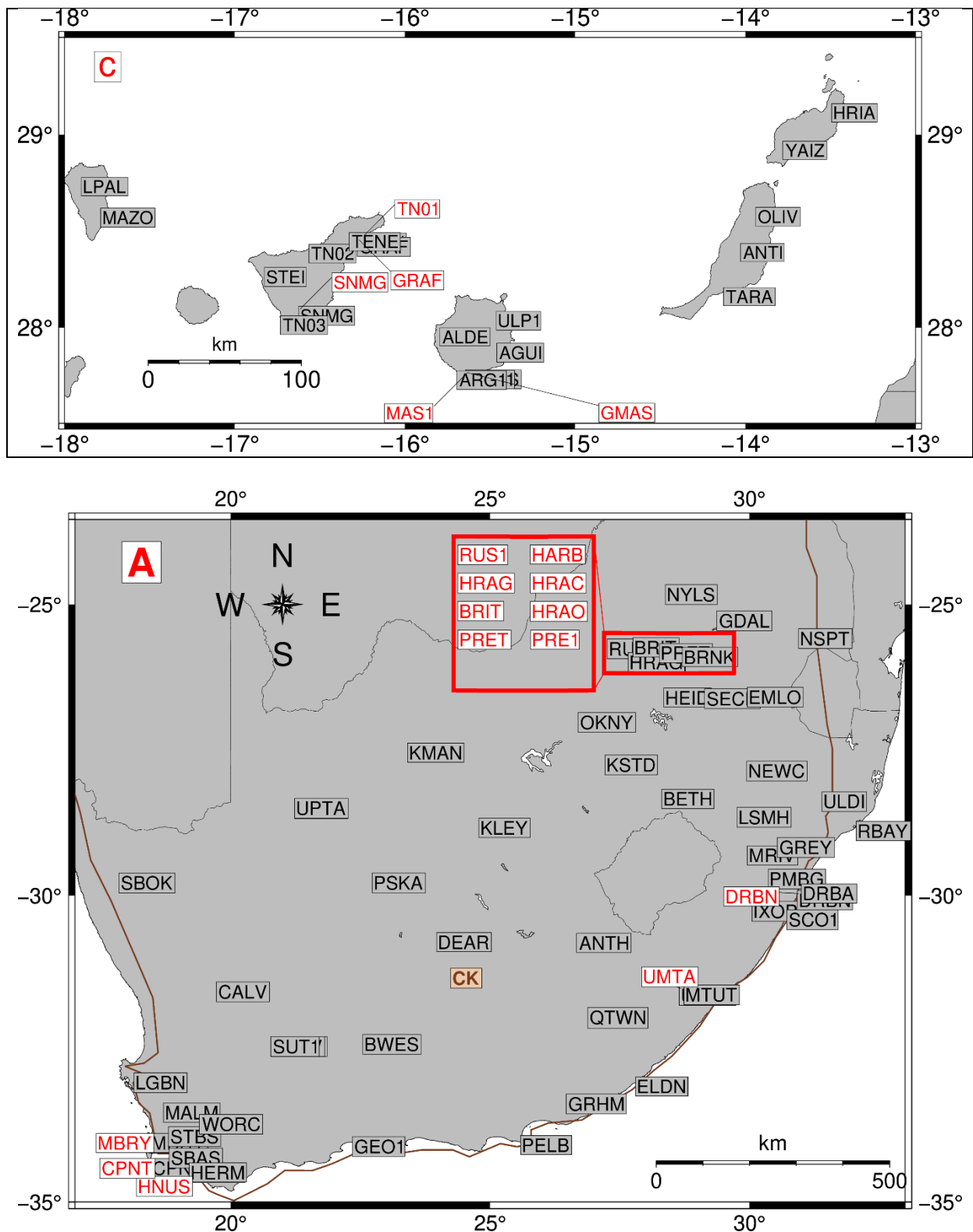


Figure 2.13 Les sites retenus dans l'estimation du pôle de rotation de la plaque Nubie par rapport à l'ITRF pour la solution Nevada. La vitesse résiduelle horizontale par rapport au repère nubien est inférieure à 1 mm/an sur chacun d'eux. En rouge, les sites dupliqués pour plus de lisibilité.

Je procède de la même manière pour estimer le pôle de rotation de la Nubie par rapport à l'ITRF08 en utilisant le champ des vitesses issues de la solution Nevada. Après extraction du pôle de rotation estimé par Saria et al., (2013) repris au Tableau 2.4, je retiens 89 sites très stables dont les vitesses résiduelles horizontales sont inférieures à 0.5 mm/an.

L'inversion des vitesses de ces 89 sites donne un écart quadratique moyen des résidus (WRMS: *Weighted rooms middle squares*) de 0.2454 mm/an et un *khi - carré* normalisé χ_{μ}^2 de 1.4762 ainsi que les coordonnées et vitesse de rotation du pôle de rotation de la Nubie (PN89, voir Tableau 2.3). Afin d'estimer un pôle de rotation avec une distribution plus large des sites localisés sur la plaque Nubie, j'élargie mon critère de stabilité à 1 mm/an. Je reste avec 142 sites dont les vitesses sont inférieures à 1 mm/an après extraction du pôle obtenu avec 89 sites sus-évoqués. J'inverse à nouveau les vitesses de 142 sites (Annexe C, Figure 2.13) pour obtenir mon meilleur pôle de rotation de la plaque Nubie (PN142, voir Tableau 2.3) avec un écart quadratique moyen des résidus de 0.322 mm/an et un *khi - carré* (χ_{μ}^2) normalisé de 1.2. La figure 2.14 montre les vitesses sur l'ensemble de l'Afrique et ses environs proches après extraction du pôle PN142 (Tableau 2.3).

Tableau 2.3- Vecteur pôle d'Euler (ITRF2008) qui minimise les résidus de 89 et 142 sites sur la Nubie (PN).

Pôle	Nbr. Sites	χ_{μ}^2	WRMS (mm $\cdot an^{-1}$)	Latitude ($\lambda^{\circ}N$)	Longitude ($\varphi^{\circ}E$)	ω	σ_{λ} ($\lambda^{\circ}N$)	σ_{φ} ($\varphi^{\circ}E$)	σ_{ω}
PN89	89	1.4	0.2454	49.381	-80.6502	0.2674	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}
PN142	142	1.2	0.322	49.345	-80.688	0.26787	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}

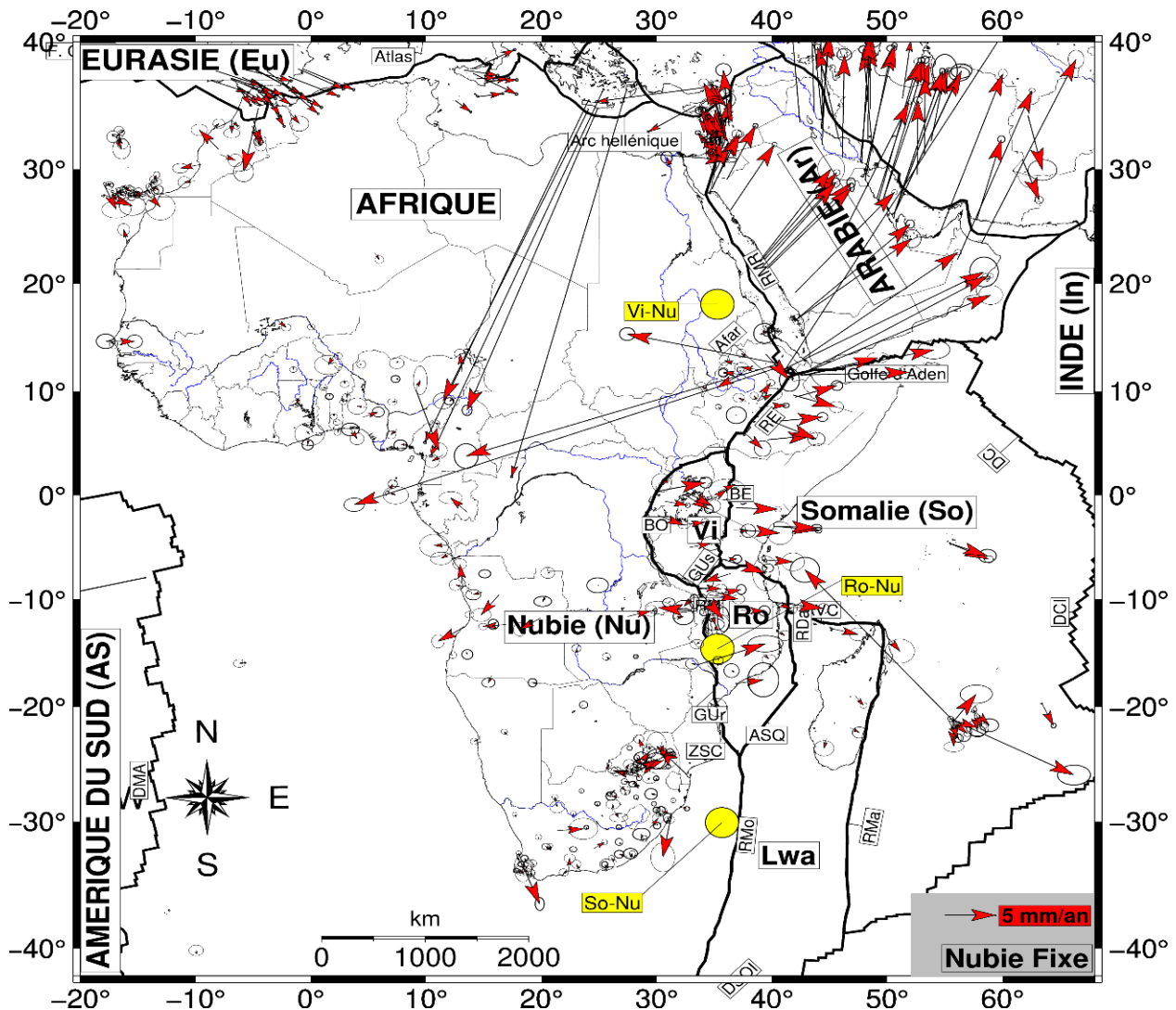


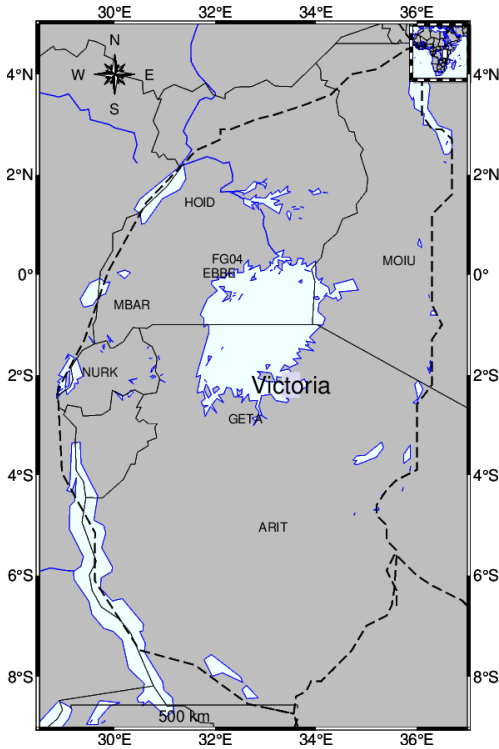
Figure 2. 14 - Vitesses résiduelles par rapport au repère Nubie fixe. Seuls les sites ayant des incertitudes sur les composantes des vitesses horizontales inférieures à 1.5 mm/an sont affichés ici. Les limites des plaques et des microplaques résultent de la combinaison de celles définies dans le modèle Bird2002 et Deprez et al., 2013 ; Saria et al., (2013,2014) et Stamps et al., (2018).

Outre l'hypothèse d'Argus et Gordon (1996) susmentionnée, le critère de stabilité des sites utilisé ici (<1mm/an) soutiendrait le modèle géodésique de la Nubie supposée rigide à 1mm/an (Minster et Jordan, 1978 ; DeMets et al., 1990,1994,2010 ; Nocquet et al., 2006 ; Calais et al.,2006 ; Stamps et al., 2008 ; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2013). Le plus intéressant est que ce critère permet d'exclure de l'estimation du modèle des sites ayant des vitesses impactées par les effets néfastes des offsets et des sauts répétés dans la série temporelle.

Par exemple, la comparaison de mes résultats avec ceux des études antérieures indique que la vitesse résiduelle horizontale sur le site DAKA d'environ 1 mm/an dans l'étude de Saria et al., (2013) est inférieure à 0.5 mm/an dans mon étude. L'augmentation de la longueur de la série temporelle aurait ainsi réduit les effets néfastes des offsets et des sauts répétés dans la série temporelle évoqués à l'époque par ces auteurs pour justifier la valeur élevée de la vitesse qu'ils avaient trouvée. De même, treize sites non intégrés dans le modèle de la Nubie stable de Deprez et al., (2013) à cause de la durée de séries temporelles inférieures à 3 ans avaient des vitesses résiduelles horizontales de l'ordre de 1.7 mm/an. Dans cette étude, huit de ces sites (BJKA, MAUA, BJPA, CTWN, SUTV, BJCO, MZUZ et SUTM) ont des vitesses résiduelles horizontales inférieures à 0.5 mm/an. Ces sites sont intégrés dans mon modèle de la Nubie supposée rigide. Toutefois, je signale que la méthode de Newton-Raphson que j'utilise dans l'estimation des pôles de rotation permet également de minimiser les composantes des effets locaux sur les vitesses pour un champ des vitesses largement distribués comme montré dans la section 2.4.2.1.2 de ce manuscrit.

La figure 2.14 montre que de champ des vitesses résiduelles après extraction du pôle de rotation Nubie/ITRF2008 (Tableau 2.3 ; Annexe C) est champ poloïdal cohérent plus ou moins cohérent sur l'ensemble de la grande plaque Afrique et ses voisines ses voisines du nord-est (Arabie) et du nord (Anatolie et Eurasie méditerranéenne). La région point de convergence de ce champ des vitesses poloïdal est le cœur de la subduction hellénique (sous la microplaque EGEE) et sa région de divergence est le rift est africain d'orientation (partant du sud de la plaque victoria jusqu'au nord du rift de la mer rouge). Les caractéristiques poloïdals de ce champ des vitesses se font plus remarquer en Afrique orientale où ce champ des vitesses résiduelles décrit une rotation horaire de la plaque Somalie par rapport la plaque Nubie fixe et au nord où les vecteurs vitesses convergent vers le cœur de la zone de subduction hellénique. Ainsi, la région du rift est africaine serait le point divergent et celui de la zone de subduction hellénique serait le point convergent de ce champ des vitesses poloïdal. Sur la plaque Nubie, appart le fait que la majorité des sites ont des vitesses inférieures à 1 mm/an et confirme la stabilité supposée de la Nubie à 1 mm/an (Deprez et al., 2013, Saria et al., 2013), l'orientation des vitesses résiduelles est divergente. De ce fait, au chapitre III, je réalise une étude géodésique rigoureuse de ce champ des vitesses résiduelles de la Nubie fixe afin de réévaluer la rigidité de la plaque Nubie.

2.4.2.2.2 Plaque Victoria



L'inversion des données de trois sites (MBAR, MOIU, NURK) sélectionnés suivant la même procédure que celle utilisée pour les plaques Somalie et Rovuma donne un écart quadratique moyen des résidus sur les vitesses résiduelles de 0.5137 mm/an et un χ^2 normalisé de 0.7708.

L'inversion des données de 3 sites (MBAR, MOIU, NURK) pour la Solution Nevada sélectionnés suivant la même procédure donne une moyenne quadratique pondérée de 0.3774 mm/an. Les vitesses résiduelles des sites utilisés dans l'inversion sont toutes inférieures à 1 mm/an auxquels s'ajoute le site ARIT.

Figure 2. 15 - Sites de la microplaque Victoria utilisés dans cette étude.

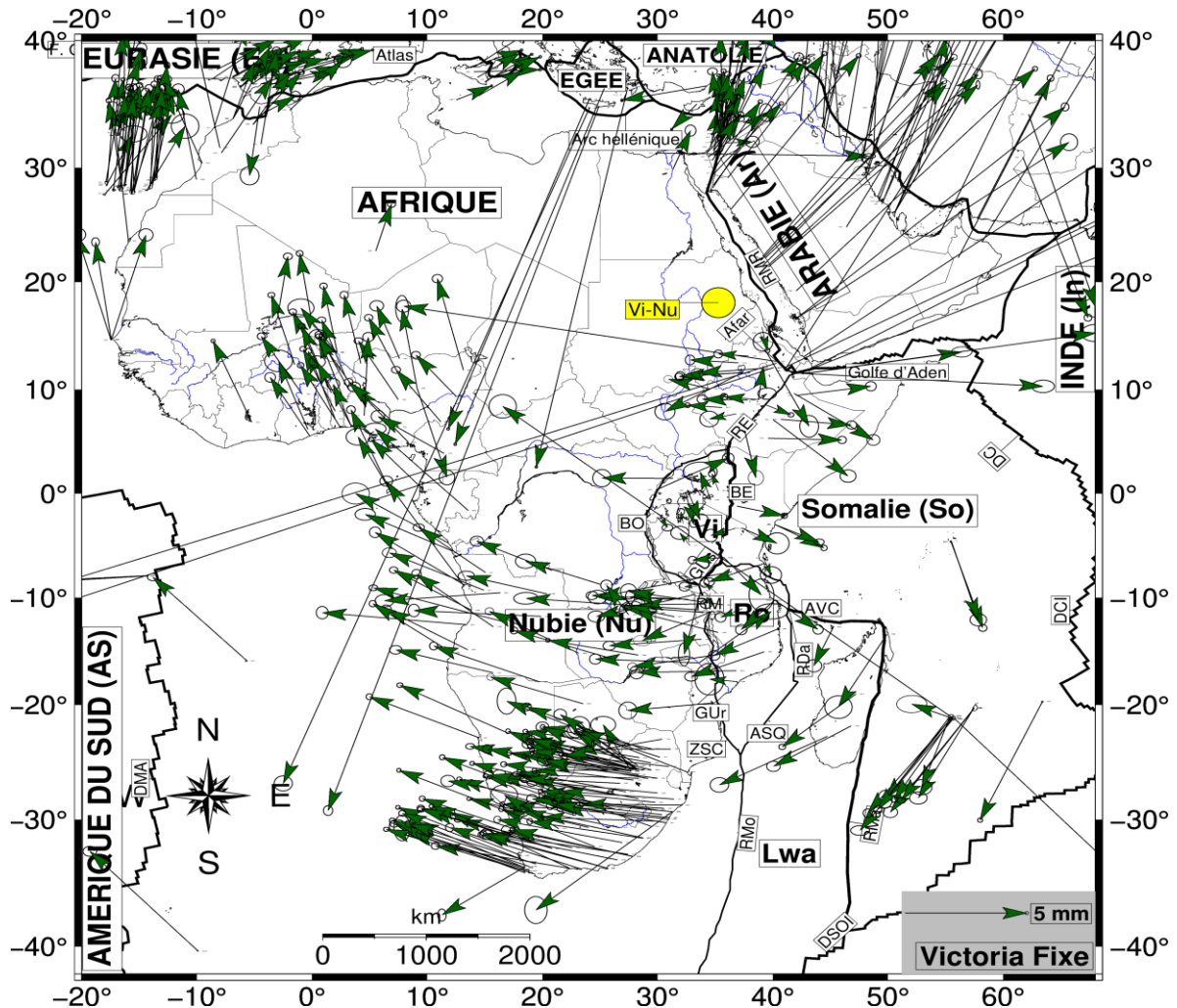


Figure 2. 16 - Vitesses résiduelles par rapport au repère Victorien en Afrique. Seuls les sites ayant des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1.5 mm/an. Les limites des plaques et des microplaques sont telles que définies à la figure 1.1.

Contrairement au champ des vitesses obtenus après extraction du pôle de rotation Nubie/ITRF montré à la figure 2.14, les figures 2.16 A et B montre que le champ des vitesses résiduelles après extraction du pôle de rotation Victoria/ITRF2008) indique un mouvement poloïdal cohérent sur l'ensemble de la grande plaque Afrique et ses proches voisines du nord-est (Arabie) et du nord (Anatolie et Eurasie méditerranéenne). La région du point de convergence de ce champ des vitesses poloïdal est le cœur de la subduction hellénique (sous la microplaque EGEE) et sa région de divergence est le rift est africain, partant du sud de la plaque victoria jusqu'au nord du rift de la mer rouge.

2.4.2.2.3 Plaque Somalie

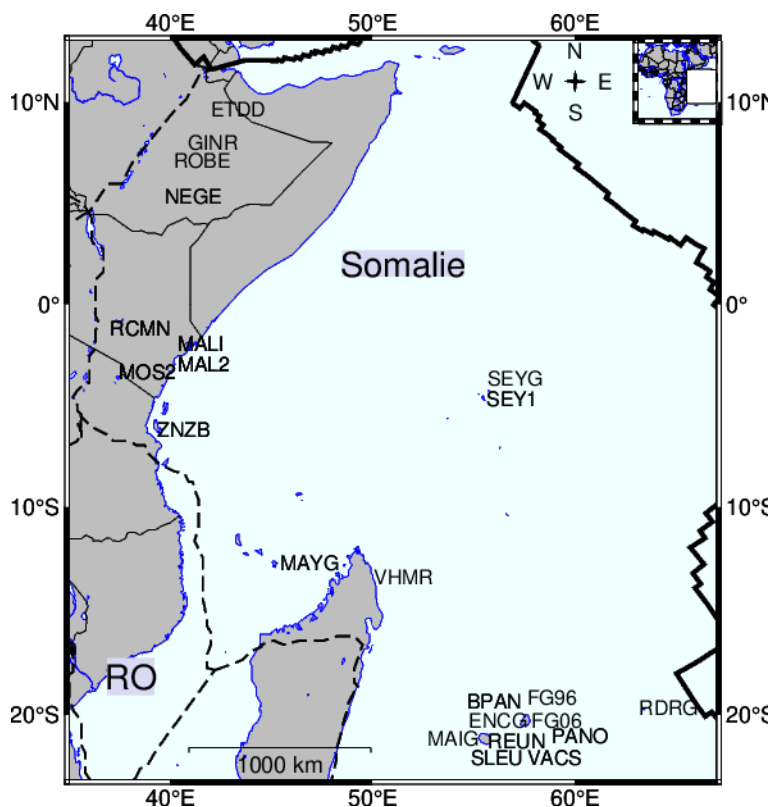


Figure 2. 17 - Sites de la plaque Somalie utilisée dans cette étude. Exceptés les sites présentant les vitesses anormalement élevées par rapport au repère somalien (> 7 mm/an).

A partir des vitesses résiduelles résultantes de l'inversion des données de tous les sites GNSS définissant la plaque Somalie (Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2013) et disponibles dans ma solution (ETDD, MALI, REUN, SEY1, RCMN, ROBE, RDRG, MAL2, VACS), j'ai sélectionné quatre sites ayant des vitesses résiduelles inférieures à 2 mm/an (ETDD, MALI, REUN, SEY1, Figure 2.17).

L'écart quadratique moyen des résidus résultant de l'inversion des données de ces quatre sites est de 1.1 mm/an pour ma solution.

De même pour la solution Blewitt, à partir des vitesses résiduelles résultantes de l'inversion des données de tous les sites GNSS définissant la plaque Somalie (Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2013), j'ai sélectionné quatre sites ayant des vitesses résiduelles inférieures à 1 mm/an (RCMN, MOS2, MALI, MAL2). L'écart quadratique moyen des résidus sur les vitesses résiduelles résultant de l'inversion des données de ces quatre sites est de 0.4 mm/an.

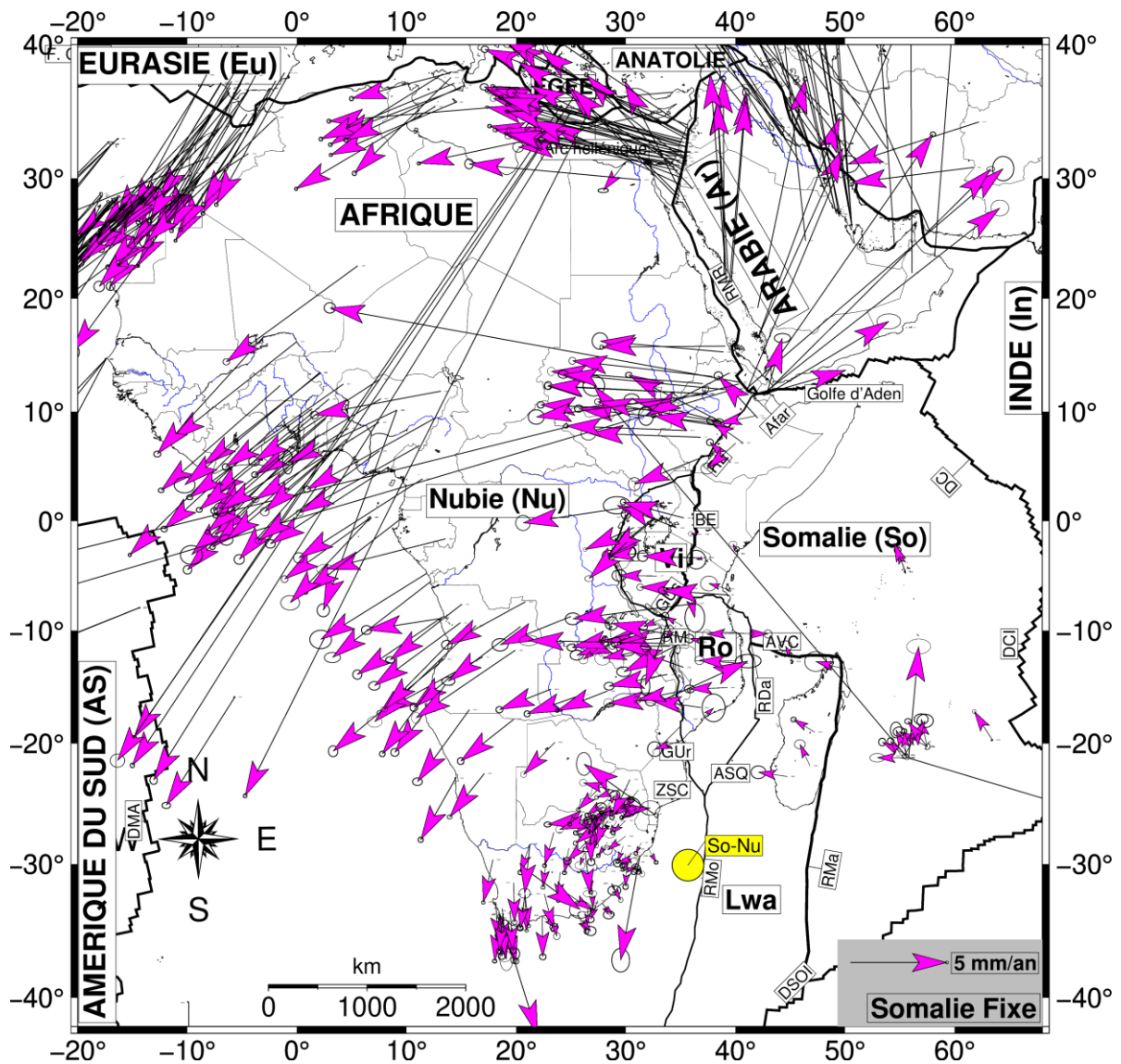


Figure 2. 18 - : Vitesses résiduelles par rapport au repère Somalien. Seuls les sites ayant des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1.6 mm/an. Les limites des plaques et des microplaques sont telles que définies à la figure 1.1.

La Figure 2.18 montre que le champ des vitesses résiduelles après extraction du pôle

d'Euler Somalie/ITRF2018 est toroïdal sur l'ensemble des plaques et microplaques africaines ainsi que sur les plaques Arabie, Anatolie et Eurasie méditerranéenne, décrivant une rotation anti-horaire de la Somalie. Ces champs des vitesses résiduelles montrent que les sites ayant des vitesses résiduelles inférieures à 1 mm/an sont essentiellement localisés sur la partie continentale de la plaque et sur la partie maritime, elles sont généralement inférieures à 3 mm/an (Figure 2.18B).

Bien que ce champ des vitesses résiduelles décrit un mouvement toroïdal orienté dans le même sens anti-horaire sur toutes les plaques africaines, la figure 2.18 permet de voir la divergence Nubie et Somalie à travers l'ordre des grandeurs des vitesses résiduelles après extraction du pôle de rotation Somalie/ITRF2008 sur les sites localisés respectivement de part et d'autre du rift Ethiopien.

2.4.2.2.4 Plaque Rovuma

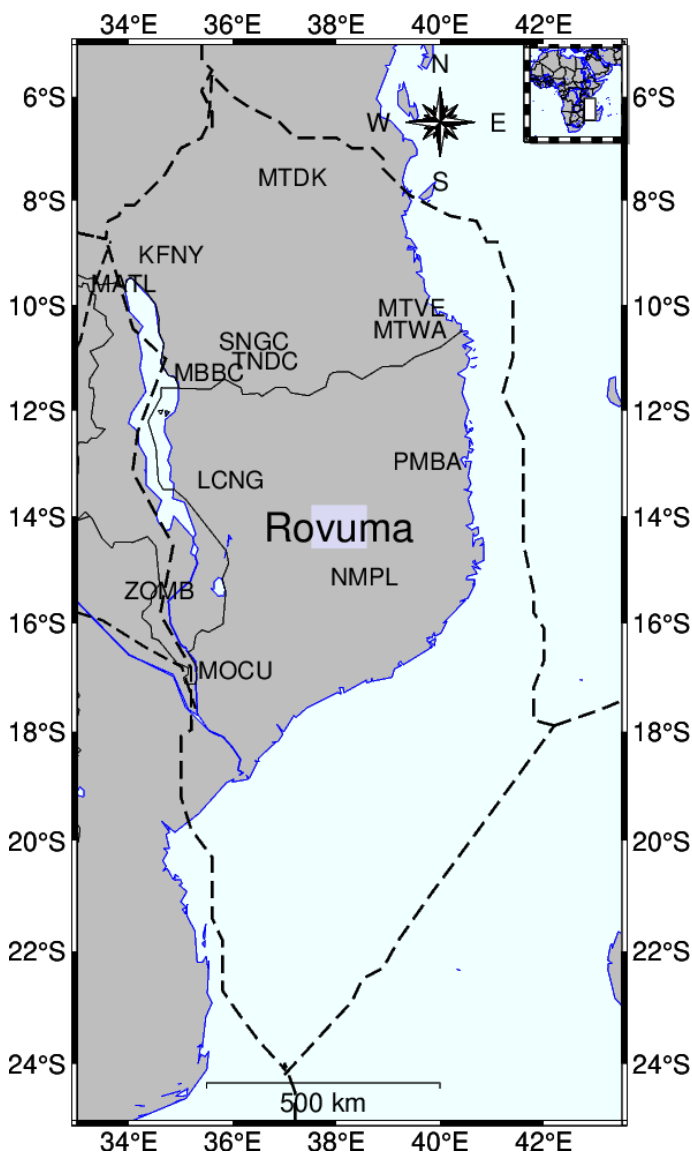


Figure 2.19 - Sites localisés sur la microplaque Rovuma utilisés dans cette étude.

J'ai procédé de la même manière que précédemment (plaque Somalie) pour déterminer le pôle de rotation de la plaque Rovuma. L'écart quadratique moyen des résidus sur les vitesses résiduelles résultant de l'inversion des données des 4 sites (DODM, NMPL, PMBA et ZOMB) est de 1.4037 pour notre solution. Les vitesses résiduelles sont toutes plus faibles que 1 mm/an, s'excepté pour PMBA et NMPL.

En procédant de la même manière pour la solution Blewitt, l'écart quadratique moyen des résidus résultant de l'inversion des données des quatre sites (DODM, NMPL, PMBA et ZOMB) est de 0.46449 mm/an. Les vitesses résiduelles sont toutes inférieures à 1 mm/an sur les sites utilisés dans l'estimation du pôle de rotation Rovuma/ITRF2008 auxquels se sont ajoutés les sites MTVE et MOCU (Figure 2.19)

La Figure 2.20 montre que le champ des vitesses résiduelles après extraction du pôle d'Euler Rovuma/ITRF2008 est aussi toroïdal comme celui obtenu après extraction pôle de rotation Somalie/ITRF2008 sur l'ensemble des plaques et microplaques africaines ainsi que sur les plaques Arabie, Anatolie et Eurasie (Figure 2.18), décrivant une rotation anti-horaire autour de la microplaque Rovuma.

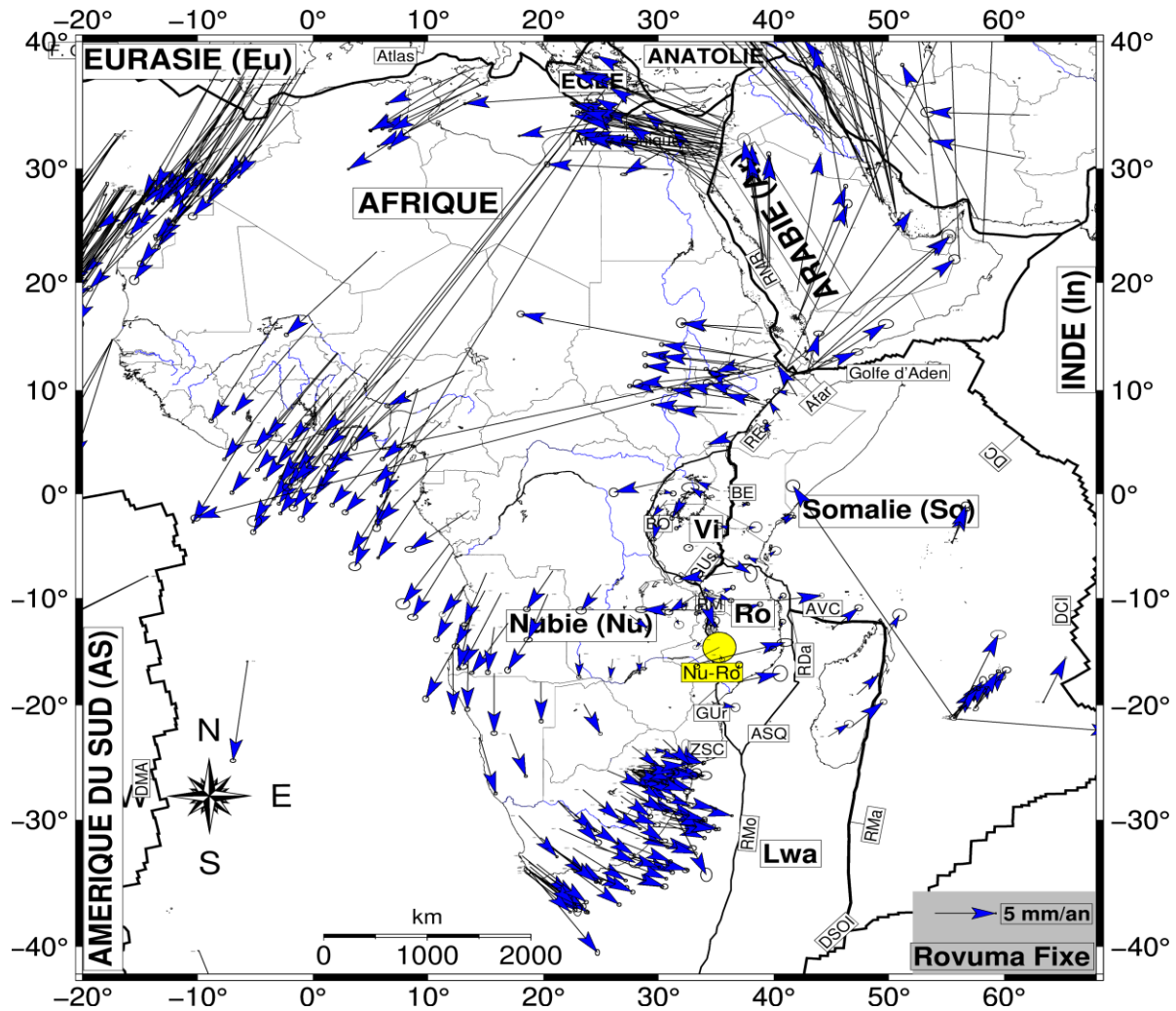


Figure 2.20 - Vitesses résiduelles par rapport au repère Rovuma fixe. Seuls les sites ayant des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1.5 mm/an. Les limites des plaques et des microplaques sont telles que définies à la figure 1.1.

De même, l'ouverture du Rift Est Africain est observable à travers l'ordre des grandeurs des vitesses résiduelles après extraction du pôle de rotation Rovuma/ITRF2008 de part et d'autre de ce rift. Ces vitesses résiduelles sont généralement inférieures à 3 mm/an sur la plaque Somalie dans la région proche du rift Figure 2.20B. Sur la plaque Nubie, elles sont généralement supérieures à 3 mm/an même à l'est de l'Afrique du sud où elles étaient très faibles (<1mm/an) après extraction du pôle de rotation Somalie/ITRF2008. Tandis que ces vitesses résiduelles après extraction du pôle de rotation Rovuma/ITRF sont inférieures à 3 mm/an sur 2/3 sites disponibles situés sur la plaque Lwandle.

Enfin les figures 2.14, 2.16, 2.18, 2.20 montrent le caractère anormal des vitesses sur certains sites situés autour des cratères volcaniques et au cœur de la zone de subduction hellénique (Serpeloni et al.,2007) est également observée après extraction du pôle de rotation Nubie/ITRF2008, Victoria/ITERF2008 et Somalie/ITRF2008. Aussi, pour chaque plaque et microplaque, les deux pôles d'Euler calculés respectivement avec ma solution et la solution Blewitt sont entre elles et également cohérents avec ceux déterminés par les auteurs antérieurs (Tableau 2.4 ; Altamimi et al.,2011 ; Deprez et al., 2013 ; Malservisi et al.,2013 ; Saria et al.,

2013). J'ai utilisé ce pôle d'Euler pour extraire les vitesses résiduelles par rapport à la Nubie fixe : Tableau des vitesses des sites GNSS par rapport à l'ITRF08 et dans les repères de référence Nubie, Somalie, Rovuma, Victoria fixes pour solution Blewitt).

Tableau 2. 4- Vitesse et coordonnées des pôles d'Euler par rapport à l'ITRF-2008.

Plaque Mouvante	Degrés		Deg/Ma	Auteur
	Lat	Lon	ω	
Nubie	50.30465	-80.78	0.26932	Deprez et al.,(2013)
	49.71	-82.39	0.275	Malservisi et al.,(2013)
	49.35	-80.78	0.265	Saria et al.,(2013)
	49.2597	-80.764	0.2696	Ce travail
	49.345	-80.688	0.26787	Nevada
Rovuma	-44.27138	72.48177	-0.32118	Deprez et al.,(2013)
	-42.6249	73.4586	-0.3670	Ce travail
	-42.8697	73.4399	-0.3457	Nevada
Somalie	-48.50120	81.31849	-0.29851	Deprez et al.,(2013)
	-48.4921	81.3291	-0.3278	Ce travail
	-49.345	81.3227	-0.3293	Nevada
Victoria	53.79063	-62.49425	0.26937	Deprez et al., (2013)
	53.7923	-62.4950	0.2788	Ce travail
	54.3039	-62.4452	0.2726	Nevada

2.5 Conclusion

Ce chapitre a présenté les étapes de la détermination d'un champ de vitesse géodésique sur l'ensemble de l'Afrique. Deux solutions (positions/vitesses) sont réalisées, l'une à partir des données issues des fichiers rinex journaliers de station africaines GNSS ouvertes (Solution calculée dans ce travail) et l'autre à partir des séries temporelles de position de la Solution Nevada disponibles gratuitement sur le web (<http://geodesy.unr.edu>). La solution ST dispose d'environ 150 sites permanents et 4 sites temporaires et la Solution Nevada dispose par contre des 210 sites permanents qui possèdent tous des séries temporelles suffisamment longues.

Bien qu'à un rythme lent, les observations géodésiques sont et seront disponibles ces prochaines années à travers les efforts des différentes équipes géophysiques et des instituts géographiques. Par exemple, le réseau GNSS permanent de la RDC compte aujourd'hui environ 20 stations GNSS permanentes et en comptera probablement une centaine dans les années à venir (Mukandila N. R., 2017). On peut dire que le réseau GNSS Africain actuel est constitué de six sous réseaux régionaux (SRR) plus ou moins dense. Le SRR de l'Afrique du Nord-Ouest (îles volcaniques Canaries et des Atlas marocains). Le SRR de l'Afrique de l'Ouest Sud (Nigéria, Niger, Bénin, Togo, Ghana, Burkina Faso, Côte d'Ivoire, Sénégal et Cap Vert). Le SRR du Nord-ouest du Rift Ethiopien (Éthiopie, Djibouti, Érythrée et Somalie). Le SRR de l'Afrique de l'Est avec des stations de l'Ouganda, Rwanda, Kenya, Tanzanie, Malawi, l'est de la Zambie, Madagascar, Île de la Réunion et autres de l'Océan Indien. Le SRR de l'Afrique centrale (Gabon, Cameroun, RDC, Angola, Zambie, Nord Namibie et Nord

Botswana) plus ou moins dense en Angola. Enfin, le SRR de l'Afrique Australe avec une forte densité en Afrique du sud. Ces différents sous réseaux régionaux couvrent des zones où l'on sait que les régimes de déformation et de contrainte ont une grande variabilité spatiale. Dans chacun de ces SRR on retrouve certains sites GNSS qui constituent environs les 45 sites IGS bien distribués sur le continent africain (<http://www.igs.org/network>).

La géodésie devra donc permettre ces prochaines années la détermination d'un champ de vitesse dense (maille de l'ordre de 500-1000 km), certes encore très loins des réalités des de l'Europe occidentale et de l'Amérique du nord. De nos jours, l'automatisation des traitements et analyses des données sont possibles et facilitent l'acquisition rapide des solutions position/vitesse. Le retraitement des données et la comparaison avec des solutions automatiques contribueront toujours à la formation et à garantir la vérification des solutions fournies par des traitements automatiques avant leur interprétation à des fins géodynamiques. Aussi, elle permet d'avoir des solutions régionales plus complètes qui intègrent des stations non disponibles dans les solutions automatiques et cohérentes avec les solutions globales.

En Afrique, les mouvements par rapport au repère Nubie fixe présentent des amplitudes relativement larges le long des chaînes atlasiques (3 à 5 mm/an) et des Rifts Est Africains (1 à 6 mm/an). A l'ouest de la branche ouest du Rift Est Africain, les mouvements présentent des amplitudes très faibles, généralement inférieures à 1 mm/an. Ces mouvements sont à la limite de la résolution actuelle de la géodésie. La méthode utilisée pour obtenir les deux champs de vitesse Africain est le PPP, par son amélioration due essentiellement à l'augmentation progressive des sites IGS sur l'Afrique fournissant les produits des corrections, permet d'obtenir des séries temporelles journalières des positions des stations avec des incertitudes réalistes sur les mesures. L'analyse automatique des séries temporelles grâce à l'estimateur Différence interannuelle médiane ajustée pour l'asymétrie (Midas : Median Interannual Difference Adjusted for Skewness, Blewitt et al., 2016) insensible à la saisonnalité, les points aberrants, l'hétéroscédasticité et les événements non modélisés permet d'estimer les vitesses avec des incertitudes réalistes. La détermination des pôles des rotations par rapport à l'ITRF2008 pour les différentes plaques (Nubie et Somalie) et microplaques Africaine (Rovuma, Victoria) donnent des valeurs similaires pour les deux solutions compatibles avec celles trouvées par les auteurs antérieurs. L'inversion des vitesses par rapport aux différentes plaques donne des vitesses résiduelles par rapport à ces plaques fixes proches avec des écarts quadratiques moyens très proches. Ainsi, pour des raisons d'homogénéités et des complétudes, la solution position/vitesse Blewitt peut être utilisée pour tester rigoureusement l'existence de déformation intra-Nubie à la limite de la précision des données géodésiques. Ce travail fait l'objet du chapitre suivant.

En outre, cette inversion des vitesses par rapport aux différentes plaques fait remarquer à l'échelle africaine deux types de champ des vitesses résiduelles. J'ai observé un champ toroïdal cohérent après extraction du pôle de rotation et Rovuma/ITRF2008 et Somalie/ITRF008 ainsi qu'un champ poloïdal très cohérent après extraction du pôle de rotation Victoria/ITRF2008 et un peu moins cohérent sur la plaque Nubie après extraction du pôle de rotation Nubie/ITRF2008. Ce dernier a pour région de convergence, la zone de subduction hellénique et pour région de divergence le rift est Africain. En plus, les champs des vitesses toroïdal et poloïdal paraissent tous très cohérent aux limites maritimes (est, sud et ouest) de la grande plaque Afrique. Cette observation me permet, après l'analyse cinématique du champ des vitesses de l'Afrique (chapitre 3) et l'examen de la déformation intraplaque

Nubie (chapitre 4), de réfléchir sur à la fin de ce manuscrit sur les origines des forces motrices à la base de la tectonique en Afrique.

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

devenus un sujet de recherche active. Certaines déformations ont été identifiées et considérées soit comme des limites de plaques avec un mouvement relatif très lent, soit comme des zones de déformation intraplaque. Trois approches de base ont été utilisées pour identifier ces zones. La déformation actuelle peut être identifiée à l'aide des données sismiques, du flux de chaleur ou d'autres données géophysiques, stratigraphiques et géodésique. Aussi, l'existence d'une frontière « fossile » peut être établie à partir de linéations magnétiques marines, de zones de fracture et de données paléomagnétiques (Voir Chapitre I de ce travail pour la déformation en Afrique). Alternativement, les études relatives au mouvement de la plaque peuvent établir l'existence et la nature des mouvements résolubles à l'intérieur d'une plaque supposée rigide (études géodésiques).

Le champ de vitesse géodésique de l'Afrique déterminé au chapitre II de ce manuscrit m'a permis d'estimer les meilleurs pôles de rotation par rapport à l'ITRF2008 des plaques Nubie et Somalie ainsi que des microplaques Rovuma, Victoria (Tableau 2.4). Les figures 2.14, 2.16, 2.18, 2.20 montrent les 4 champs des vitesses résiduelles après extractions du pôle d'Euler respectif pour chacune des 4 plaques. Les 2 champs des vitesses résiduelles après extraction du pôle de rotation Rovuma/ITRF2008 et Somalie/ITRF008 sont toroïdaux et celui obtenu après extraction du pôle de rotation Victoria/ITRF2008 est un champ poloïdal très cohérent que celui après extraction du pôle de rotation Nubie/ITRF2008 essentiellement sur les sites situés sur la plaque Nubie. Ces observations me conduisent à l'analyse cinématique du champ de vitesse de l'Afrique pour établir l'existence et la nature des mouvements résolubles à l'intérieur de la plaque Nubie supposée rigide et dans l'Afrique orientale. Certes, cette dernière partie ayant déjà fait l'objet de plusieurs études (Hartnady 2002, Nocquet et al., 2006 ; Calais et al., 2006 ; Stamps et al., 2008 ; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2013, 2014, Stamps et al., 2018), j'y reviens juste pour vérifier nos méthodes avant de les appliquer dans la modélisation de la cinématique et la déformation de la plaque Nubie.

Pour ce faire, dans ce chapitre 3, je combine 3 approches complémentaires pour postuler les modèles cinématiques de la plaque Afrique : (1) J'applique des techniques statistiques standard (essentiellement le test F-ratio) aux résultats des inversions de mouvement relatif de la plaque pour tester les modèles cinématiques de la Nubie subdivisée en 4 blocs définis à la figure 1.32. (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987). Cette méthode teste l'amélioration de l'ajustement du modèle aux données résultant de l'ajout d'une autre plaque à ce modèle. Cette approche a été utilisée par Nocquet et al., (2001) et Calais et al., (2006) dans l'estimation de la cinématique globale et de la déformation intraplaque respectivement en Europe occidentale et en Amérique du Nord. Tout récemment, Saria et al. ;(2014) l'a utilisé pour confirmer l'existence des microplaques supplémentaires entre les plaques Nubie et Somalie (les microplaques Lwandle, Rovuma et Victoria). (2) j'estime le mouvement relatif entre ces quatre blocs issus des vitesses déduites des pôles d'Euler déterminés par une inversion du champ de vitesse géodésique sur chaque bloc respectif. Et, (3) je déduis les vitesses prédites sur chacun de ces blocs par leurs pôles d'Euler respectifs par rapport à la plaque Nubie supposée fixe.

Ce chapitre se structure de la manière suivante : au paragraphe 3.2. *Les méthodes d'analyses cinématiques : Les tests statistiques*, je fais un rappel théorique des tests utilisés que le lecteur intéressé peut trouver plus de détails dans Nocquet (2011). Au paragraphe 3.3. *Analyse cinématique de la Plaque Afrique*, j'applique ce test d'abord pour réestimer le modèle de la plaque Afrique subdivisée à deux grandes plaques (Nubie et Somalie) et 3 microplaques

(Lwandle, Rovuma et Victoria). Ensuite, je questionne la rigidité de la plaque Nubie en examinant plusieurs modèles cinématiques des blocs supposés expliquer significativement mieux le champ de vitesse sur cette plaque comme indiqué ci-haut. Au paragraphe 3.4 *Vitesses Verticales*, je fais un bref commentaire sur ces vitesses en Afrique. Enfin, je termine par une conclusion.

3.2 Méthodes d'Analyses cinématiques : Les tests statistiques

Je rappelle dans cette section les tests statistiques (Stein et Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987 ; Nocquet et al., 2001 ; Nocquet 2011) que j'ai utilisé pour décider si un site présente une vitesse cohérente avec un bloc donné ou un ensemble de sites ou si l'addition de nouvelles plaques/microplaques est nécessaire pour décrire la cinématique de la région Afrique.

3.2.1 Test de Khi-carré

Stein et al. (1984) et Gordon et al., (1987) définissent le test statistique khi-carré χ^2 largement utilisé pour l'évaluation de la validité de l'ajustement d'un modèle de N données comme

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^N \left(\frac{V_j^{obs} - V_j^{pred}}{\sigma_j} \right)^2 \quad (3.1)$$

où V_j^{pred} est la valeur prédite de la $j^{ième}$ donnée, V_j^{obs} est sa valeur observée et σ_j est la déviation standard assignée à cette donnée observée. J'ai utilisé le khi-carré normalisé (χ_μ^2) défini comme le rapport de khi-carré (χ^2) avec les nombres de degrés de liberté, $\mu = N - 3p$ (ou bien $\mu = 2 * n - 3p$ avec n le nombre total des sites), où p est le nombre des vecteurs d'Euler indépendants (chacun avec trois composantes) estimés à partir des données.

3.2.2 Test de Fisher

Ce test permet à travers la comparaison de deux estimations, de décider lequel des deux modèles explique le mieux les données. Pour un ensemble d'observations, rajouter des paramètres estimés va diminuer le khi-carré (χ^2). Le F-ratio indique si la diminution de khi-carré (χ^2) d'un modèle à $p2$ contre $p1$ ($p1 > p2$) degrés de liberté est significatif.

La fonction

$$F = \frac{[\chi^2(p1) - \chi^2(p2)] / (p1 - p2)}{\chi^2(p2) / p2} \quad (3.4)$$

suit une distribution de Fisher-Snedecor à $(p1, p2)$ degrés de liberté. Le dénominateur est juste khi-carré (χ^2) normalisé défini comme suit ($\chi_{p2}^2 = \chi^2(p2) / p2$). La valeur calculée empiriquement à partir des données est donc comparée à la prédiction de la loi $F(p1 - p2, p2)$ pour un niveau de risque α donné 1% ou 5%, correspondant à un niveau de confiance de 95% ou 99%). L'hypothèse nulle dans le test est que l'ensemble des observations peut être modélisé avec un seul bloc. On teste donc

$$F \leq f_\alpha^{p1 - p2, p2} \quad (3.5)$$

où $f_\alpha^{p1 - p2, p2}$ est le fractile $\alpha\%$ de la loi de Fisher-Snedecor à $(p1, p2)$ degrés de liberté.

Ce test peut être utilisé de deux façons. Premièrement, il fournit un moyen de tester si un site présente une vitesse cohérente avec un autre ensemble de sites. Pour cela, on compare deux estimations, la première incluant l'ensemble des sites, la seconde excluant le site à

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

tester. Pour la première estimation, on a $p1 = 2 * N - 3$ où N est le nombre total de sites. Et, pour la seconde, on a $p2 = 2 * N - 3 - 2$ et $p1 - p2 = 2$. Si (3.5) n'est pas vérifiée, on peut en conclure avec $\alpha\%$ de risque de se tromper que la vitesse du site testé n'est pas compatible avec la rotation estimée pour les $N-1$ sites restants. La seconde utilisation est de tester si deux (ou plus) blocs rigides expliquent significativement mieux le champ de vitesse. Dans ce cas, deux vecteurs taux de rotation sont estimés et $p2 = 2 * N - 3 * 2$, $p1 - p2 = 3$. Si (3.5) n'est pas vérifiée, on peut en déduire que la diminution de khi-carré (χ^2) est significative et que deux plaques expliquent mieux le champ de vitesses.

Stein and et Cordon (1984) ont été le premier à utiliser ce test statistique standard de comparaison des variances entre deux échantillons gaussiens adapté pour étudier le mouvement relatif des plaques. Ils ont utilisé les données du mouvement relatif des plaques de Minster et Jordan (1978) et de Chase (1978) : les taux d'extension, les vecteurs glissements de terrain de tremblement de la terre, les pendages des failles transformantes et les traces de point chaud. Leur étude avait permis (1) de confirmer la séparation des plaques Amérique du Nord et du Sud dont la limite n'était pas clairement discernable par la sismicité et la Bathymétrie (Ball and Harrison 1970 ; Stein et al., 1982) ; (2) de séparer les plaques Nubie et Somalie en Afrique ainsi que l'Inde et l'Australie.

Argus et Gordon (1996) ont utilisé ce test sur un ensemble de 18 sites géodésiques (Interférométrie à très longue base ou VLBI, *Very long Baseline Interferometry*) internes aux plaques (9 sur la plaque Amérique du Nord, 4 en Europe de l'Ouest sur la plaque Eurasie, 3 sur la plaque Pacifique et 2 sur la plaque Australie). Ce test confirme la séparation de ces plaques et indique que les vitesses entre les sites à l'intérieur des plaques stables ne dépassent pas 2 mm/an. Ils se sont fixés comme critère pour attribuer un site à une plaque le fait que le site doit être loin des failles actives, des larges tremblements de terre et des limites des plaques. Ils ont estimé que les vitesses par rapport à l'intérieur de la plaque sur les sites proches des failles connues sont affectées à 1 mm/an par l'accumulation de déformation élastique causée par la fermeture de la faille entre les tremblements de terre.

Nocquet et Calais (2001) utilisent 64 sites géodésiques (GNSS) pour estimer la déformation inter et intraplaque, investiguer les processus qui conduisent à la déformation continentale et contrôlent la sismicité associée en Europe de l'Ouest. Ils confirment la séparation de la microplaque Adriatique et sa rotation antihoraire. Calais et al., (2006) réalise une combinaison de deux solutions géodésiques indépendantes utilisant les données de près de 300 stations GNSS continues couvrant le centre et l'est des États-Unis. Ils montrent que la déformation de surface à l'intérieur de la plaque nord-américaine correspond le mieux à un modèle qui inclut la rotation rigide de l'Amérique du nord par rapport à l'ITRF2000. Saria et al., (2013) affirme que ce test aurait indiqué qu'un modèle à un seul bloc expliquerait mieux le champ de vitesse de la plaque Nubie et non celui à deux plaques séparées par la ligne volcanique du Cameroun et le zone de cisaillement de l'Afrique Centrale. Dans ce travail, cette limite est définie par l'axe partant de la zone de fracture St Hélène (O'Connor et al., 2017), ligne volcanique du Cameroun, failles de Bangor, de Doseo/Salamat et de Muglad (Moulin et al., 2010 ; Fairhead et al., 2013). Leur modèle à deux plaques supposées était défini avec 6 sites au nord et 14 au sud de cette limite. Dans cette étude, je vais démontrer le contraire.

3.2.3 L'écart quadratique moyen des résidus

Selon Nocquet (2011), l'écart quadratique moyen des résidus (Weighted Root Mean Square, WRMS) sur les vitesses résiduelles est un indicateur du niveau de rigidité/déformation interne défini par :

$$WRMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{v_{res\lambda_i}^2}{\sigma_{res\lambda_i}^2} + \frac{v_{res\varphi_i}^2}{\sigma_{res\varphi_i}^2} \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{\sigma_{res\lambda_i}^2} + \frac{1}{\sigma_{res\varphi_i}^2} \right)}} \quad (3.6)$$

où $v_{res\lambda}/v_{res\varphi}$ désigne la composante longitudinale/latitudinale de la vitesse résiduelle et $\sigma_{\lambda}/\sigma_{\varphi}$ son écart-type.

3.3 Analyse cinématique de la Plaque Afrique

3.3.1 Modèle à deux grandes plaques (Nubie et Somalie) et 3 microplaques (Lwandle, Rovuma, Victoria)

3.3.1.1 Test statistique F-ratio

Le modèle de la plaque Afrique (Figure 1.1) subdivisée en deux grandes plaques (Nubie et Somalie) et trois microplaques (Lwandle, Rovuma et Victoria) a été déjà mis en évidence par plusieurs auteurs utilisant les données géologiques, géophysiques et géodésiques, (Hartnady 2002, Nocquet et al., 2006 ; Calais et al., 2006 ; Stamps et al., 2008 ; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2013, 2014). Ici, je teste à nouveau ce modèle avec uniquement un ensemble des données géodésiques GNSS. Avant d'appliquer les mêmes tests dans l'estimation de la déformation intraplaque sur la plaque Nubie.

Je définis les plaques Nubie et Somalie respectivement avec 257 et 49 sites. Les microplaques Rovuma, Victoria et Lwandle sont respectivement définies avec 19, 8 et 3 sites. Saria et al., (2014) a utilisé ce test dans la même région en prenant pour hypothèse nulle la plaque Afrique séparée en deux plaques Nubie et Somalie. Ici, je considère plusieurs cas où deux plaques ou une plaque et une microplaque ou deux microplaques sont supposées former une seule plaque. L'hypothèse nulle n'est que les ensembles respectifs de deux plaques (microplaques) forment une seule plaque, dans ce cas l'équation 3.5 est vérifiée. Les résultats consignés dans la Tableau 3.1 montrent que toutes les plaques deux à deux réunies rejettent cette hypothèse nulle avec un niveau élevé de confiance (>99%). Par conséquent 2 plaques (Nubie et Somalie) et 3 microplaques (Lwandle, Rovuma, Victoria) expliqueraient mieux le champ de vitesses sur l'Afrique.

Tableau 3. 1- Tests statistiques pour des plaques indépendantes dans le SREA. Lien web de la table statistique consultée le 25/08/2020 : <http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm>.

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

Géométrie des plaques	Degré de liberté	F Ratio (exp) Fe	F ratio (Attendu) Fa		Résultat
			95% Conf.	99% Conf.	
	$p_1 - p_2; p_2$				
2 plaques réunies	-	-	-	-	Hypo. Nulle
Nubia, Somalie	3;312	5852.3	2.63	3.85	Fe>Fa
Nubia, Rovuma	3;304	18027.2	2.63	3.85	Fe>Fa
Nubia, Lwandle	3;284	45509.1	2.65	3.88	Fe>Fa
Nubie, Victoria	3;294	4305.7	2.65	3.88	Fe>Fa
Somalie, Lwandle	3;34	15.5	2.88	4.42	Fe<Fa
Somalie, Victoria	3;78	55.4	2.73	4.05	Fe<Fa
Somalie, Rovuma	3;54	18.1	2.79	4.02	Fe<Fa
Rovuma, Lwandle	3;26	15.1	2.98	4.64	Fe<Fa
Rovuma, Victoria	3;10	83.6	3.71	4.22	Fe>Fa
Victoria, Lwandle	3;16	28.8	3.24	5.29	Fe>Fa

Ce résultat corrobore avec celui de Saria et al., (2014) qui ont réalisé le même test avec un échantillon des données un peu plus réduit que le mien.

3.3.1.2 Mouvement relatif entre les plaques et microplaques

Au chapitre II, figure 2.14, les vitesses résiduelles mesurées par rapport à la Nubie fixe ont montré que la plaque Somalie et les microplaques Victoria et Rovuma s'éloignent de la plaque Nubie d'ouest à l'est. Toutefois, du nord vers le sud et en s'éloignant du rift est africain, ces vitesses résiduelles sur les sites localisés sur les îles à l'intérieur de la plaque Somalie changent progressivement d'orientation WNW-ESE, NNW-SSE, NNE-SSW, et ENE-WSW. La figure 3.2A qui montre les mouvements relatifs entre la plaque Somalie et la plaque Nubie le long de la limite orientale de la Nubie corrobore avec ses observations. Elle indique que la rotation horaire de la Somalie par rapport à la Nubie entraînerait une ouverture entre les deux plaques du Nord vers le sud jusque dans la région proche du pôle de rotation Somalie-Nubie et une fermeture par cette région vers le sud. Le taux d'ouverture et de fermeture est respectivement de l'ordre de 6 mm/an au nord du rift Éthiopie et de 2 à 3 mm/an au sud dans la région où se rencontre la crête Mozambique et la zone de fracture Andrew Bain (autour de la Dorsale Sud-ouest Indien). Ce taux atteint des valeurs presque nulles (environs 0.07 mm/an au point des coordonnées : 36.1 E, 35.1 S) le long d'une zone de transition éloignement-rapprochement au nord de la crête Mozambique. Cette zone de transition est également proche du pôle de rotation Somalie-Nubie (35.669 E, 30.097 S). Ces résultats corroborent ceux des modèles géologique MORVEL56 (Argus et DeMets, 2011) et géodésique de Deprez et al., (2013) qui prédisent également un mouvement d'éloignement-rapprochement entre les plaques Nubie et Somalie. Je précise qu'à part le long du Rift Éthiopien, les restes des prédictions des vitesses montrées sur cette figure 3.2A sont faits sur les limites virtuelles Nubie-Somalie, justes pour illustrer ce mouvement d'éloignement au nord et de rapprochement au sud entre les deux plaques. Ces vitesses prédites ne tiennent pas compte des effets des mouvements relatifs entre ces deux plaques et les microplaques (Victoria, Rovuma, Lwandle) situées entre elles (Figure 1.1).

Tableau 3. 2- Estimations des vitesses angulaires par rapport au repère Nubie fixe à partir de cette étude.

Plaque	Degrés		(deg/Ma)	
	Lat	Lon	ω	σ
Somalie	35.669	-30.097	0.0871	0.00001
Victoria	-35.273	18.116	0.0577	0.00001
Rovuma	35.273	-14.668	0.1272	0.00001
Lwandle	43.087	-22.641	0.1628	0.00001

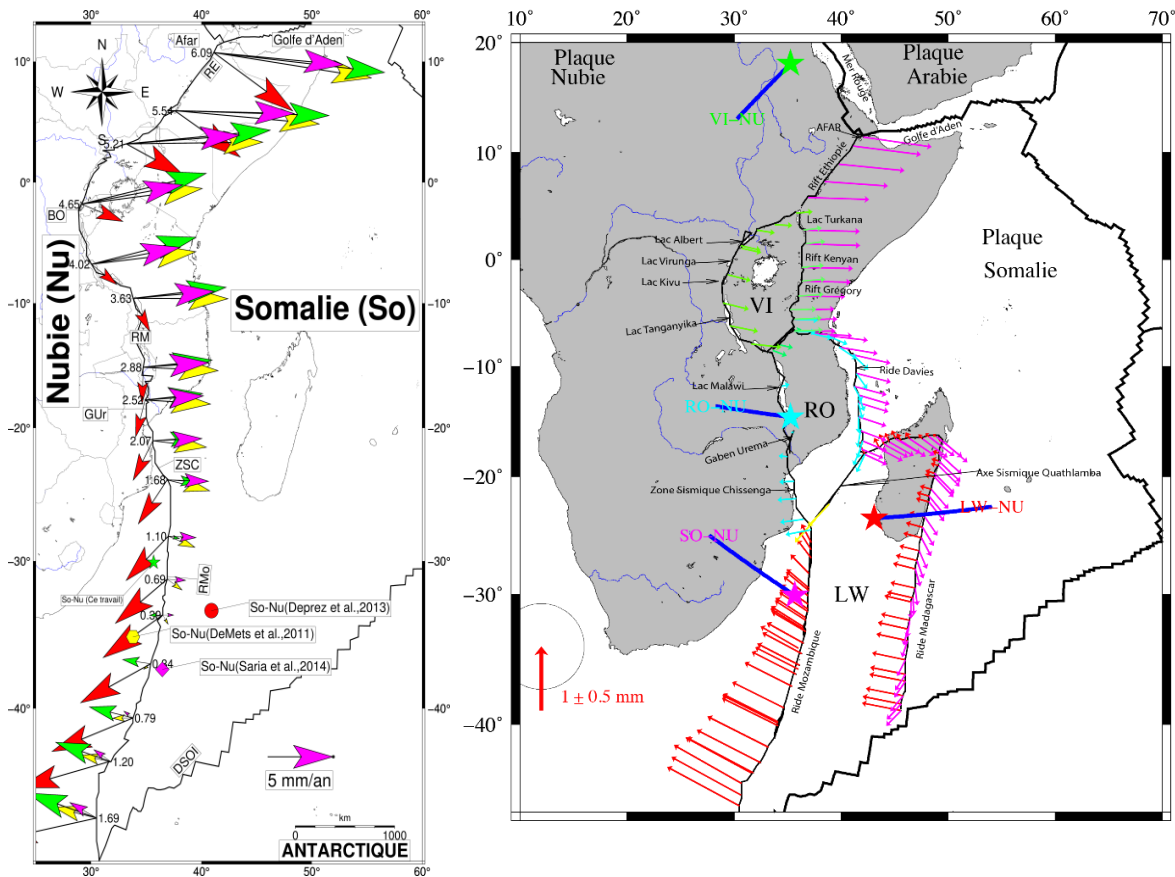


Figure 3. 2 - Les vitesses relatives le long des SREA. D'après Saria et al., (2013), j'ai utilisé un modèle à 2 plaques (Nubie et Somalie) et 3 microplaques (Lwandle, Rovuma et Victoria). (A) : Vitesses relatives de la plaque Somalie par rapport à la plaque Nubie fixe : Vecteurs rouges d'après Deprez et al., (2013) ; Vecteurs magentas d'après Argus et DeMets(2011) et Vecteurs Bleus : ce travail. (B) : Les vitesses sont déduites des pôles d'Euler déterminés par une inversion du champ de vitesse géodésique pour chaque plaque (Tableau 2.4 ; Chapitre II et la Tableau 3.2). VI : Victoria ; RO : Rovuma et LW : Lwandle. Les limites des plaques et microplaques d'après le modèle PB2002, Deprez et al., (2013) et Saria et al., (2013,2014).

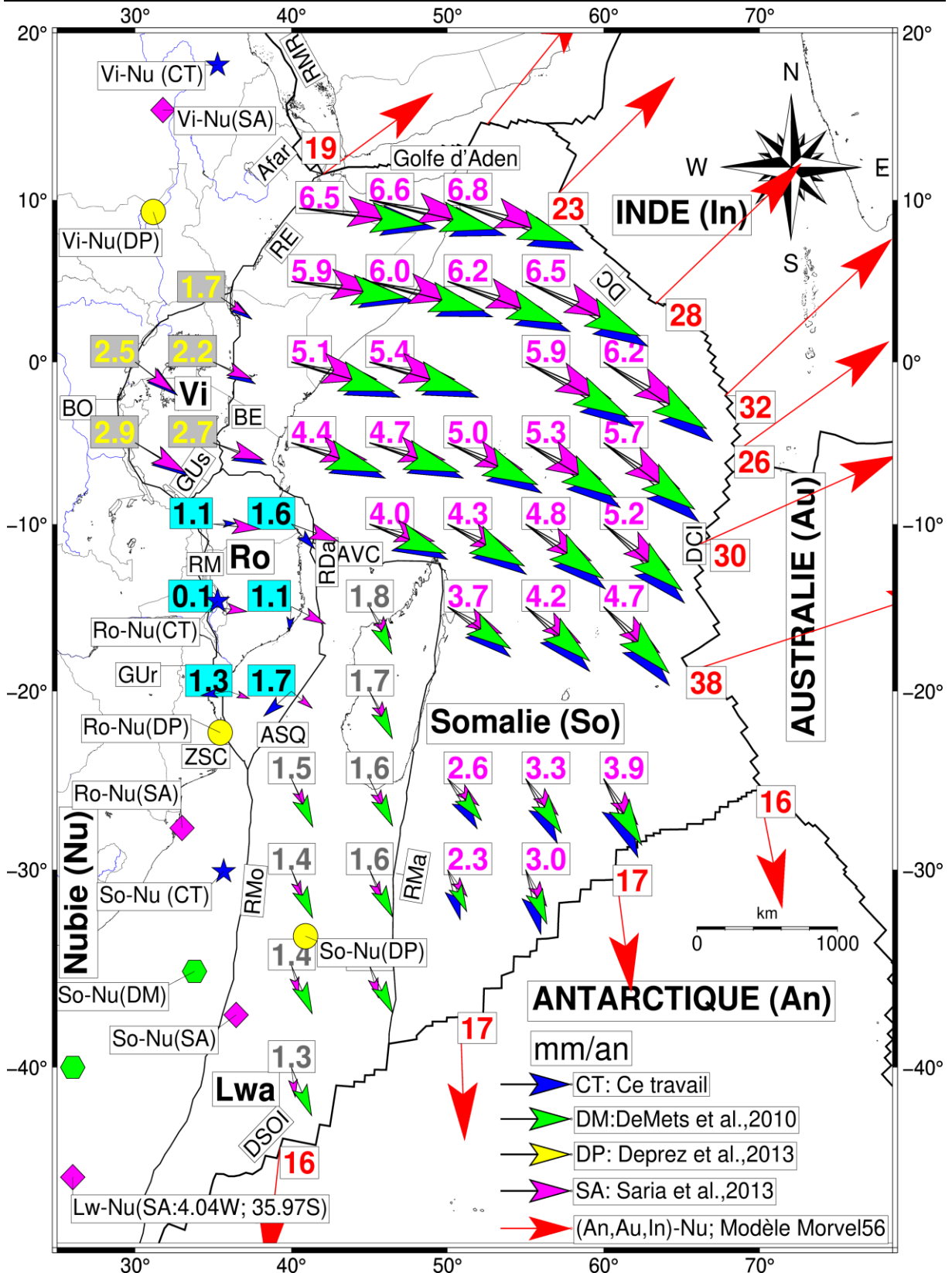


Figure 3.3 - Les vitesses prédites à l'Est de l'Afrique par rapport au repère Nubien. Les limites de plaques microplaques (Figure 1.1). Les vitesses sont déduites des pôles d'Euler déterminés par une inversion du champ de vitesse géodésique pour chaque plaque (Tableau 2.4 ; Chapitre II et la Tableau 3.2). VI : Victoria ; RO : Rovuma et LW : Lwandle.

La figure 3.2B montre les vitesses relatives aux frontières des plaques et microplaques

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

par rapport à la Nubie fixe. Aux frontières Victoria-Nubie et Victoria-Somalie, les vitesses relatives déduites des pôles de rotations respectives de ces deux plaques (Victoria et Nubie) par rapport à l'ITRF2008 (Tableau 2.3 & 3.2) indiquent que la microplaque Victoria s'éloigne entièrement de la plaque Nubie. Le taux d'extension Est-Ouest entre les deux plaques est croissant du nord (35.8 E, 4.5 N ; 1.53 mm/an) vers le sud (33.556 E, 8.741 S ; 2.92 mm/an) le long de la limite Nubie-Victoria. De même, les vitesses prédites sur la limite Somalie-Victoria par le même pôle de rotation Victoria-Nubie confirme l'extension entre les deux plaques avec son taux croissant nord (36.6 E, 4.5 N ; 1.54 mm/an) vers le sud (35.4 E, 6.8 S ; 2.72 mm/an). Tandis que les vitesses prédites par le pôle de rotation Somalie-Nubie le long des frontières Nubie-Victoria, aussi orientées Est-Ouest, sont décroissantes du nord (35.8 E, 4.5 N ; 5.76 mm/an) vers le sud (33.556 E, 8.741 S ; 3.72 mm/an). Il en est de même de ces vitesses prédites le long de la frontière Victoria-Somalie de l'ordre de 5.68 mm/an au nord (36.6 E, 4.5 N) et de 4.00 mm/an au sud (35.4 E, 6.8 S). Cette inversion croissant et décroissant de l'évolution du taux d'extension prédite par les pôles de rotation respectifs Somalie-Nubie et Victoria-Nubie corrobore l'indépendance cinématique entre ces plaques prédites par le test statistique (Saria et al., 2014 et ce travail).

A la frontière Rovuma-Nubie, la figure 3.2B montre les vitesses relatives déduites des pôles de rotations respectifs de ces deux plaques par rapport à l'ITRF2008 (Tableau 2.3 et 3.2). Elles indiquent également que du nord vers le sud le taux d'extension (ouest-est) entre la Nubie et les blocs de l'est décroît progressivement jusqu'à s'annuler et transiter vers un taux de compression (ouest-est) croissante du nord vers le sud de long de cette frontière comme pour les vitesses prédites par le pôle de rotation Somalie-Nubie. Mes résultats donnent un taux d'extension d'environ 1.26 mm/an à l'extrême nord de cette limite (33.818 E, 5.98 N) et de compression de 2.47 mm/an à son extrême sud (37.2 E, 24.5 S). Une zone de transition s'observe avec des taux strictement nuls le long du graben Urema. Le long de la frontière Rovuma-Somalie, les vitesses prédites par mon pôle de rotation Rovuma-Nubie (Tableau 3.2) confirme que cette microplaque Rovuma décrit une rotation horaire autour d'un pôle de rotation situé quasiment sur la limite Rovuma-Nubie (35.273 E, 14.668 S) dans la région de transition du passage de l'extension à la compression. L'amplitude de ces vitesses prédites le long de la frontière Rovuma-Nubie varient entre 0 et 2 mm/an le long de toute la frontière et l'orientation varient de W-E au nord et E-W au sud. Les vitesses prédites par le même pôle de rotation Somalie-Nubie le long de la même frontière Somalie-Rovuma disposent des amplitudes de l'ordre de 4.23 mm/an au nord et de 2.36 mm/an sud et l'orientation varient de WNW-ESE, NNW-SSE, N-S, NNE-SSW, ENE-WSW et E-W.

Autour des frontières Lwandle-Nubie et Lwandle-Somalie, les vitesses respectives relatives et prédites indiquent un rapprochement plus rapide entre Lwandle-Nubie qu'entre Somalie-Nubie. Un taux de compression de l'ordre de 1.83 mm/an au nord (37.2 E ; 25.1 S) à 8.7 mm/an au sud (30.8 E, 49.9 S) le long de la frontière Nubie-Lwandle, tandis que le pôle de rotation Somalie-Nubie prédisait un rapprochement entre les deux plaques à un taux variant entre 0.97 mm/an au nord (37.2 E ; 25.1 S) et 3.305889 mm/an au sud (30.8 E, 49.9 S). Par contre le long de frontière Somalie-Lwandle, les vitesses prédites par les pôles de rotation Lwandle-Nubie et Somalie-Nubie indiquent toutes un éloignement-rapprochement du nord vers le sud. Les amplitudes des vitesses prédites sont toujours plus élevées pour le pôle Nubie-Lwandle de 2.24 mm/an au nord (49.3 E, 18.7 N) et de 5.10 mm/an au sud (45.6 E, 38.9 N) avec un taux la plus faible dans la zone de transition de 1.45 mm/an (48 E, 22.9 E),

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

tandis que le pôle de rotation Somalie-Nubie prédit le même éloignement-rapprochement entre les deux plaques avec des taux presque identiques au nord (49.3 E, 18.7 S ; 2.84 mm/an) et relativement faible au sud (45.6 E, 38.9 S ; 1.89 mm/an).

En définitive, outre les tests statistiques, les vitesses relatives et prédites déduites des pôles de rotations respectifs (Tableaux 2.4 et 3.2) permettent de montrer les divergences de mouvement entre différentes plaques (Nubie et Somalie) et microplaques (Lwandle, Rovuma et Victoria) africaines.

3.3.2 La Plaque Nubie n'est pas rigide

Géologiquement, la plaque Nubie constitue la plus grande partie du continent africain. Au nord, la plaque est affectée par la collision avec l'Eurasie le long de la marge méditerranéenne (McClusky et al., 2003). Les autres limites sont principalement extensionnelles. À l'ouest, la plaque est délimitée par la dorsale médio-atlantique, au sud par la dorsale sud-ouest indien et à l'est par une frontière plus complexe qui implique une transition entre l'expansion océanique dans la mer Rouge et l'Afar et l'ouverture continentale au centre-équatorial suivi d'une compression au sud (Ebinger 1989 ; Hartnady 1990 ; Bird 2003 ; Stamps et al., 2008 ; Argus et DeMets 2011 ; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2014 ; Figure 3.2).

Des études géodésiques antérieures (Calais et al., 2006 ; Stamps et al., 2008 ; Deprez et al., 2013 ; Malservisi et al., 2013 ; Saria et al., 2013) ont jusque-là supposé la plaque Nubie « rigide ». Saria et al., (2013) ont testé un modèle de deux blocs avec 6 sites géodésiques au nord et 14 sites au sud de la ligne de déformation continue formée par la ligne volcanique du Cameroun et celui du système des failles de l'Afrique centrale (Figure 1.1 et 3.5). Ils ont trouvé que la décroissance de χ^2 du modèle à 1 bloc au modèle à 2 blocs n'était pas significative à un intervalle de confiance de 95%. Par conséquent, la plaque Nubie serait rigide selon leur modèle. Avec des vitesses résiduelles horizontales inférieures à 1 mm/an au repère Nubie sur 142 sites plus ou moins bien repartis sur la plaque Nubie, on pourrait croire à cette hypothèse de la Nubie supposée rigide (Figure 3.4, Annexe C).

Ainsi, dans ce paragraphe, je présente les résultats de l'analyse cinématique globale avec essentiellement l'échantillon de 142 sites de la Solution Nevada décrite au chapitre 2 (Section 2.4.2.2.1 ; Figures 2.13 ; Annexe C) susévoqués. Ceci me permet de minimiser les incertitudes sur le modèle à proposer pour des raisons déjà évoquées au chapitre II. Pour tester la cohérence du modèle proposé après cette analyse, j'intègre les vitesses résiduelles de certains sites répondant au même critère provenant de la Solution Pietratono et al., (2016) sur l'Égypte et de la Solution Bougrine et al., (2019) sur le nord de l'Algérie. Les trois solutions ont des vitesses par rapport à l'ITRF cohérentes entre elles (Figures 3.4 et 5.2).

Je commence par estimer le modèle de la plaque Nubie supposée rigide, puis subdivisée en deux blocs. Pour enfin aboutir à un modèle à quatre blocs qui subdiviseraient la plaque Nubie.

3.3.2.1 Modèle à un bloc : la plaque Nubie supposée rigide à 1mm/an (Modèle1)

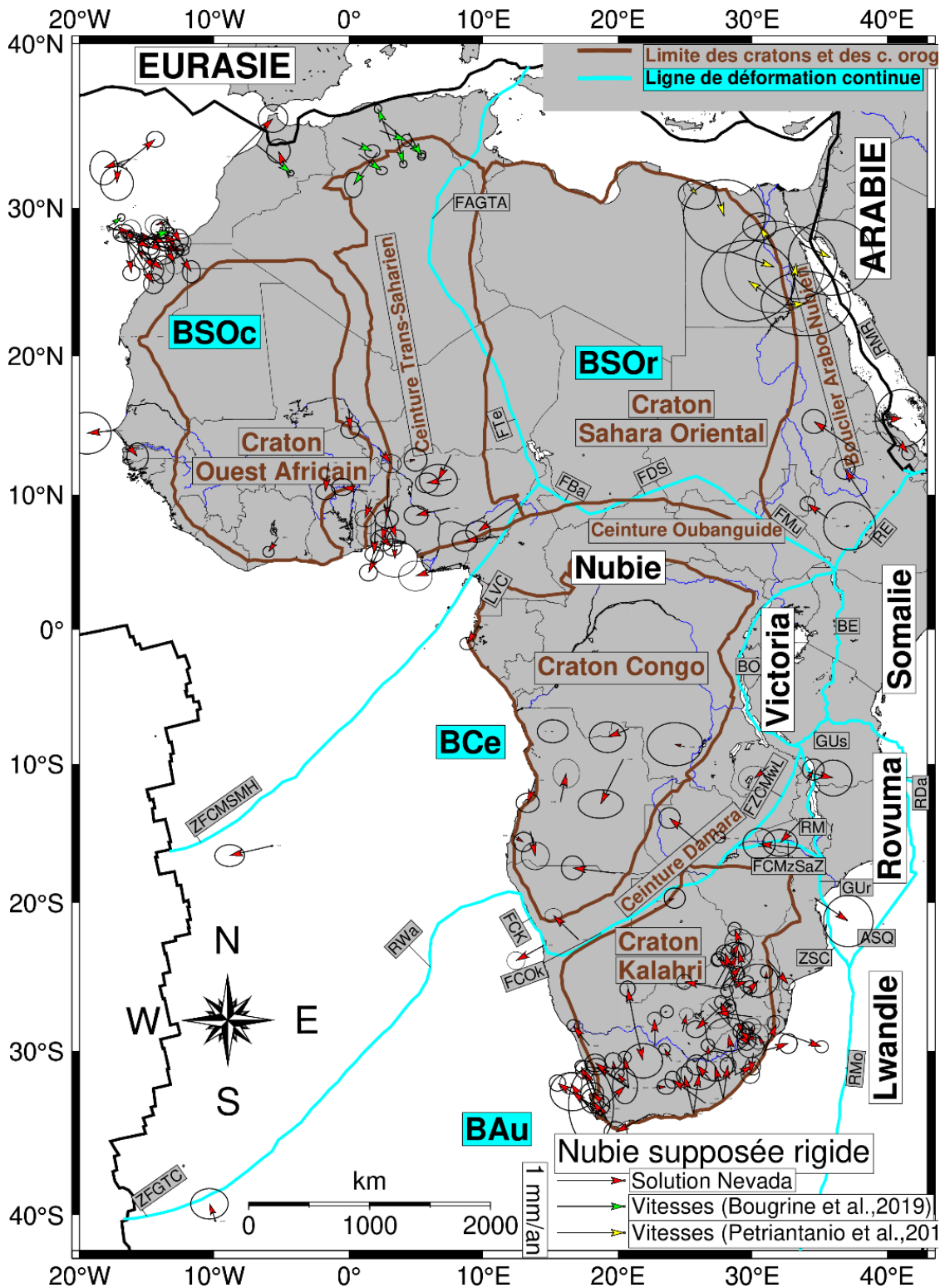


Figure 3. 4 - Vitesses résiduelles par rapport au repère nubien qui illustrerait la rigidité supposée de la Nubie à 1mm/an suivant l'hypothèse géodésique (Argus et Gordon ,1996). L'écart quadrique moyen des résidus sur les vitesses résiduelles par rapport au repère Nubien et le khi-carré normalisé (voir explications dans le texte). Les intervalles des confiances des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%). Limites de blocs décrites dans les figures 1.1, 1.27 et 1.31).

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

Comme vu au Chapitre II, l'inversion des vitesses de 142 sites bien définis sur la plaque Nubie donnait un écart quadratique moyen des résidus de 0.32 mm/an et khi-carré normalisé de 1.27 (Tableau 2.3). Bien que l'écart quadratique moyen des résidus (0.32 mm/an) soit supérieur à celui de la première estimation avec 89 sites (0.2 mm/an) estimé dans le même chapitre II, il reste meilleur que celui des études antérieures. Par exemple, Saria et al., (2013) trouve un écart quadratique moyen des résidus sur les vitesses horizontales de 0.6 mm/an avec un ensemble de 60 sites distribués à l'intérieur de la Nubie. Deprez et al., (2013) ont trouvé un écart quadratique des résidus sur les vitesses horizontales de 0,5 mm/an et un khi-carré normalisé de 1.4. Cette amélioration est liée peut être à une large distribution des sites sur les continents et à la diminution des incertitudes sur les vitesses due à l'augmentation de la longueur des séries temporelles. Toutefois, ces résultats antérieurs étaient déjà bien cohérents avec le niveau de rigidité trouvé pour les autres plaques telles que l'Eurasie (Kogan and Steblov, 2008), Amérique du Nord (Dixon et al., 1996 ; Calais et al., 2006), ou Australie (Tregoning, 2003).

Toutefois, pour une évaluation de la cinématique globale, j'ai réalisé divers tests statistiques (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987 ; Nocquet et al., 2001, Nocquet, 2011) sur ce modèle qui suppose la plaque Nubie rigide pour voir si les modèles à plusieurs blocs rigides définis sismotectoniquement à la figure 1.32 n'expliqueraient pas mieux le champ de vitesses de 142 sites localisés sur la plaque Nubie.

3.3.2.2 Modèle à quatre blocs : la plaque Nubie subdivisée en quatre blocs supposés rigides (Modèle2)

3.3.2.2.1 Les tests statistiques

Pour évaluer la cinématique globale de la plaque Nubie, je teste statistiquement (*section 3.1.1. Les tests statistiques*) le modèle à quatre blocs postulés à partir d'une synthèse des données géologiques et géophysiques antérieures (Chapitre 1 de manuscrit, Figure 1.32). Je le fais progressivement, en testant plusieurs modèles de blocs subdivisant toute la Nubie et une partie de la Nubie en deux blocs indépendants.

Bloc Sahara et bloc Central-Austral : Zone de fracture Ste Hélène, Ligne Volcanique du Cameroun, failles de Bangor, de Doséo-Salamat et de Muglad.

Je suppose la plaque Nubie subdivisée en deux blocs séparés par l'axe partant de la zone de fracture Ste Hélène, la ligne volcanique du Cameroun, les failles de Bangor et Doséo-Salamat jusqu'à la faille de Muglad : (Figures 1.1, 1.32 et 3.5). Le wrms pour chacun de ces deux blocs est cohérent avec le niveau de rigidité trouvé pour les plaques majeures déjà citées (Kogan and Steblov, 2008 ; Dixon et al., 1996 ; Calais et al., 2006 ; Tregoning, 2003).

J'utilise 142 sites qui définissent le modèle1 dans lequel la Nubie est supposée rigide (Figures 2.13 et 3.4 ; Section 3.3.2.1). Ces 142 sites sont repartis en 54 sites pour le bloc Sahara et 88 sites pour le bloc Central-Austral. L'inversion des vitesses résiduelles par rapport à chacun de ces blocs supposés rigides a donné respectivement un écart quadratique moyen des résidus (wrms) et un khi-carré normalisé de 0.37 mm/an de 1.18 pour le bloc Sahara et de 0.29 mm/an et 0.95 pour le bloc Central-Austral (Tableau 3.4).

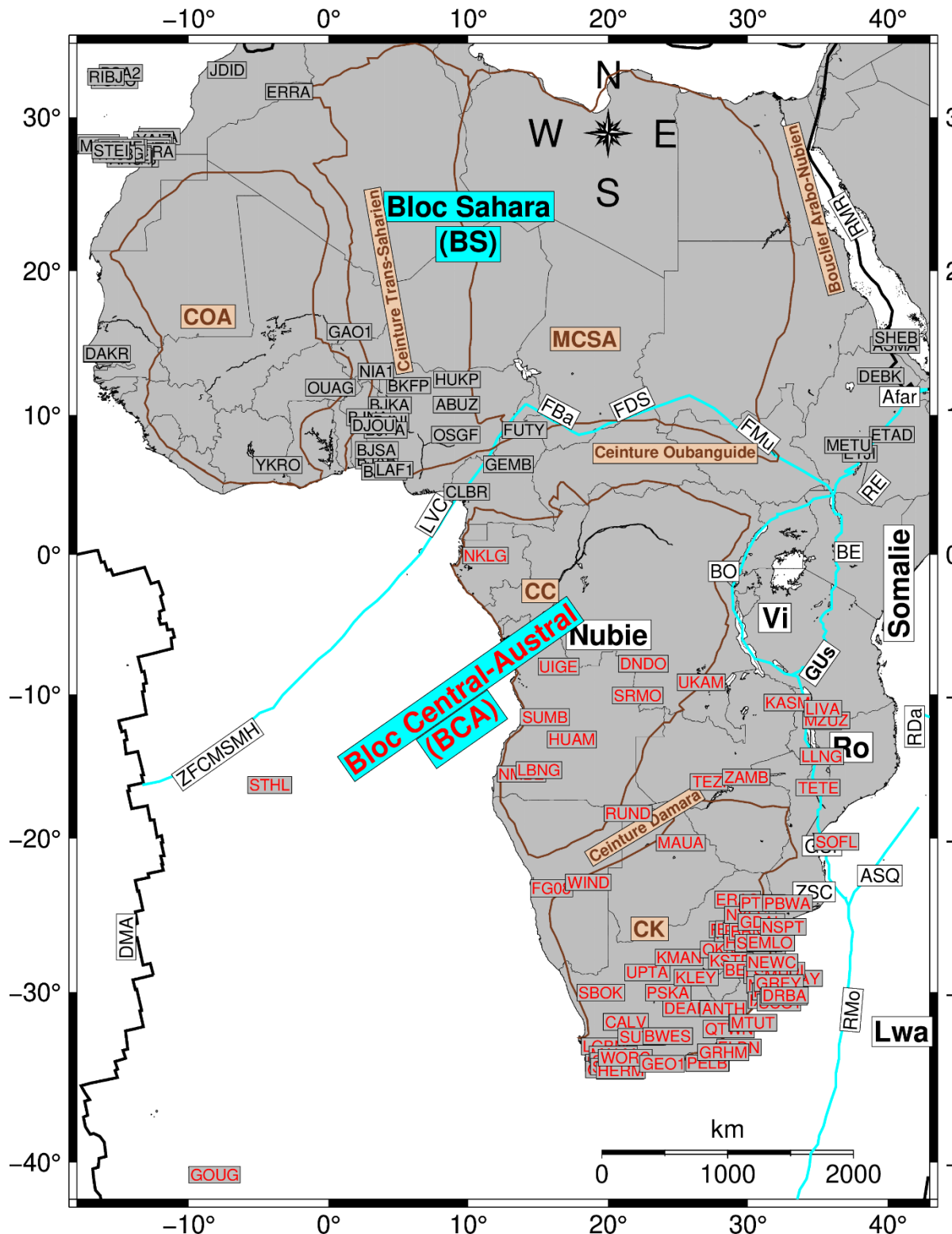


Figure 3.5 – Sites définissant la plaque Nubie subdivisée en bloc Sahara et Central-Austral.

Tableau 3. 3- Résultats des tests statistiques pour tester le modèle de Nubie subdivisée en deux blocs Sahara et Central-Austral. ae : avec ajout des données des sites localisés au nord de l’Algérie et en Égypte issues des solutions Pietriantono et al.(2016) et Bougrine et al., (2019). Lien web de la table statistique consultée :

Géométrie des plaques	Degré de liberté	F Ratio (exp) Fe	F ratio (Attendu) Fa	Résultat
	$p_1 - p_2; p_2$		99%	
Nubie rigide	-	-	-	Hypo. Nulle
Sahara && Central-Austral	3;275	11.6	3.91	Fa<Fe
Sahara ae && Centre-Austral	3;300	25.8	3.38	Fa<Fe

Tableau 3. 4 montre que le test f-ratio (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987 ; Nocquet et al., 2001) indique une diminution significative de khi-carré entre le modèle à un seul bloc (Figure 3.4) Nubie rigide et celui de la Nubie subdivisée en deux blocs Sahara et Centre-Austral (Figure 3.5). Ce test montre que deux blocs rigides Sahara *et Central-Austral* expliqueraient significativement mieux le champ de vitesses de 142 sites avec un niveau de confiance de 99%. Ce résultat contredit celui de Saria et al., (2013), qui ont réalisé le test F-ratio en choisissant la même limite entre les deux blocs supposés subdiviser la plaque Nubie. Certes, des vitesses horizontales issues des solutions GNSS Pietratono et al.,(2016) et Bougrine et al., (2019) proviennent des zones qui se déforment respectivement localisés en Égypte et en Algérie, l'ajout au modèle de celles inférieures à 1 mm/an par rapport au repère Nubien est en accord avec celui-ci (Tableau 3.5).

Tableau 3. 4- Vecteurs pôles d'Euler (ITRF2008) qui minimise les résidus respectivement sur les sites localisés sur le bloc Sahara et sur ceux localisés sur le bloc Central-Austral : Pôle Sahara plus quelques stations de stables de l'Algérie de l'Égypte.

Pôle	Nbr. Sites	χ^2_{μ}	WRMS ($mm \cdot an^{-1}$)	Latitude ($\lambda^{\circ}N$)	Longitude ($\varphi^{\circ}E$)	ω ($^{\circ}/Ma$)	σ_{λ} ($^{\circ}/Ma$)	σ_{φ} ($^{\circ}/Ma$)	σ ($^{\circ}/Ma$)
Pôle Sahara	54	1.283	0.375	49.718	-80.762	0.2670	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
Pôle Sahara ae	66	1.327	0.309	49.760	-80.742	0.2669	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
Pôle Central-Austral	88	0.955	0.291	49.074	-80.729	0.2680	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}

Bloc Central-Sahara et Bloc Austral : Zone de fracture Gough et Tristan da Cunha, Crête Walvis, failles et zone de cisaillement de Kaoko, zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi.

Ici, j'ai subdivisé la plaque Nubie toujours en deux blocs séparés par l'axe allant des Zones de fractures Gough et Tristan da Cunha en passant par la crête Walvis, les failles et Zones de cisaillement de la ceinture Kaoko, la zone de cisaillement d'Okahandja-Mwembeshi de la ceinture Damara qui passe par le delta Okavango, les fossés de Kariba et Lwanga jusqu'au point triple entre le Graben Usangu, la branche Ouest du REA et le rif Malawi. Ces deux derniers séparent respectivement le bloc Central et les microplaques Victoria Rovuma.

Certes, un bloc Zambèze existerait entre les blocs Central et Austral ainsi que le microplaque Rovuma (Figures 1.1 et 1.32).

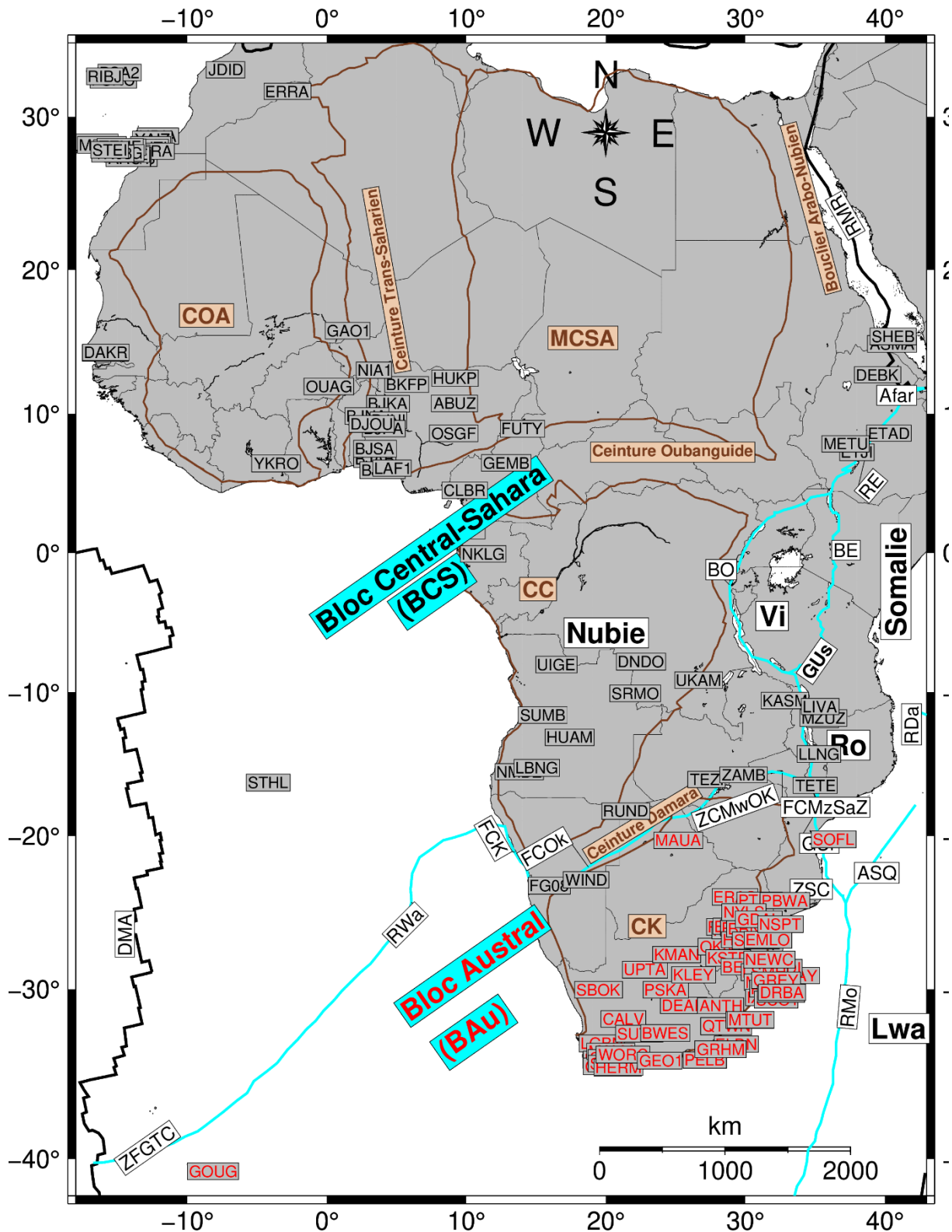


Figure 3. 6- Sites définissant la plaque Nubie subdivisée en bloc Central-Sahara et Austral.

Les 142 sites qui définissent le modèle1 dans lequel la Nubie est supposé rigide (Figure 3.4) se répartissent en 74 sites localisés sur le bloc Central-Sahara et 68 sites sur le bloc Austral. L'inversion des vitesses résiduelles par rapport aux deux repères différents

constitués respectivement de chaque bloc fixe a donné un écart quadratique moyen des résidus (wrms) et un khi-carré normalisé de 0.37 mm/an et de 1.18 pour le bloc *Centre-Sahara* et de 0.29 mm/an

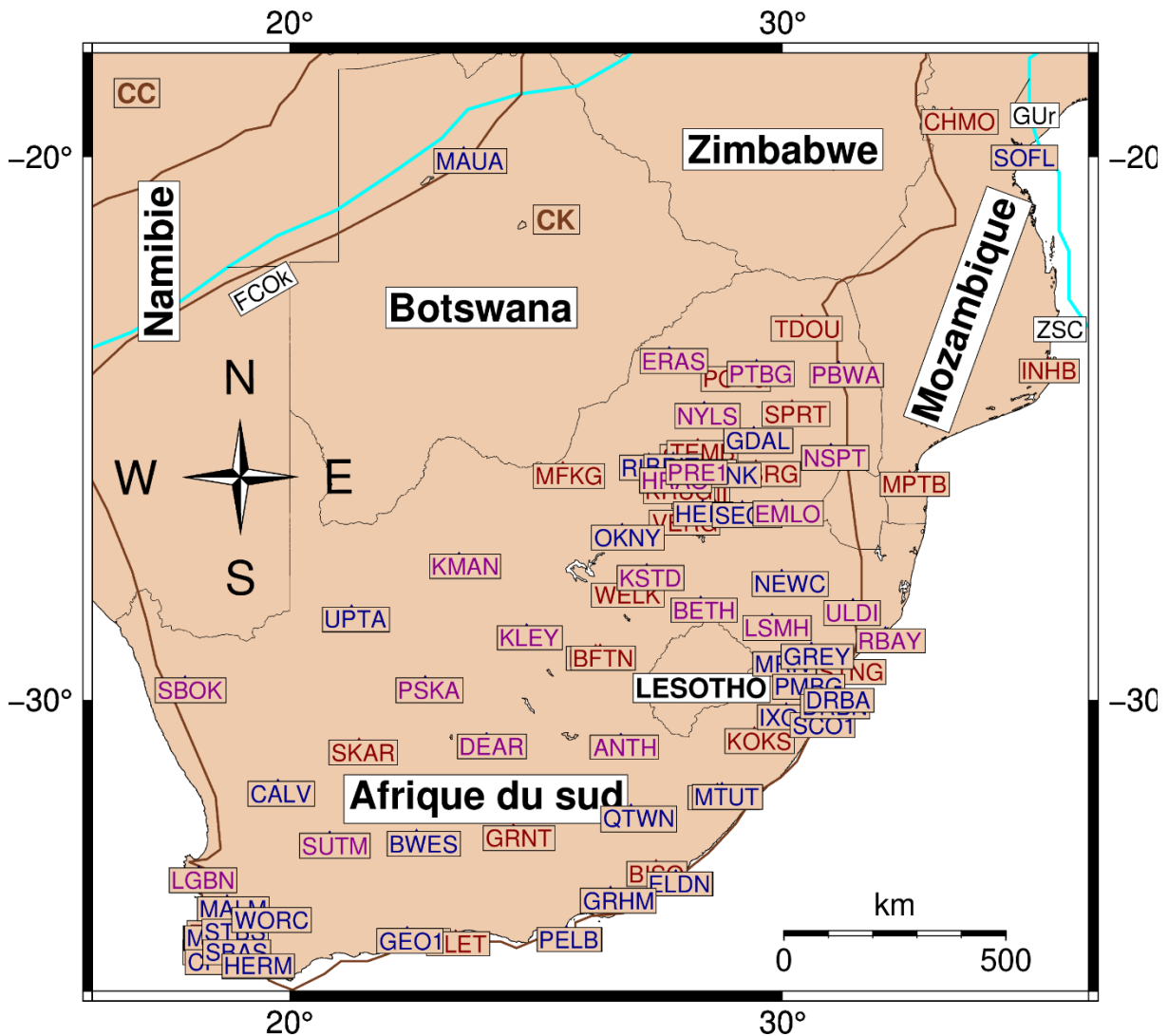


Figure 3. 7-Sites définissant le bloc Austral. Magenta et Bleu :68 sites faisant partie de 142 sites définissant la Nubie supposée rigide à 1 mm/an utilisés dans l'estimation du meilleur pôle d'Euler de ce bloc (y compris le site GOUG (9.880717656W, 40.348833765S) non affiché ici pour des raisons de lisibilité, Figure 3.6). Magenta : 23 sites ayant des incertitudes sur les vitesses horizontales inférieures à 0.24 mm/an (voir texte). Rouge : sites non cohérents avec le modèle de la Nubie supposé rigide à 1 mm/an défini à la section 3.3.2.1 (Figure 3.4), mais cohérent avec celui de la Nubie subdivisée en 4 blocs cinématiquement indépendants.

et 1.4 pour le bloc Austral. Sur le *bloc Austral* (Figure 3.7), une autre inversion des vitesses sur 23 sites ayant des incertitudes sur les vitesses résiduelles par rapport à la Nubie inférieures à 0.24 mm/an donne respectivement un wrms de de 0.35 et un khi-carré normalisé de 1.35 (Tableau 3.6).

Tableau 3. 5- Vecteurs pôles d'Euler (ITRF2008) qui minimise les résidus de sites localisés sur le bloc Austral (Figure 3.7) et ceux localisés sur le bloc Central-Sahara. En gras mes solutions préférées.

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

Pôle	No. Sites	χ^2_μ	WRMS (mm/an)	Ω_{Lat} (°N)	Ω_{Lon} (°E)	ω (°/Ma)	σ_ω (°/Ma)
Pôle Austral1	65	1.4	0.37	49.1565	-81.7959	0.2708	10 ⁻⁵
Pôle Austral2	23	1.35	0.35	49.2193	-81.3551	0.2702	10 ⁻⁵
Pôle Central-Sahara	77	1.18	0.29	49.5682	-80.7071	0.2668	10 ⁻⁵

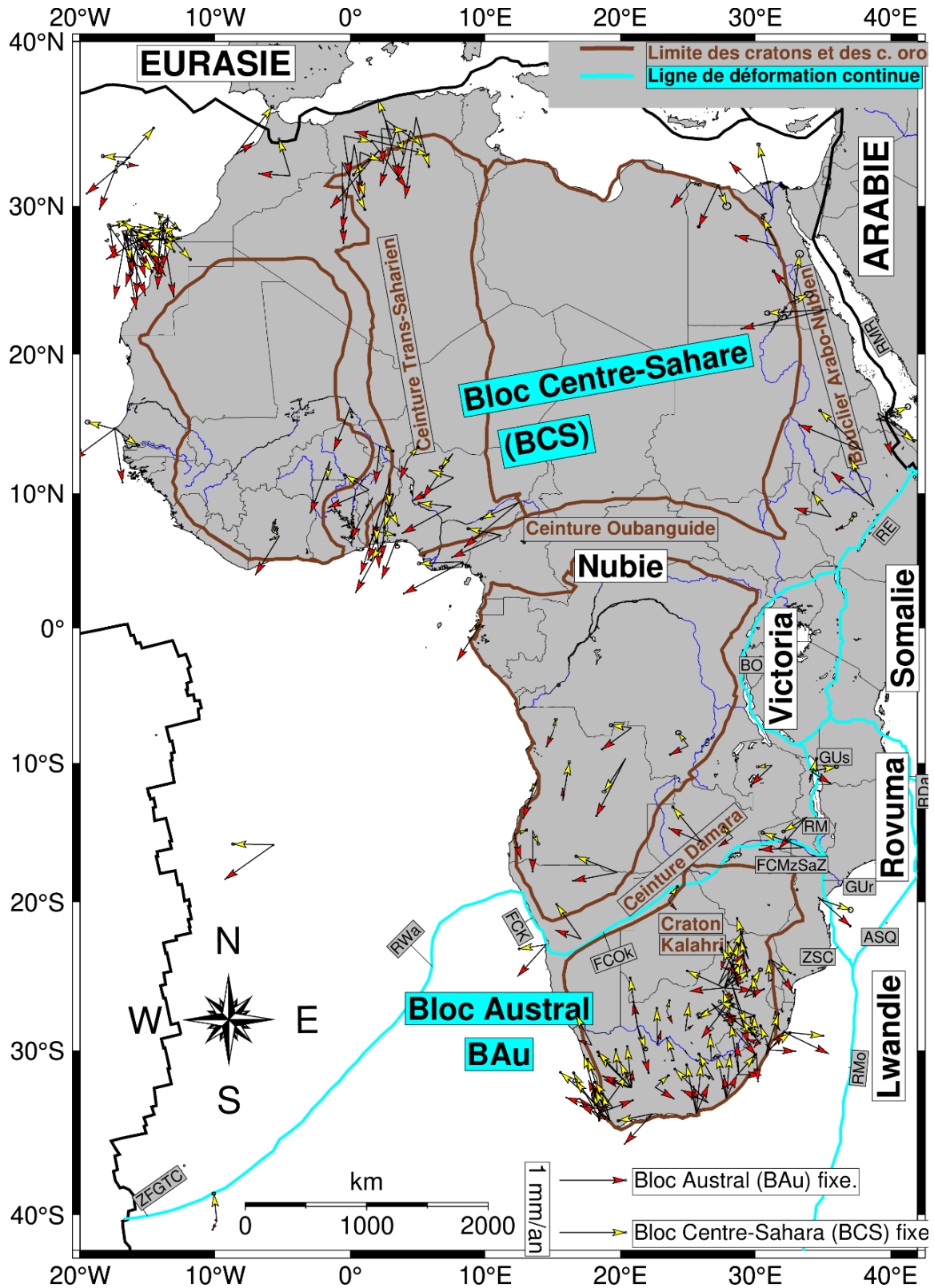


Figure 3.8 - Vitesses résiduelles par rapport au bloc Austral et vitesses résiduelles par rapport au bloc Central-Sahara. La limite entre les deux blocs et les frontières de la Nubie sont telles que décrites dans les figures 1.1 et 1.32.

Tableau 3. 6- Résultats des tests statistiques pour tester le modèle de Nubie subdivisée en deux blocs Centre-Sahara et Austral. Lien web de la table statistique consultée : <http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm>. Dernière consultation 30/06/2019.

Géométrie des plaques	Degré de liberté	F Ratio (exp) Fe	F ratio (Attendu) Fa	Résultat
	$p_1 - p_2; p_2$		99% Conf.	
Nubie rigide	-	-	-	Hypo. Nulle
Central-Sahara & Aaustral	3/275	5.15	3.91	Fa>Fe

Comme pour l'estimation précédente, les wrms pour chacun de deux blocs est cohérent avec le niveau de rigidité trouvé pour les plaques majeures déjà citées (Kogan and Steblov, 2008 ; Dixon et al., 1996 ; Calais et al., 2006 ; Tregoning, 2003). Le test de f-ratio (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987 ; Nocquet et al., 2001, Tableau 3.7) indique une diminution significative de khi-carré entre le modèle de la Nubie rigide et celui de la Nubie subdivisée en deux blocs *Central-Sahara* et bloc *Austral*. Ce test montre que ces deux blocs expliqueraient significativement mieux le champ de vitesse de 142 sites avec un niveau de confiance élevé (99%). A ce stade, la combinaison de ce résultat avec le précédent indique que la plaque Nubie n'est pas rigide. Elle est subdivisée en 3 trois blocs Sahara, Central et Austral. En outre, la figure 3.8 montre que les orientations et les amplitudes des vitesses résiduelles horizontales respectives par rapport aux deux repères (Central-Sahara et Austral) sont divergentes sur chaque site. Ceci est une preuve supplémentaire que ces deux blocs sont cinématiquement indépendants.

Je remarque que la vitesse de rotation du *bloc Austral* est de 0.2708 degré/Ma pour le modèle à 68 sites et de 0.2702 degré/Ma pour le modèle à 23 sites (Figure 3.7, Tableau 3.6). Ces résultats corroborent avec ceux de Malservisi et al., (2013) qui ont trouvé des résultats similaires en réalisant trois modèles différents avec les données de la même sous-région. Le premier avec 43 sites et un khi-carré normalisé de 13.4, le deuxième avec 36 sites et un khi-carré normalisé de 1.02 et le troisième avec 14 sites et un khi-carré normalisé de 0.7. Pour ces trois modèles, ils avaient trouvé respectivement des vitesses de rotation des 0.272 degré/Ma, 0.275 degré/Ma et de 0.271 degré/Ma. Cette étude avait déjà indiqué que ces vitesses de rotation sur le *bloc Austral* étaient les plus élevées de toutes les vitesses sur la plaque Nubie. Dans cette étude, j'arrive au même constat (Tableau 3.10).

Bloc Central (BCe) et Bloc Austral (BAu).

Je définis un autre bloc que j'appelle *bloc Central* limité au nord par le *bloc Sahara* (Figure 3.5) et au sud par le *bloc Austral* (Figures 1.11 ; 1.32, 3.6). L'inversion des vitesses de 23 sites (Figure 3.9) faisant partie de 142 sites du modèle de la Nubie supposée rigide (Figure 2.13 et 3.4, Section 3.3.2.1) donne un wrms de 0.256 et Khi-carré normalisé de 0.558. Pour avoir un Khi-carré normalisé proche de 1, je réalise la même inversion sur les vitesses de

cinq sites (FG08, NKLG, WIND, ZAMB, SUMB) qui donne respectivement un wrms de 0.206 et khi-carré normalisé de 1.032. Mais, ces cinq sites ne sont pas bien distribués géographiquement sur ce bloc tectonique (Figure 3.9). J'ajoute six sites supplémentaires ayant des vitesses par rapport au repère Nubie fixe relativement élevées aux 23 sites précédents (soit un total de 29 sites ; Figure 3.9).

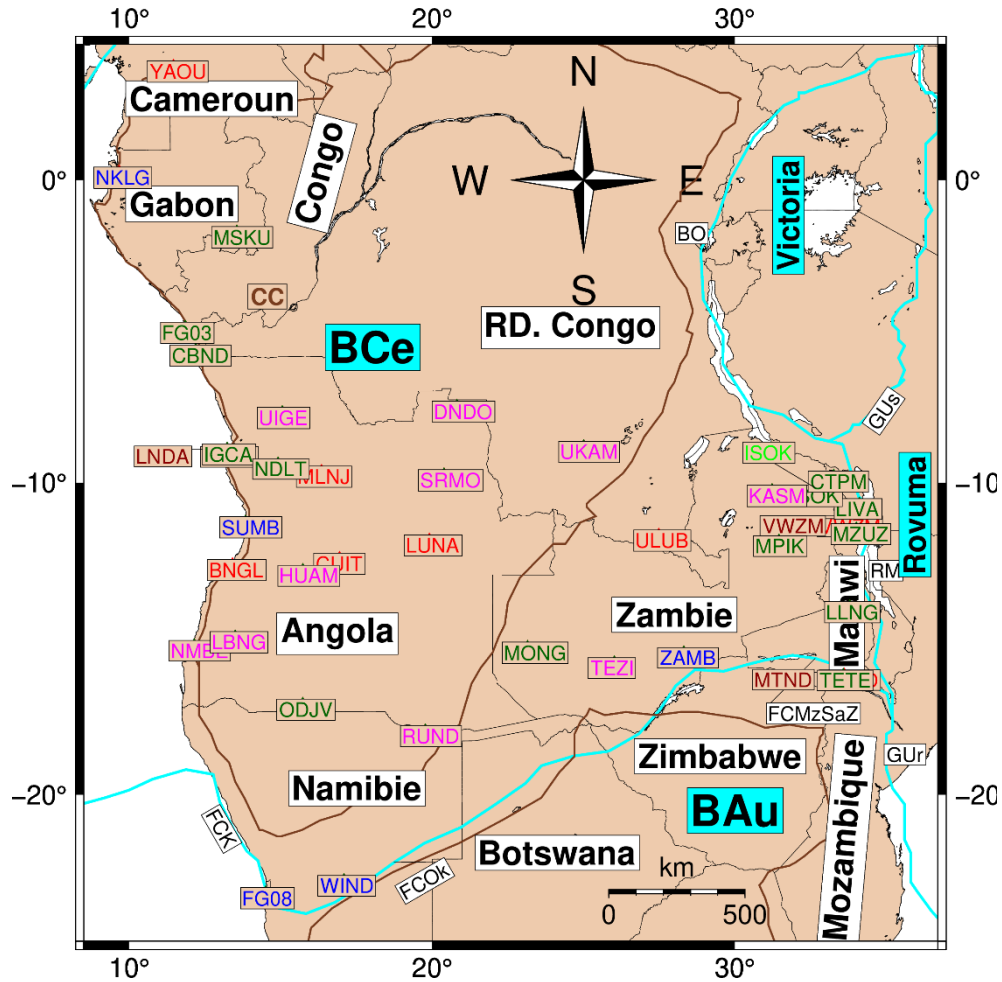


Figure 3. 9- Sites définissant le bloc Central (BCe). **Magenta et Bleu** : sites faisant partie de 142 sites définissant la Nubie supposée rigide à 1 mm/an défini à la section 3.3.2.1 (y compris le site STHL (5.667345717W, 15.942534006S) non affiché ici pour des raisons de lisibilité, Figures 3.4 et 3.6). **Vert** : sites ayant des vitesses résiduelles horizontales par rapport au repère nubien inférieur à 1.7 mm/an et des incertitudes inférieures à 1.5 mm/an ajouté dans l'estimation du meilleur pôle d'Euler du bloc BCe (lire le texte). **Rouge** : les autres non cohérent avec le modèle de la Nubie supposée rigide et cohérent avec celui de la Nubie subdivisée en 4 blocs cinématiquement indépendants.

L'inversion donne un wrms de 0.40 mm/an et un khi-carré normalisé de 1.02 (Tableau 3.7). Les vitesses résiduelles par rapport au bloc du centre fixe résultant de cette inversion sont toutes très faibles exceptés pour les sites MSKU (4.4 mm/an), FG03 (1.19 mm/an), MPIK (1.55 mm/an) et CTPM (1.8 mm/an). Sachant que la méthode de Newton-Raphson permet de minimiser les composantes des effets locaux sur les vitesses dans l'estimation du

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

pôle de rotation pour un champ de vitesse largement distribué (Section 2.4.2.1), je retiens le pôle de rotation avec 29 sites comme pôle préféré à cause de son khi-carré très proche de 1.

Tableau 3. 7- Estimations respectives des pôles de rotation du bloc central et du pseudo-bloc Zambèze par rapport à l'ITFR2008. En gras pôle d'Euler préféré.

Pole	Nbr. Sites	χ^2_μ	WRMS (mman^{-1})	Ω_{Lat} ($^\circ\text{N}$)	Ω_{Lon} ($^\circ\text{E}$)	ω ($^\circ/\text{Ma}$)	σ_ω ($^\circ/\text{Ma}$)
Pôle Central1	23	0.558	0.256	49.173	-80.6688	0.26602	10^{-5}
Pôle Central2	5	1.032	0.206	49.1215	-80.7006	0.2656	10^{-5}
Pôle Central3	29	1.02	0.40	49.1053	-80.7006	0.2659	10^{-5}
Pôle Zambèze				49.1046	-80.7007	0.2639	10^{-5}

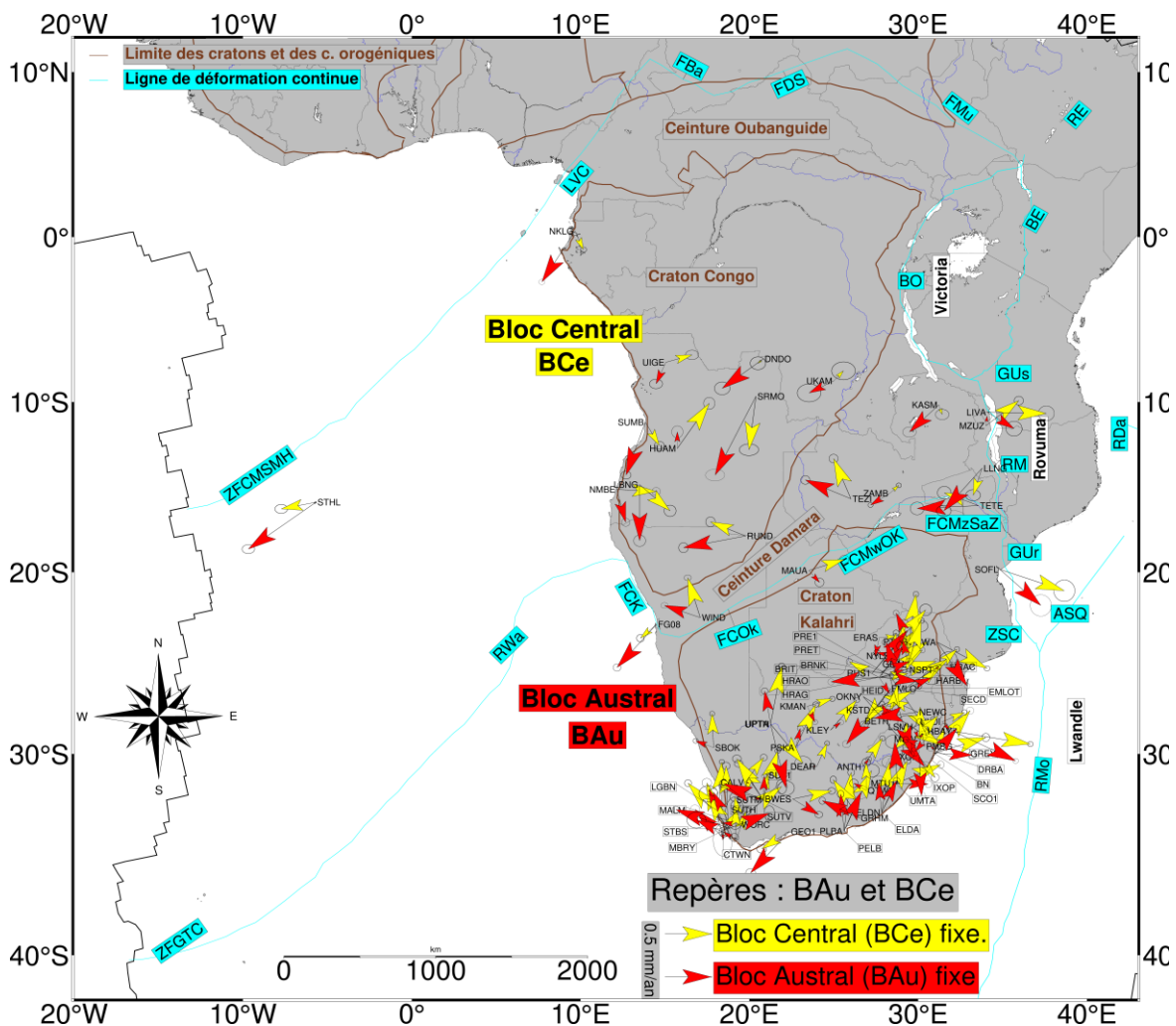


Figure 3.10 - Vitesses résiduelles par rapport au bloc central et vitesses résiduelles par rapport au bloc Austral. Seuls les sites présentant des incertitudes sur des vitesses inférieures à 1,5 mm/an sont dessinés. La limite entre les blocs Central et Austral sont telles que décrites à la figures 1.1 et 1.32. Les intervalles de confiances des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%.

Tableau 3. 8- Résultats des tests statistiques pour tester le modèle du bloc centre-austral subdivisée en deux blocs Centre et Austral. Lien web de la table statistique consultée : <http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm> . Dernière consultation 30/06/2019.

Géométrie des plaques	Degré de Liberté	F Ratio (exp) Fe	F ratio (Attendu) Fa	Résultat
	$p_1 - p_2; p_2$		99% Conf.	
bloc Central-Austral rigide	-	-	-	Hypo. Nulle
Central & Austral	3/170	15.32	3.91	Fe>Fa

Le test f-ratio (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987 ; Nocquet et al., 2001, Tableau 3.9) indique une diminution significative de khi-carré entre le modèle du bloc Central-Austral formant un seul bloc rigide contre celui dans lequel il est subdivisé en deux blocs : Central et Austral (Figure 3.10). Ce test montre que deux blocs Central et Austral expliqueraient significativement mieux le champ de vitesses de 88 sites avec un niveau de confiance élevé (99%). Comme vu précédemment (Figure 3.8), la figure 3.10 montre également que les orientations et les amplitudes des vitesses résiduelles horizontales respectives par rapport aux deux repères (Central fixe et Austral fixe) sont divergentes sur chacun des sites. Ceci est une preuve supplémentaire que ces deux blocs sont cinématiquement indépendants.

Bloc Sahara et bloc Central

Le test f-ratio (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987 ; Nocquet et al., 2001) indique une décroissance significative de khi-carré entre le modèle des blocs Sahara et Central formant un seul bloc rigide contre celui du bloc central séparé du bloc Sahara (Figure 3.11). Il montre que deux blocs expliqueraient significativement mieux le champ de vitesses de 77 sites définissant ces deux blocs.

Tableau 3. 9- Résultats des tests statistiques pour tester le modèle du bloc Central-Sahara subdivisée en deux blocs Central et Sahara. Lien web de la table statistique consultée : <http://www.agro-montpellier.fr/cnam-lr/statnet/tables.htm>. Dernière consultation 30/06/2019.

Géométrie des plaques	Degré de Liberté	F Ratio (exp) Fe	F ratio (Attendu) Fa	Résultat
	$p_1 - p_2; p_2$		99%	
bloc Central-Sahara rigide	-	-	-	Hypo. Nulle
Central & Sahara	3/138	39.87	3.94	Fe>Fa

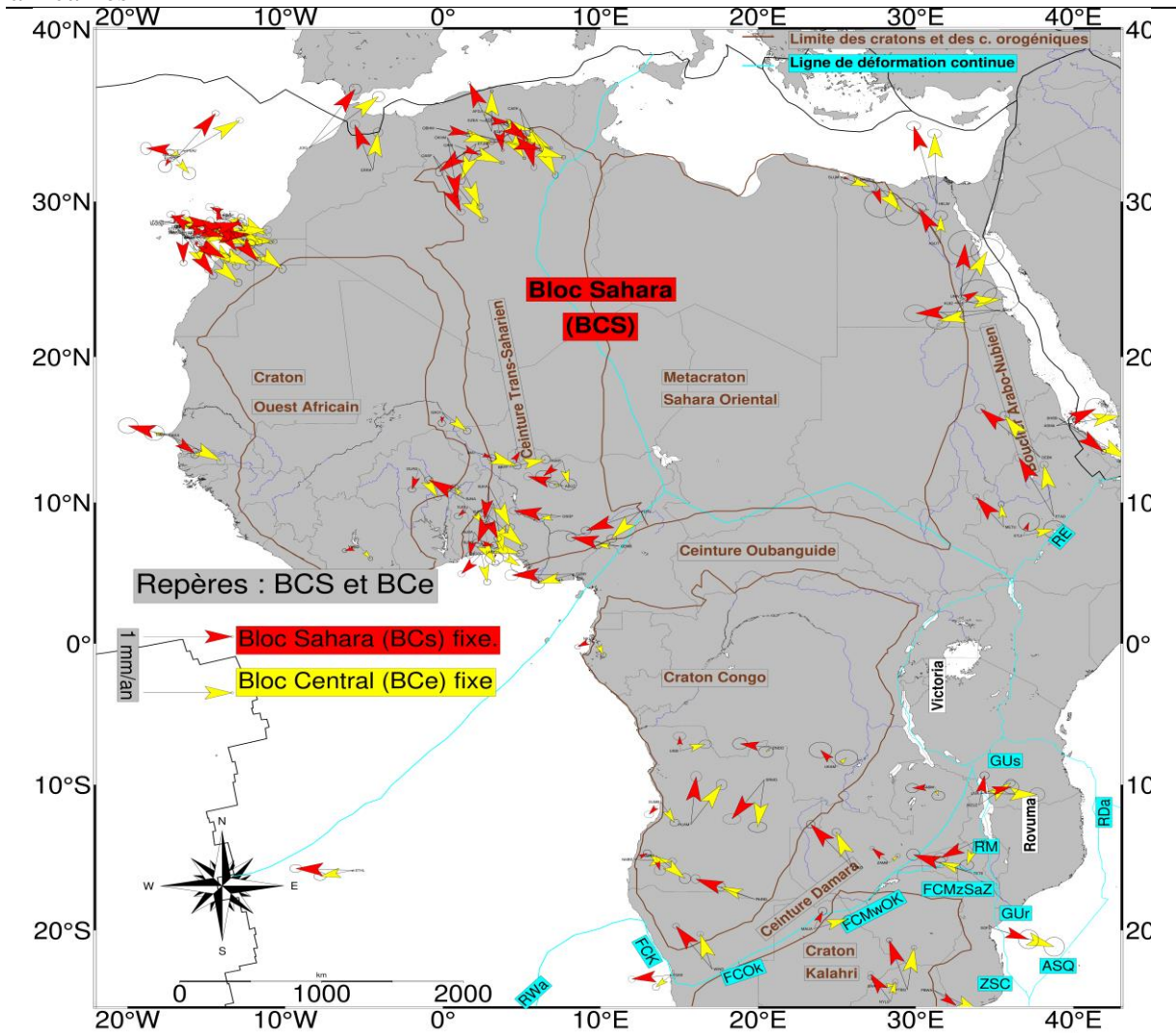


Figure 3.11 - Vitesses résiduelles respectives par rapport au bloc Central et au bloc Sahara. Seuls les sites présentant des incertitudes sur des vitesses inférieures à 1,5 mm/an sont dessinés ici. Les intervalles de confiance des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%. La limite entre les blocs Sahara et Central sont telles que décrites à la figure 1.1 et 1.32.

La figure 3.11 montre également les divergences entre les orientations et les amplitudes des vitesses résiduelles horizontales respectives par rapport aux deux repères (Central et Austral) sur chaque site. Donnant toujours une preuve supplémentaire d'indépendances cinématiques de ces deux blocs.

Bloc Sahara Oriental et Bloc Sahara Occidental : Failles de Ténéré, Hoggar, Amguid-Gassi Touil-Algérié.

Je subdivise le bloc Sahara défini à la figure 3.5 en deux blocs : *Sahara oriental (BSOr)* et *Sahara occidental (BSOc)*. Le bloc Sahara Oriental couvre la région partant de la mer rouge englobant le bouclier Arabo-Nubien jusqu'à la ligne prolongeant la dépression Bénoué, le Bassin Ténéré, les linéaments Amguid-Gassi Touil-Algérié (Moulin et al., 2010 ; Figures 1.19 et 3.12). Ce bloc englobe le Metacraton Sahara Oriental (Figures 1.1, 1.19, 1.32). Environ 100 sites au total se trouvent dans cette région avec une forte concentration sur le plateau Ethiopien au nord-ouest de la triple jonction Afar et en Égypte (Figures 1.1 et 3.13).

Parmi eux 6 sites font partie de 142 sites du modèle de la Nubie supposée rigide à 1 mm/an (Figures 2.13, 3.4 et 3.13B).

Le bloc Sahara occidental couvre la région englobant le craton Ouest Africain, les îles Canaries et l'Île de Madère jusqu'à la frontière océanique entre la plaque Afrique et la plaque Amérique du Nord (Figures 1.1, 1.32 et 3.14). Elle renferme environ 144 sites présentant une distribution spatiale très disparate avec une forte concentration de stations au Nord (Maroc,

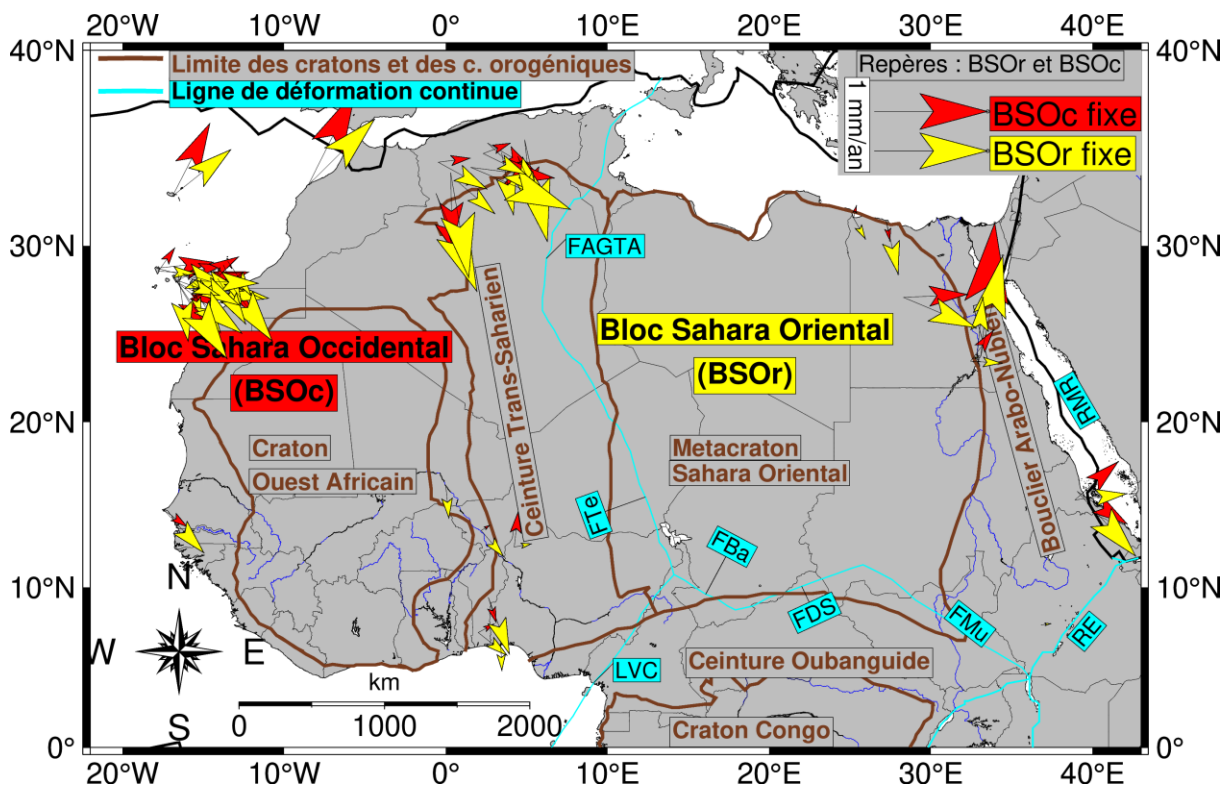


Figure 3.12 - Vitesses résiduelles par rapport au Bloc Sahara oriental et vitesses résiduelles par rapport au bloc Sahara Occidental. Seuls sont montrés les sites avec des incertitudes sur des vitesses inférieures à 1,5 mm / an. Les intervalles de confiance des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%. La limites entre les blocs sont telles que décrites à la figure 1.1 et 1.32.

Algérie, Îles canaries et Madère) et au Sud-Est du bloc ainsi qu'une très faible densité des sites sur le craton Ouest Africain (Figures 1.1 et 3.14). Ici, 48 sites ont des vitesses par rapport à la Nubie fixe inférieures à 1 mm/an et font partie du modèle de la Nubie supposée rigide (Figures 3.4 et 3.14B).

Dans le bloc Sahara oriental la station ALX2 de l'Égypte possède une vitesse très grande orientée W-E est rejetée pour la détermination du pôle de rotation du bloc Sahara oriental. L'inversion des vitesses de 6 sites localisés tous sur le plateau Ethiopien (ETJI, METU, ASOS, DEBK, ASMA et ABOO, Figure 3.13B) ayant des vitesses résiduelles par rapport au repère Nubie inférieures à 1 mm/an donne un wrms de 0.41 mm/an et un khi-carré normalisé de 0.46. Je réalise la même opération en ajoutant deux autres sites (SERB : plateau Ethiopien et PHLW de l'Égypte) pour obtenir un khi-carré normalisé de 0.87 et wrms de 0.54 mm/an. En ajoutant la station ETAD, le Khi-carré et le wrms diminue respectivement à 0.80 et 0.52. Ensuite l'ajout de la station MDGR localisé à l'Ouest de ce bloc fait augmenter le Khi-carré normalisé à 1.4 et le wrms à 0.64. Après ajout des sites de la solution Petratriatino

Chapitre 3. Résultats et analyses : modèle cinématique des plaques et des microplaques africaines

et al.,(2016), l'inversion des vitesses de 12 sites (Figure 3.13B) ayant des vitesses résiduelles par rapport à la Nubie inférieures à 1.5 mm/an donne un wrms de 0.42 mm/an et un khi-carré normalisé de 0.97. Ainsi, je considère le dernier pôle de rotation (Tableau 3.10) obtenu avec une distribution de station sur le bloc Sahara oriental beaucoup plus large. Cependant, dans le bloc Sahara Occidental, l'inversion des vitesses de 48 sites localisés sur ce bloc (Figure 3.13B) donne un wrms de 0.36 vmm/an et un khi-carré normalisé de 1.00. Après ajout des sites de la solution Bougrine et al., 2019 localisés en Algérie, l'inversion des vitesses de 54 sites localisés sur ce bloc (Figure 3.14A) donne un wrms de 0.29 vmm/an et un khi-carré normalisé de 1.39.

Tableau 3. 10- Estimations respectives des pôles de rotation de la Sahara Oriental et celui de la Sahara Occidental par rapport à l'ITFR2008. En gras mes pôles d'Euler préférés.

Pôle	Nbr. Sites	χ^2_{μ}	WRMS (mm/an)	Latitude ($\lambda^{\circ}\text{N}$)	Longitude ($\varphi^{\circ}\text{E}$)	ω ($^{\circ}/\text{Ma}$)	σ_{λ} ($^{\circ}/\text{Ma}$)	σ_{φ} ($^{\circ}/\text{Ma}$)	σ_{ω} ($^{\circ}/\text{Ma}$)
P. Sahara Or.1	6	0.46	0.41	49.2438	-80.6541	0.2660	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
P. Sahara Or.2	8	0.54	0.88	49.1960	-80.6363	0.2656	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
P. Sahara Or.3	9	0.52	0.80	49.1691	-80.6261	0.2660	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
P. Sahara Or.4	10	1.44	0.64	49.1196	-80.6279	0.2671	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
P. Sahara Or.ae	12	0.97	0.42	49.2911	-80.7197	0.2675	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
P. Sahara Oc.	47	0.36	1.00	49.7517	-80.7767	0.2670	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
P. Sahara Oc. Ae	54	0.29	1.39	49.8506	-80.8227	0.2668	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}

Le tableau 3.11 montre que le test de f-ratio (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987 ; Nocquet et al., (2001) indique une diminution significative de khi-carré entre le modèle du bloc Sahara rigide contre celui du Sahara oriental séparée du Sahara occidental. Ce test montre que blocs expliqueraient significativement mieux le champ de vitesses de 59 ou 66 sites avec un niveau de confiance élevée (99%).

Tableau 3. 11- Tests statistiques pour des blocs indépendants dans du bloc Sahara.

Géométrie des plaques	Degré Liberté	F_Ratio (exp) Fe	F_ratio (Attendu) Fa	Résultat
	$p_1 - p_2; p_2$		99%	
Sahara rigide	-	-	-	Hypo. nulle
Sahara oriental & Sahara occidental	3/105	31.67	3.98	Fe<Fa
Sahara oriental ae & Sahara occidental ae	3/123	19.40	3.94	Fe<Fa

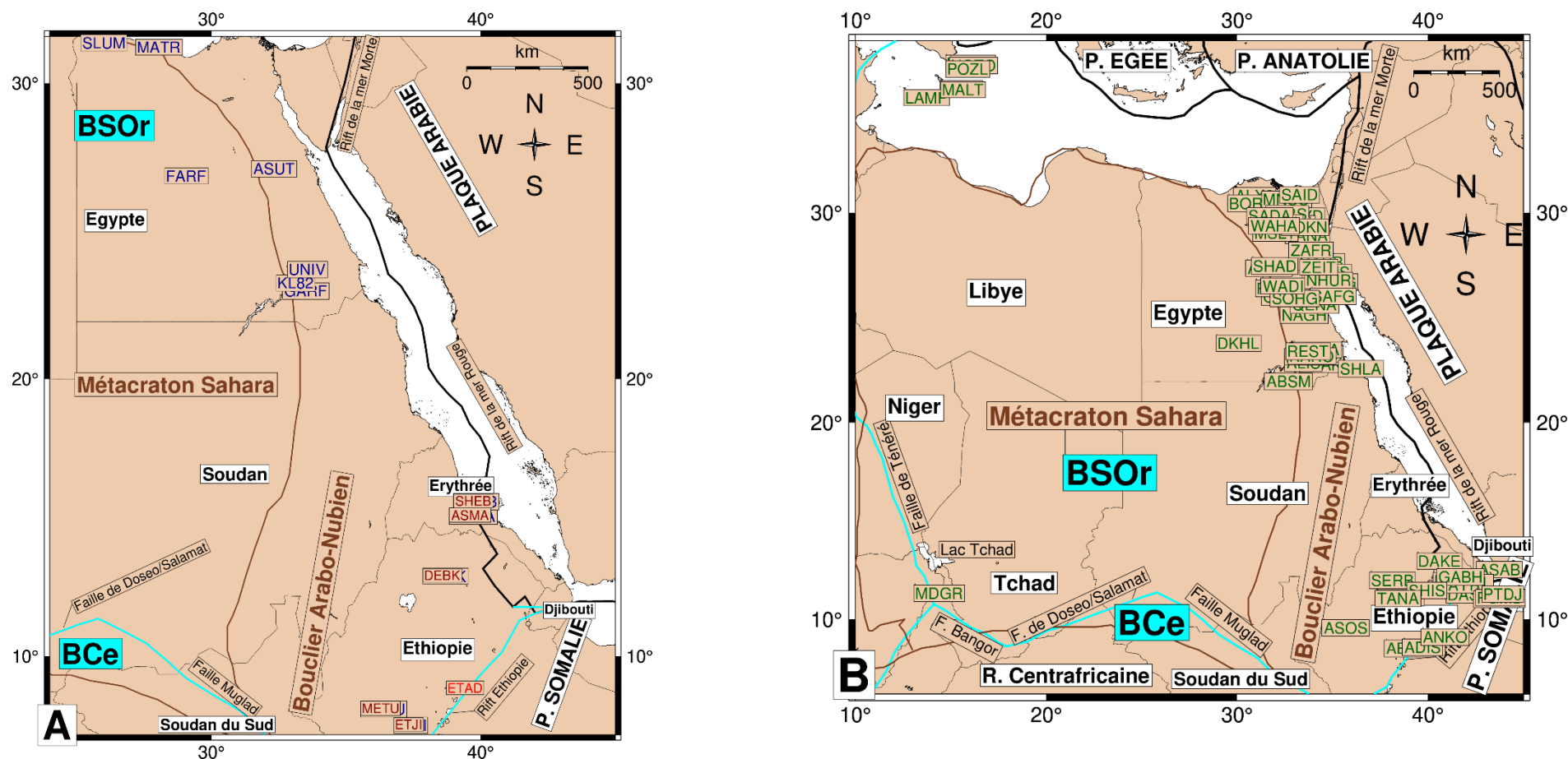


Figure 3.13- Sites définissant le bloc Sahara Oriental (BSOr) : (A) Vert et Rouge foncée : 12 sites intégrés dans l'estimation du pôle d'Euler du BSOr. Le site ETAD et les 5 autres sites en rouge foncée font partie de 142 sites définissant la Nubie supposée rigide à 1 mm/an (section 3.3.2.1 3.4). Les sites en bleu sont ceux issus de la solution Pietriatano et al.,2014 (lire le texte). A : Sites ayant des vitesses résiduelles par rapport au repère nubien supérieur à 1 mm/an non intégrés dans le modèle de Nubie supposée rigide, mais cohérent avec le modèle de cette plaque subdivisée en 4 blocs.

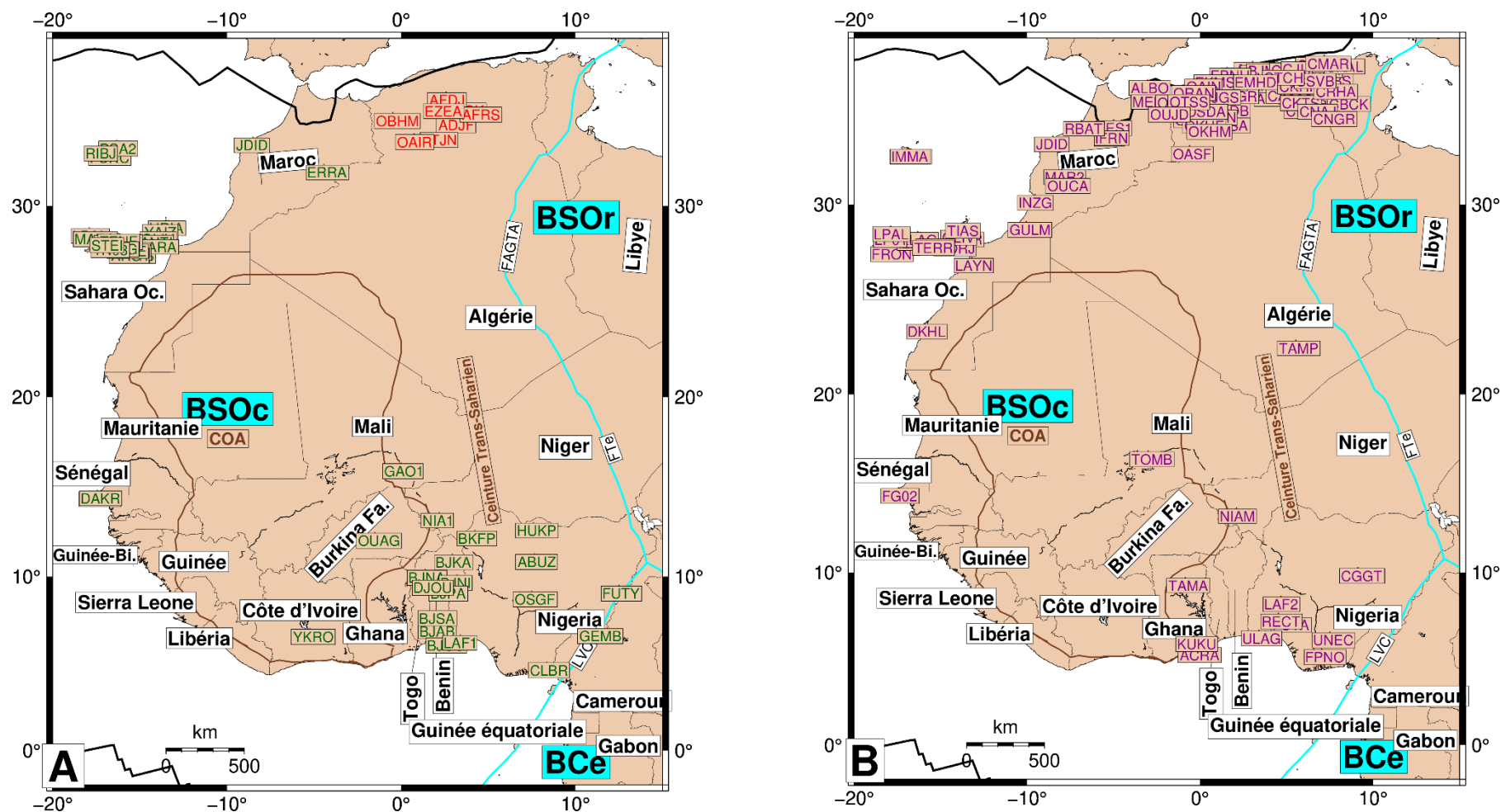


Figure 3. 14-Sites définissant le bloc Sahara Occidental (BSOc) : (A) Vert : 48 sites faisant partie de 142 sites définissant la Nubie supposée rigide à 1 mm/an (section 3.3.2.1, Figures 2.13 et 3.4). Rouge : vitesses résiduelles par rapport au repère nubien inférieur à 1 mm/an de la solution Bougrine et al., 2019). (B) : sites non intégrés dans le modèle de la Nubie supposée rigide (section 3.3.2.1 3.4.), mais cohérent avec le modèle de cette plaque subdivisée en 4 blocs.

Bloc Austral Oriental et Bloc Austral Occidental

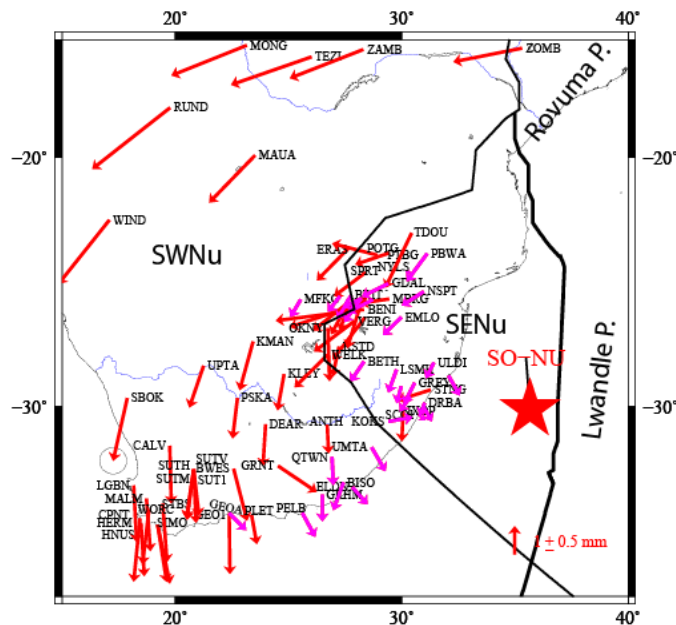


Figure 3.15 - Vitesses résiduelles par rapport à la Somalie fixe sur le bloc Austral. Rouge : vecteurs vitesses résiduelles des modules supérieurs à 1mm/an. Magenta : ceux des modules inférieurs 1mm/an. Les intervalles de confiances des ellipses d'erreurs sur les vitesses sont de 95%. La limite entre les blocs Austral oriental et occidental est issue du modèle Bird2002 et NNR-MORVEL56. Celle entre le bloc Austral et la microplaque Lwandle est tirée de Saria et al., (2013,2014).

J'ai subdivisé le bloc Austral en deux blocs Oriental et Occidental suivant la limite NNN-MORVEL56 définie ci-haut, le test f-ratio n'indique pas une décroissance significative de khi-carré avec valeur trouvée de 1.03 contre une valeur attendue de 2.66 pour intervalle de confiance de 95%. Un seul bloc Austral expliquerait mieux le champ de vitesses avec un niveau de confiance de 99%.

Sur le bloc Austral, la figure 3.15 montre que les composantes horizontales des vitesses résiduelles par rapport au repère Somalie fixe sur certains sites sont inférieures à 1mm/an. Ces sites sont localisés majoritairement à l'Est et au Sud de ce bloc. Bien que cela n'a pas semblé respecter rigoureusement la limite continentale séparant les deux plaques Nubie et Somalie (Lwandle) définit dans le modèle NNR-MORVEL56.

3.3.2.2.2 Vitesses prédites sur chaque bloc par rapport à un repère Nubie fixe et mouvement relatif aux frontières des blocs

Je viens de démontrer qu'à ces jours, les données GNSS permettent de subdiviser de façon rigoureuse géodésiquement la plaque Nubie en 4 blocs : *Austral* et *Central*, *-Sahara Occidental* et *Sahara Oriental*. Ici, j'essaie d'examiner d'autres indicateurs géodésiques de la cinématique globale de la plaque Nubie tels que les vitesses relatives aux frontières des blocs ainsi que l'orientation prédominantes des vitesses résiduelles mesurées et prédites par rapport au repère Nubie fixe sur ces 4 blocs déjà postulés à partir d'une synthèse des données géologiques et géophysiques antérieures (Chapitre 1 de manuscrit, Figure 1.32).

3.3.2.2.2.1 Vitesses prédites sur chaque bloc par rapport au repère Nubie fixe.

3.3.2.2.3 Mouvement Relatifs aux frontières des blocs de la Nubie.

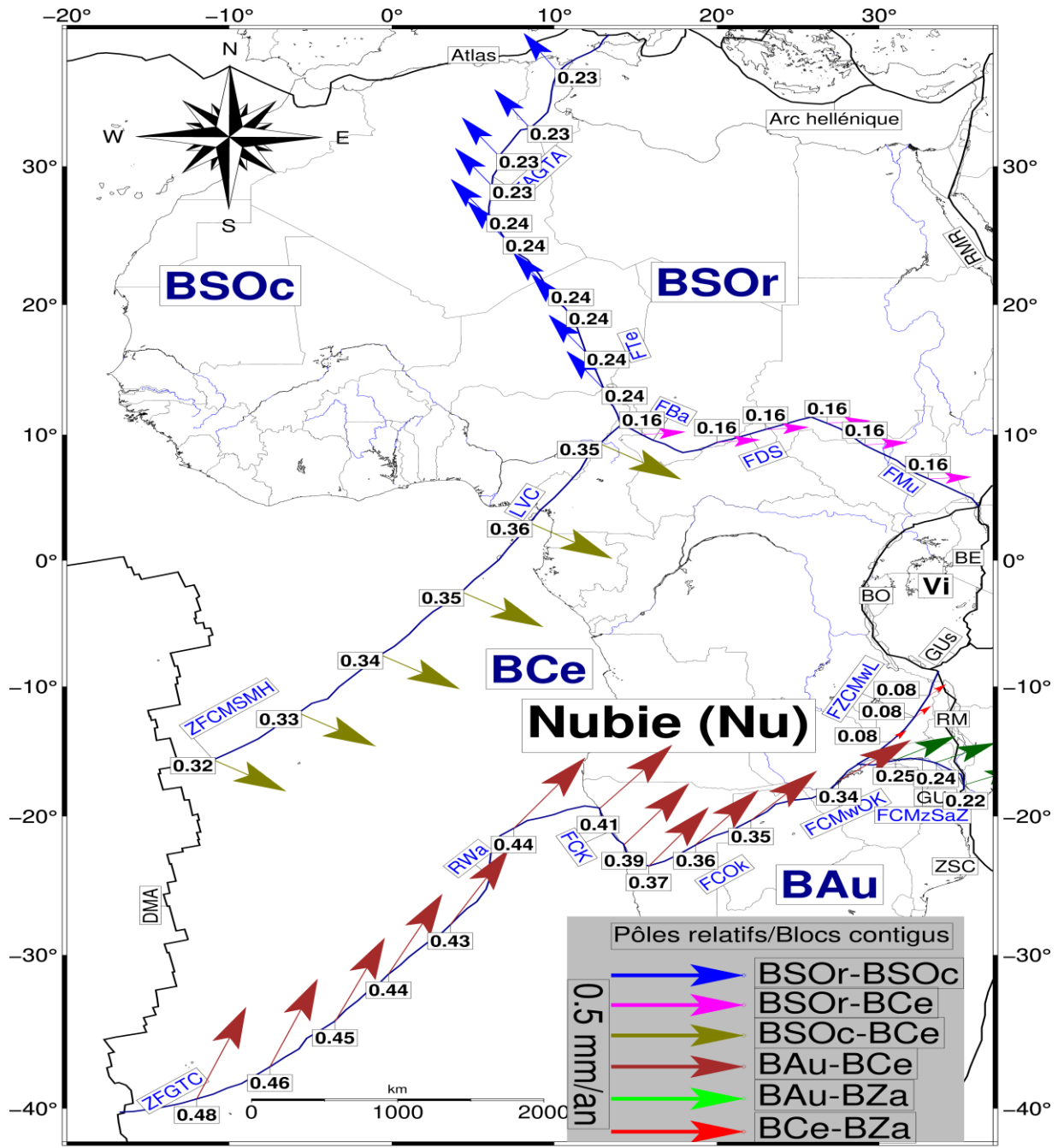


Figure 3.17 - Mouvements relatifs : Rouge des 3 blocs par rapport au repère Central fixe ; Vert : du Sahara Oriental par rapport au Sahara Occidental ; Bleu : de la Zambèze par rapport au Central ; Cyan : de l'Austral par rapport à la Zambèze. Les limites de la plaque Nubie et celles entre les blocs sont telles que décrites dans les figures 1.1 et 1.32. Les vitesses sont déduites des pôles d'Euler déterminés par une inversion du champ de vitesse géodésique pour chaque bloc tectonique.

La Figure 3.17 indique que l'existence des mouvements relatifs entre les 4 blocs et le pseudo-bloc Zambèze de la Nubie. De ces mouvements relatifs, je déduis des régimes de

déformation correspondant aux segments des lignes de déformation continues qui limitent respectivement les blocs mitoyens.

a Le décrochement avec une composante compressive- entre Bloc Sahara Oriental (BSOr) et Sahara Occidental (BSOc).

Le mouvement relatif du bloc Sahara oriental par rapport au bloc Sahara occidental décrit un décrochement dextre le long de la faille de Ténéré orientée SE-NW et une compression avec une composante décrochant senestre le long de la faille Anguid-Gassi Touil-Algérie orientée SW-NE.

b Compression NW-SE entre Blocs Sahara Occidental et Central.

Le mouvement relatif du bloc Sahara Occidental par rapport au bloc Central décrit une compression orientée NW-SE le long de la ligne la ligne volcanique du Cameroun (LCV) orientée SW-NE.

c Extension-décrochements entre Bloc Sahara Oriental et Central.

Le mouvement relatif du Bloc Sahara Oriental par rapport au bloc Central décrit une extension le long de la faille de Bangor orientée NW-SE, un décrochement senestre le long de faille de Doseo/Salamat orientée SW-NE et une extension le long de la faille de Muglad orientée NW-SE.

d Compression- Décrochement-Extension entre Blocs Austral, Central et bloc Zambèze.

Le régime de déformation décrit par le mouvement relatif bloc Austral par rapport au bloc Central le long du segment :

- **zones de fractures Gough et Tristan da Cunha et la ride Walvis** orientée SW-NE : une compression avec une composante décrochante dextre.
- **failles et zones des cisaillement de la ceinture Kaoko** côté orientée S-N en Namibi : une compression. Toutefois, la cinématique le long de ce segment de la ligne de déformation continue semble ne pas dépendre du mouvement relatif entre les deux blocs. En effet, les vitesses résiduelles respectives par rapport au bloc Central et Austral respectivement fixe sur le FG08 à l'ouest de la Namibie, l'unique site disponible dans cette région, indiquerait une extension entre les deux blocs (Figure 3.9 ; 3.10).
- **zone de cisaillement d'Okahandja orientée SW-NE** : une compression. Ensuite une zone de transition vers l'extension à l'approche de la région d'Okavango. Dans cette région, le site WIND du centre de la Namibie (Figure 3.9), bien que précédemment considéré dans ce modèle comme appartenant au bloc Central, ses vitesses résiduelles par au différents repères indiquent que son mouvement est cohérent avec le bloc Austral (Figures 3.8 et 3.10). De ce fait, sa vitesse résiduelle par rapport au bloc Central fixe indiquerait une compression entre les blocs (Central et Austral).

- **Zone de cisaillement de Mimbweshi**, à partir du sud-ouest d'Okavango une extension passant par Kariba-Lwanga. Toutefois, les données GNSS sur les blocs séparés par l'axe Lwanga et l'axe Zambèze indique que la cinématique de ce bloc est très indépendante de celle du bloc Austral et plus proche de celle du bloc Central. Bien que très faibles (0.08 mm/an), les vitesses relatives, aux frontières entre le bloc Zambèze et bloc central (fossé Lwanga), indiquent une extension avec une composante décrochant senestre.
- **Zone cisaillement Sanogoe-Mzarabani de la ceinture Zambèze** orientée NW-SE : une compression entre le bloc Austral et le bloc Zambèze.

Bien que faibles, ces mouvements relatifs corroborent ils avec ceux postulés par des études géologiques et géophysiques antérieures (Figure 1.32) ? C'est la question qui sera traitée au prochain chapitre.

3.4 Vitesses Verticales

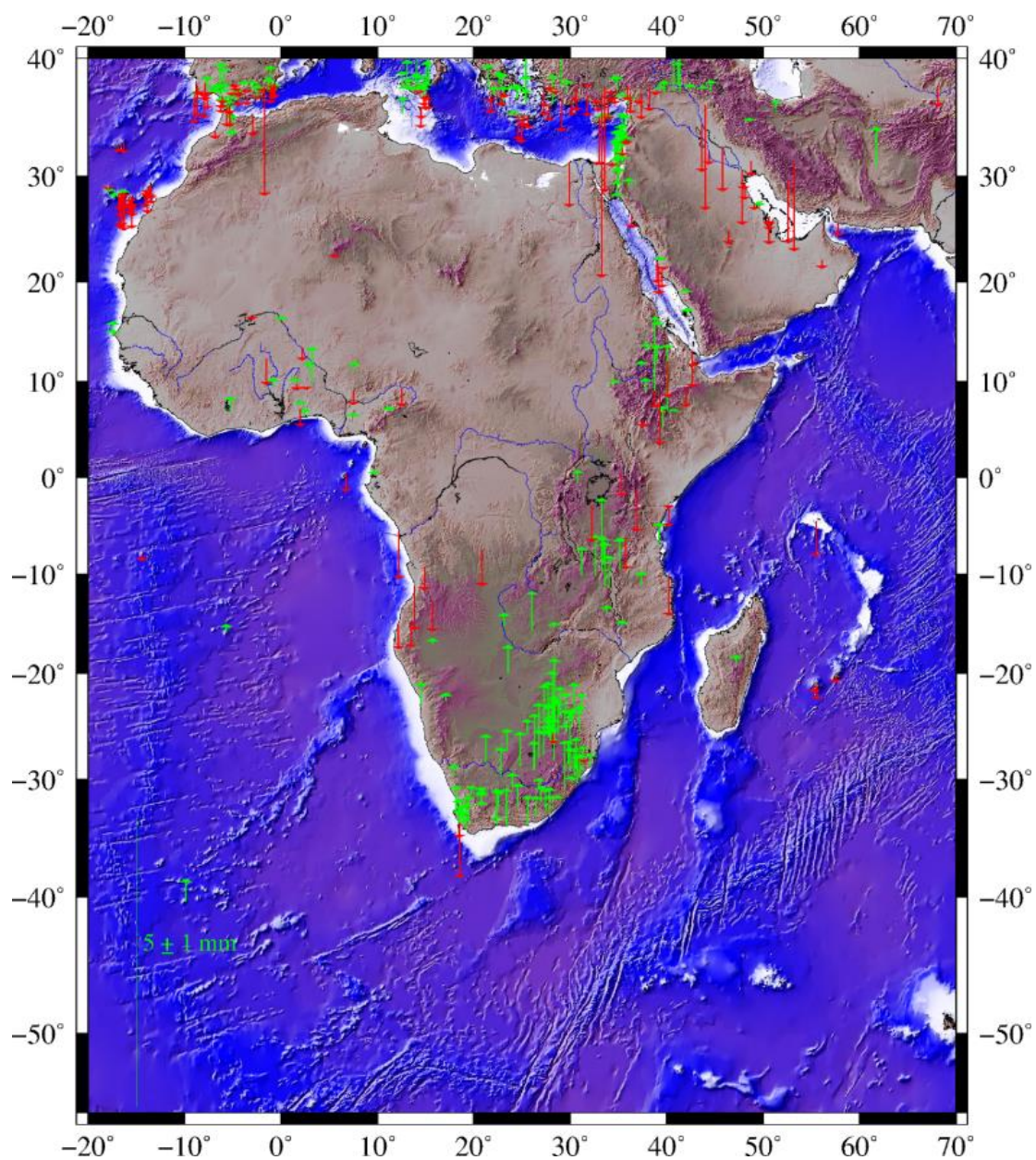


Figure 3.18 - Vitesses verticales par rapport à l'ITRF2008 dérivées à partir de cette étude avec la solution Blewitt. Pour une bonne lisibilité, nous avons dessiné uniquement les sites avec des incertitudes inférieures à 1.5 mm/an. La station UKAM de la RDC a une valeur négative de -3.657 mm/ans. Mais, elle présente une erreur de 3.004 mm/an. Cette erreur est dû plus à la qualité de série temporelle, bien que cette mauvaise qualité ne soit pas du tout remarquable dans les composantes horizontales. Toutefois, le sens de sa vitesse est en harmonie avec celui des stations DNBO, NDLT, SUMB, HUAM, LBNG et NMBE de l'Angola qui ont tous des valeurs négatives largement inférieures à - 5mm/an. De même la station ULUB présente une vitesse verticale positive de 10.688 mm/an avec une erreur de 3.019 mm/an. Le sens de sa vitesse est aussi cohérent celui des vitesses verticales sur les sites environnants comme (ZAMB, TEZI, MONG, ODJV). Pour la même raison de lisibilité, nous ne représentons pas le site RDRG à cause de l'énormité de sa vitesse 48.34 mm/an bien qu'il présente une erreur de 0.872 mm/an.

Saria et al, (2013) et Malservi et al., (2013) ont déjà indiqué que le continent Africain n'a pas connu la glaciation holocène qui pouvaient affecter ces vitesses verticales par les effets d'ajustement isostatiques. Comme par exemple, Argus et al., (1999) ; Calais et al., (2006a) ; Sella et al., (2007) ; Argus and Peltier, (2010) ont établi que les vitesses verticales dans le Nord de l'Amérique reflète premièrement les effets de l'Ajustement Isostatique Glaciale suivant la fusion de larges couches de glace entre 16 et 10 mille ans passés ou le processus local tel que le soutirage d'eau souterraine peut significativement affecter les positions verticales.

Saria et al., (2013) liste des effets qui peuvent affectés les vitesses verticales en Afrique comme : (1) le chargement hydrogéologique et atmosphérique largement dominé par les signaux saisonniers qui se moyennent au cours du temps ainsi que leur effet sur les vitesses verticales estimées après 2.5 années des mesures continues (Blewitt and Lavallée, 2002). (2) les effets poro-élastique induit par le retrait des grandes masses d'eau qui contiennent typiquement certaines variations interannuelles qui peuvent avoir un impact sur les vitesses verticales. Par exemple à travers l'écoulement d'eau à partir de Lac victoria au Fleuve Nil (Awange et al., 2009) ou le pompage d'eau à partir des aquifère en Afrique du Sud.

Cependant, ces signaux régionaux sont difficiles à identifier et filtrer avec les instruments géodésiques espacés comme dans la majeure partie de l'Afrique (surtout l'Afrique Centrale et l'Afrique Sahélienne). Bien que les effets sur les mouvements de surfaces verticaux et leur extension géographique de la surface impactée restent à être quantifié, ces signaux peuvent bien contribuer aux vitesses verticales déterminées dans cette étude.

Toutefois, les effets inventoriés par Saria et al., (2013) n'entraînent que la subsidence, donc des vitesses négatives. Les vitesses positives ne pourront probablement être due qu'aux

effets des activités tectoniques à une échelle large ou par un processus magmatique. Ce dernier pourrait être concentré sur le Rift Est Africain, en particulier le long de l'activité volcanique du Principal Rift Est Africain et la Branche Est (Kenyan). Le premier peut affecter une région plus au bord via l'impact du superplume (Nyblade and Robinson, 1994) bien que le manteau suive le modèle qui indique que son impact sur les vitesses verticales actuelles n'a pas dépassé 0.12 mm/an (Gurnis et al., 2000 ; Moucha and Forte, 2011).

Dans cette étude les vitesses verticales positives sont largement prédominantes en Afrique du sud. Sur 65 sites, seules 4 sites (FGA2, SIMO, ULDI, S121) ont des vitesses négatives dans cette région. Les vitesses positives prédominent légèrement observée le long du rift est africain où 24 sites ont des vitesses positives contre 12 sites (MOIU, RCMN, GETA, DODM, MTWA, MAL2, MALI, ASAB, DA60, DJIG, DAMY, ADIS et NAZR). Elles sont négatives dans la région de l'Angola et sur les sites UKAM du sud de la RDC du côté de la branche ouest du Rift Upemba. Dans la région de l'Égypte, le site ALX2 dispose aussi d'une vitesse négative. Les sites du Maroc (RABT, MELI, et ceux des îles Canaries) sont globalement négatives. Elles présentent une certaine homogénéité dans ces deux régions. Par contre en Afrique de l'Ouest, on observe un mélange des vitesses positives et négatives (Figure 3.18). Ces résultats corroborent ceux de l'étude de Saria et al., (2013), seulement cette étude n'avait pas inclus assez des sites de l'Angola.

3.5 Conclusion

L'étude relative au mouvement de la plaque réalisée à l'aide des données géodésiques (GNSS) me permet d'établir l'existence et la nature des mouvements résolubles à l'intérieur de la plaque Afrique (particulièrement la plaque Nubie). Les tests statiques (essentiellement le test F-ratio) appliqués aux inversions des mouvements relatifs des différentes plaques par rapport à l'ITRF pour tester les modèles cinématiques de l'Afrique (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987) confirment l'existence de deux plaques majeurs Nubie et Somalie et des microplaques Lwandle, Rovuma et Victoria à un intervalle de confiance de 99%.

En outre, ces tests statiques permettent de subdiviser de façon rigoureuse géodésiquement la plaque Nubie en 4 blocs (Austral, Central, Sahara Occidental et Sahara Oriental) séparés par les lignes de déformations continues (LDC) qui serpentent toute la plaque à un intervalle de confiance de 99%. L'orientation des vitesses prédites par rapport au repère Nubie fixe indique une divergence entre les mouvements globaux de ces 4 blocs qui corrobore avec les mouvements relatifs aux frontières de ceux-ci. Par exemple, le mouvement global des blocs Austral, Central, Sahara occidental et Sahara oriental sont orientés respectivement S-N, E-W, NW-SE et E-W. Toutefois, l'amplitude du mouvement global sur le bloc Sahara Oriental est très faible, (0.05 mm/an comparativement à celui du mouvement global du bloc Central (0.22 mm/an à 0.25 mm/an). Les régimes de déformation prédite par ces vitesses relatives corroborent ils avec ceux prédits par les études sismotectoniques antérieures en Afrique ? Quelle pourrait être l'origine des forces motrices responsables de ces mouvements. Je tente de répondre à ces deux questions dans le chapitre suivant.

Chapitre 4. Déformation active du continent africain à partir des résultats gns et sismotectoniques

4.1 Introduction

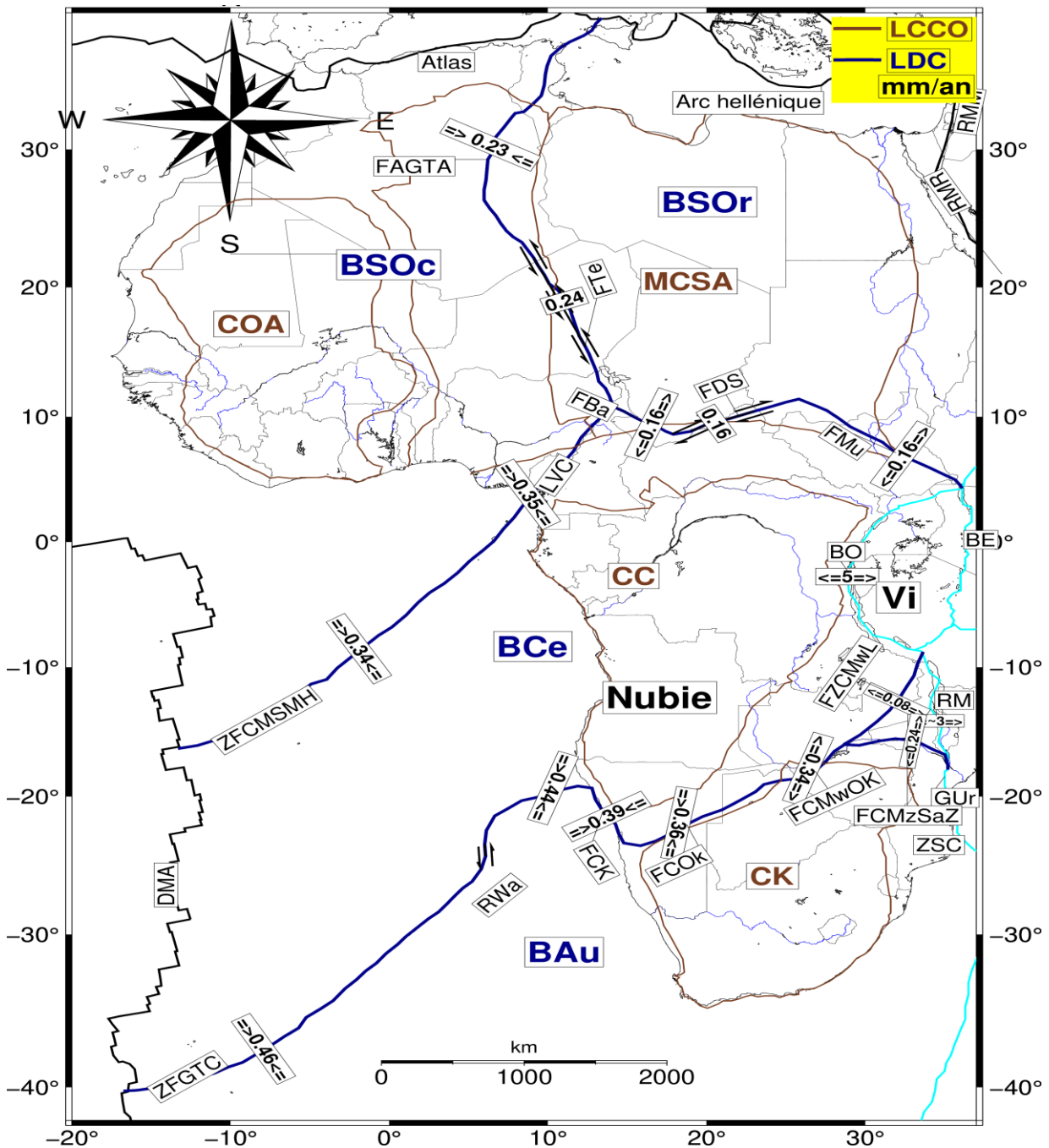


Figure 4.1– Carte simplifiée des régimes de déformation sur la plaque Nubie du modèle géodésique. LCC : Limites des cratons et des ceintures orogéniques. LDC : Lignes de déformations continues définies dans les figures 1.1 et 1.32.

Chapitre 4. Déformation active du continent africain à partir des résultats gnss et sismotectoniques

Dans cette partie de ma thèse, j'examine les caractéristiques de la déformation active des régions du continent africain considérées comme « stables ». Cette stabilité est relative, car elle est identifiée par rapport à l'activité des Systèmes de Rift Est Africains (SREA) et de la chaîne atlasique du Nord-Ouest de l'Afrique. Le long du SREA, le taux d'extension Est-Ouest prédite par le pôle de rotation Somalie-Nubie est de ~ 6.5 mm/an dans la dépression Afar septentrionale. Ce taux décroît du nord au sud jusqu'à devenir un taux de compression de ~ 2.5 mm/an vers le sud dans la zone de jonction entre crête Mozambique et la zone de fracture Andrew Bain (frontière Lwandle-Nubie, Figure 3.2A; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2014 et le chapitre III de ce manuscrit). Le long de la chaîne atlasique du Nord-Ouest de l'Afrique, la convergence Afrique-Eurasie est de 3 à 7 mm/an (McKenzie 1972, Bufo et al., 2004, Nocquet et Calais 2004 ; Meghraoui et Pondrelli, 2012, Serpeloni et al. 2007, Argus et DeMets 2011).

Cependant, cette stabilité peut être remise en question parce que ces régions considérées comme stables montrent de l'activité sismotectonique telle que les récents tremblements de terre de Moijabana du 3 avril 2017 (M 6.5, <https://fr.earthquake-report.com/2017/04/03/very-strong-earthquake-botswana-on-april-3-2017/>) et l'éruption volcanique sur le Mont Cameroun du 2012 (<http://www.volcano.si.edu>). En outre, cette région est serpentée des structures (ou ligne) des déformations continues interconnectées jusqu'à ses limites actuelles des plaques. Ces lignes de déformation sont caractérisées par des failles actives parfois faiblement à moyennement sismiques. En outre, ces régions dites stables se caractérisent plutôt par un faible taux de déformation (Figure 3.17; < 0.5 mm/an, voir chapitre III de ce manuscrit).

L'analyse cinématique du champ des vitesses actuel de la plaque Afrique utilisant le test statistique de Ficher a confirmé les résultats selon lesquels celle-ci est subdivisée en deux plaques majeurs (Nubie et Somalie) et en 3 microplaques : Lwandle, Rovuma et Victoria (Figure 1.1 ; Hartnady 2002, Nocquet et al., 2006 ; Calais et al., 2006 ; Stamps et al., 2008 ; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2013 et 2014). Ensuite, cette analyse statistique a indiqué que quatre blocs supplémentaires expliqueraient significativement mieux ce champ des vitesses à un niveau de confiance de 99% (Chapitre III de ce manuscrit).

En outre, les orientations prédominantes des vitesses résiduelles et vitesses prédites observées par rapport au repère Nubien (Figures 3.1 et 3.16) présupposent un gradient de déformation entre ces blocs. Les mouvements relatifs aux frontières de ces blocs (Figure 3.17) permettent d'estimer le taux de déformation entre blocs contigus. Pour ce faire, il est important de réaliser une analyse conjointe des vitesses géodésiques (GNSS) telles qu'obtenues dans le chapitre II et III en tenant compte des caractéristiques sismotectoniques de la Nubie (Figures 1.1 ; 1.26, 1.27 et 1.31 ; Meghraoui et al., 2016), y compris ses propriétés lithosphériques continentales et océaniques (Figures 1.1, 1.22, 1.23, 1.24 et 1.25 ; Pasyanos et Nyblade, 2007 ; Tugume et al., 2013 ; Fishwick et Bastow, 2011 ; Artemieva et al., 2006 ; Begg et al., 2009 ; Forte et al., 2010).

Je commencerais par rappeler les résultats géodésiques trouvés dans cette étude. Ensuite, j'examine la corrélation entre le régime de déformation le long des lignes de

4.2 Résultats des tests statistiques pour décider si l'addition des nouveaux blocs est nécessaire pour décrire la cinématique de la région Afrique.

4.2.1 La région du Rift Est Africain

Dans cette partie de l'Afrique, les résultats consignés dans la Tableau 3.1 ont montré que le test statistique de F-ratio réaffirme le modèle de la plaque Afrique subdivisée en deux grandes plaques Nubie et Somalie ainsi que de trois microplaques Lwandle, Rovuma et Victoria. (Figure 1.1, Hartnady 2002, Nocquet et al., 2006 ; Calais et al., 2006 ; Stamps et al., 2008 ; Deprez et al., 2013 ; Saria et al., 2013 et 2014).

En effet, j'ai défini au chapitre 3, plusieurs modes d'estimation des blocs indépendants. Dans chaque mode, deux plaques sont supposées réunies en une seule. L'hypothèse nulle selon laquelle les ensembles respectifs de deux plaques (microplaques) formaient chaque fois une seule plaque est rejetée pour tous les 9 modes d'estimation possibles à un niveau élevé de confiance (>99%). Ce résultat corrobore celui trouvé par Saria et al., (2014).

4.2.2 La région de l'intérieur de la plaque Nubie

Comme présenté dans les chapitres II et III, l'amplitude des vitesses résiduelles horizontales par rapport au repère Nubie fixe sur 142 sites GNSS localisés sur cette plaque sont inférieures à 1 mm/an et 99 sites ont même des vitesses inférieures à 0.5 mm/an (Figure 3.2). Le wrms et le khi-carré normalisé sur les vitesses résiduelles de ces 142 sites par rapport au repère Nubie fixe étaient respectivement de 0.32 mm/an et de 1.26. Ces résultats pouvaient suggérer un modèle de la Nubie rigide à 1 mm/an, voire à 0.5 mm/an conformément à l'hypothèse géodésique émis par Argus et Gordon, (1996). Selon cette dernière hypothèse, les sites supposés être proches de failles majeures actives ou des forts tremblements de terre historiques pourraient avoir des vitesses résiduelles horizontales supérieures à 1mm/an. Car, ils sont souvent affectés par l'accumulation de tension élastique ou de la déformation co-sismique à 1mm/an.

Utiliser pour décider si l'addition des nouveaux blocs est nécessaire afin de décrire la cinématique de cette région, le test f-ratio indique que 4 blocs expliqueraient significativement mieux le champ de vitesse des 142 sites de la plaque Nubie à un niveau de confiance de 99%. Les blocs *Austral*, *Central*, *Sahara oriental* et *Sahara occidental*. Ces blocs sont décrits à partir des données géologiques et géophysiques au chapitre I (Figure 1.1 et 1.31). Pour ces 4 blocs mieux définis dans ce travail, les vitesses résiduelles sur les sites utilisés dans la détermination des pôles de rotation respectifs sont toujours inférieures à 1 mm/an sur le bloc d'appartenance et parfois supérieur sur les autres. Les sites ayant des vitesses égales ou supérieures à 1 mm/an localisés sur chacun de ces blocs restent cohérents avec le modèle à 4 blocs qui subdiviseraient la plaque Nubie.

En outre, les figures 3.16 et 3.17 ont montré que la divergence des orientations prédominantes des vitesses résiduelles et prédites par rapport à la Nubie fixe corrobore avec les vitesses relatives aux frontières des blocs contigus du modèle de la Nubie subdivisée en 4 blocs. La géodésie subdivise ainsi rigoureusement la plaque Nubie en 4 blocs, en accord avec le modèle à 4 blocs que j'ai défini à partir d'une synthèse des données géologiques et géophysiques antérieures à la Figure 1.32. Bien que les vitesses relatives aux frontières des blocs contigus soient faibles, je me permets de discuter des caractéristiques actives le long de ces frontières et des origines probables des forces motrices qui provoquent le mouvement de chaque bloc par rapport à la Nubie fixe.

4.3 Régime de déformation le long des lignes de déformation continue internes à la plaque Nubie.

La géodésie a subdivisé rigoureusement la plaque Nubie à 4 blocs indépendants à un intervalle de confiance de 99%. Il s'agit des blocs Austral (BAu), Central (BCe), Sahara occidental (BSOc) et Sahara oriental (BSOr). L'indépendance cinématique de ces 4 blocs accommoderait des lignes de déformation continue (LDC) déduites à partir des données géologiques et géophysiques décrites au chapitre I (Figure 1.32).

Au chapitre 3, j'ai estimé les vitesses relatives géodésiques entre blocs le long des lignes de déformations continues qui séparent ces blocs (Figure 3.17). Les conditions aux limites cinématiques données par mes pôles de rotation BAu-BCe, BSOc-BCe, BSOc-BSOr et BSOc-BSOr indiquent des déformations entre ces blocs prédites par les vitesses relatives respectives de l'ordre de ~ 0.4 mm/an, ~ 0.34 mm/an, ~ 0.16 mm/an, ~ 0.24 mm/an. Bien que d'amplitudes faibles, grâce à la méthode de Newton-raphson utilisée dans ce travail (Section 2.4.2), la minimisation très poussée des incertitudes) dans l'estimation des pôles de rotation de chaque bloc rend ces vitesses assez significatives pour renseigner sur les caractéristiques de la déformation tectonique active le long de ces lignes de déformations continues.

Ainsi, dans ce paragraphe, je me permets de discuter de la corrélation entre les régimes de déformation prédits par les données géologiques et géophysiques d'une part et ceux prédits par mon étude géodésique d'autre part le long de lignes de déformation continue susmentionnées.

4.3.1 Systèmes des failles de l'Afrique de l'Ouest : Failles de Ténéré, Volcan d'Hoggar, failles d'Amguid-Gassi-Taouil-Algérie : Limite entre les blocs Sahara occidental et Sahara oriental.

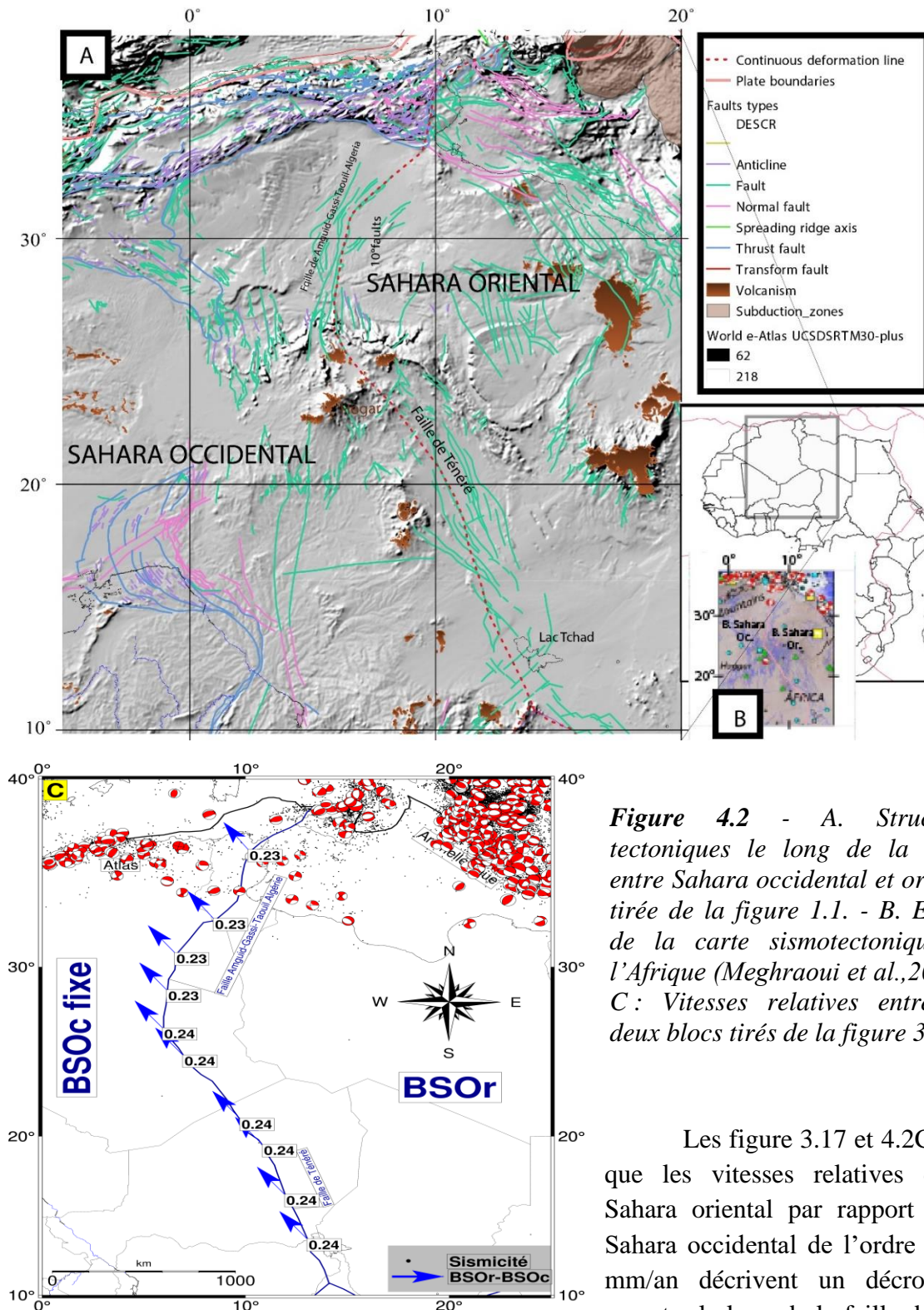


Figure 4.2 - A. Structures tectoniques le long de la limite entre Sahara occidental et oriental tirée de la figure 1.1. - B. Extrait de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al., 2016) - C : Vitesses relatives entre ces deux blocs tirés de la figure 3.17.

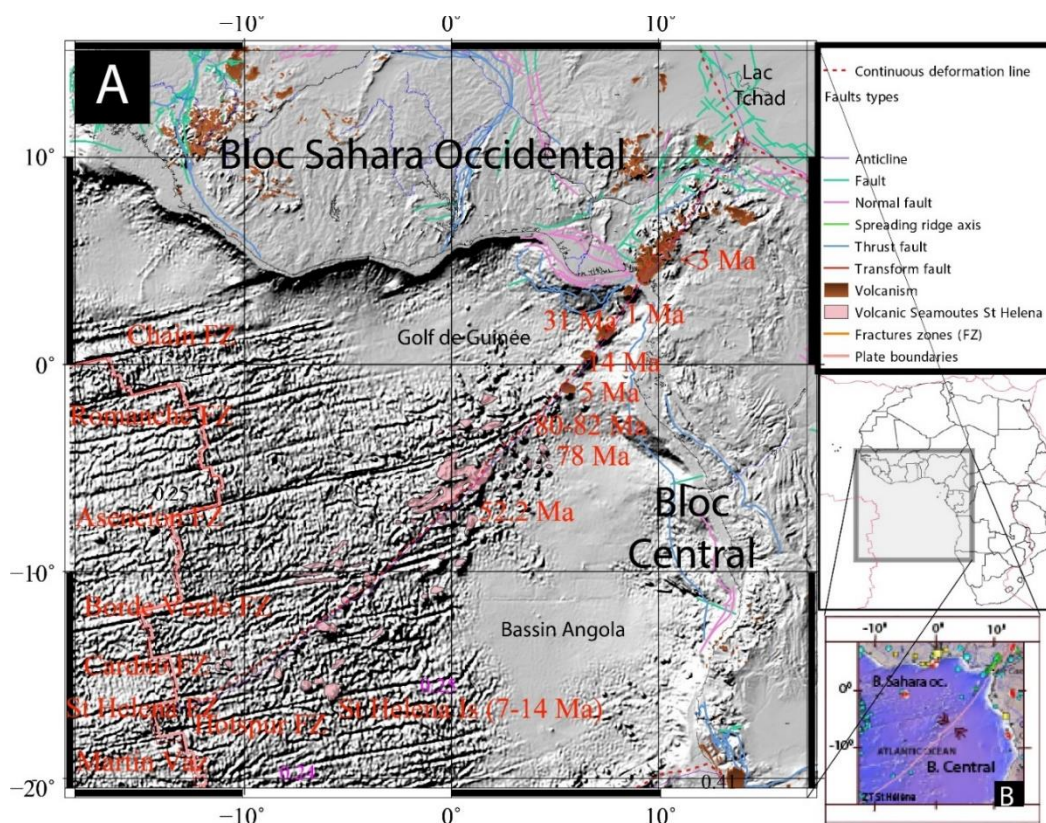
Les figure 3.17 et 4.2C montre que les vitesses relatives du bloc Sahara oriental par rapport au bloc Sahara occidental de l'ordre de ~0.24 mm/an décrivent un décrochement senestre le long de la faille de Ténéré orientée SE-NW et une compression avec une composante décrochant senestre le long de la faille Anguid-Gassi Touil-Algeria orientée SW-NE avec une composante extensive autour de la zone volcanique de Hoggar. Cette dernière ligne de déformation continue accomode ce gradient de vitesse entre ces deux blocs.

Malgré que l'ordre de grandeur de ces vitesses relatives parait faible, les régimes de déformation prédites par elles se rapprochent de ceux des études géologiques et géophysiques

Chapitre 4. Déformation active du continent africain à partir des résultats gnss et sismotectoniques

antérieures (Guiraud et al., 1992, 1997, 2000, 2005 ; Moulin et al., 2010 ; Fairhead et al., 2013) qui prédisent une déformation intraplaque qui aurait dissociée l'Afrique du créacé en trois plaques majeures (Figure 1.19 et 1.20) en corrélation avec l'ouverture de l'océan atlantique sud. Ces auteurs prédisent également que le mouvement du bloc Sahara oriental (BSOr) par rapport au Sahara occidental (BSOc ; Afrique de l'Ouest pour certains auteurs) fixe était orienté vers le nord. A ces jours mes résultats montrent également la même chose et me permettent de suggérer que la déformation intraplaque africaine du créacé se poursuit dans l'actuelle, elle aurait peut-être baissé en intensité. Bien entendu, cette suggestion est sous réserves des observations futures avec un réseau GNSS plus dense et bien distribuée sur le craton Ouest Africain et le métacraton Sahara Oriental. Comme déjà signalé au chapitre III, un des soucis de cette étude est que la distribution des stations GNSS sur les deux blocs est très disparate. Elle est surtout moins dense sur le craton Ouest Africain et le métacraton Sahara Oriental et apporte quelques incertitudes à ces résultats (Figure 2.3).

4.3.2 Zone de fracture et Chaîne des monts-sous-marins Saint Hélène et Ligne volcanique du Cameroun : Limite entre le bloc Sahara occidental et le bloc Central.



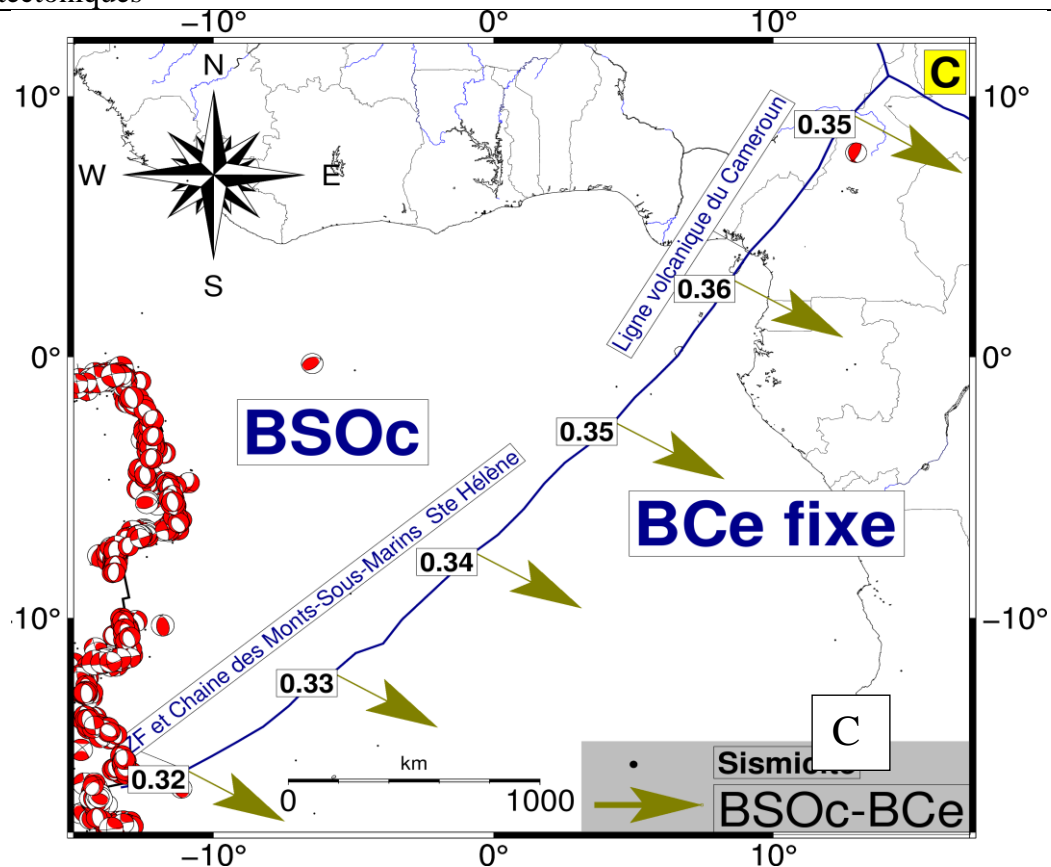


Figure 4.3 - A. Structures tectoniques de la limite entre Sahara occidental et Central tirée de la figure 1.1. - **B.** Extrait de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al., 2016). - **C.** Vitesses relatives entre ces deux blocs (Figure 3.17).

Lignes volcaniques du Cameroun. Le mouvement relatif entre le bloc Sahara occidental et le bloc Central indique un régime de déformation compressive le long de cette ligne de déformation continue prédit par des vitesses relatives de l'ordre de ~ 0.34 mm/an (Figure 3.17 et 4.3). Les événements du 26 janvier 1987 au Cameroun (7.85N, 12.95E ; profondeur 15 ; Mw 4.9) sur la faille orientée SW-NE et du 18 avril 2018 (6.48W, 0.25S, Mw 5, profondeur 19.5) présentent les deux mécanismes au foyer disponibles le long de la LVC. Ces mécanismes au foyer indiquent une compression intracontinentale au nord et maritime au sud entre les deux blocs (Meghraoui et al., 2016, Figure 4. 3).

Ces résultats géodésiques et sismologiques corroborent avec ceux des études d'anomalies gravimétriques au Cameroun (Poudjom Djomani et al., 1997 ; Tadjou et al., 2009) qui ont fourni des évidences de collision continentale à la marge nord du craton du Congo. Ils (ces résultats géodésiques) renforcent l'hypothèse, selon laquelle le volcanisme le long de LVC résulterait aussi de la fusion lithosphérique qui a été émise dans le cadre des modèles hybrides (plaque-panache et fusion lithosphérique) récents du magmatisme le long de la ligne volcanique du Cameroun (De Plaen et al., 2014 ; Gallacher & Bastow, 2012 ; Reusch et al., 2010 ; Ebinger et al., 2017). En effet, le long de la ligne volcanique du Cameroun, le volcanisme cénozoïque commence à 35 Ma et continue de nos jours (Burke, 1996 ; 2001) et il est interprété comme étant reliés à un magmatisme de point chaud (Marzoli et al., 2000 ; Burke, 2001 ; Ait-Hamou, 2006 ; Ngako et al., 2006). Toutefois, des études de

pétrologie ont permis de supposer que le volcanisme du Cameroun résulterait de la fusion du manteau lithosphérique (Fitton, 1980 ; Halliday et al.,1990 ; Marzoli et al.,2000 ; Suh et al.,2003 ; Yokoyama et al.,2007). Ceci est possible avec la collision lente et permanente entre le *bloc Sahara occidental* et le *bloc Central* prédite par mes résultats géodésiques.

Zone de fracture et chaînes des monts sous-marines Sainte Hélène. Les vitesses relatives par rapport au repère *bloc Central* fixe du *bloc Austral* indiquent un régime de déformation compressive le long de cette limite orientée SW-NE (Figures 3.17 et 4.3). Malheureusement, les données sismiques sont quasi-indisponibles dans cette région des chaînes des monts sous-marins Sainte Hélène. Ces chaînes constituent une grande région volcanique qui relie la zone de fracture Sainte Hélène à la partie maritime de la ligne volcanique du Cameroun. Cette dernière ne s'étendant pas au large des îles des chaînes des monts-sous-marins Sainte Hélène les plus au sud-ouest (Figure 1.21 ; O'Connor et al.,1992).

4.3.3 Système des failles de l'Afrique Centrale : Bassin de Bangor, failles de Doseo-Salamat et de Muglad (Limite entre Bloc Sahara oriental et Bloc Central)

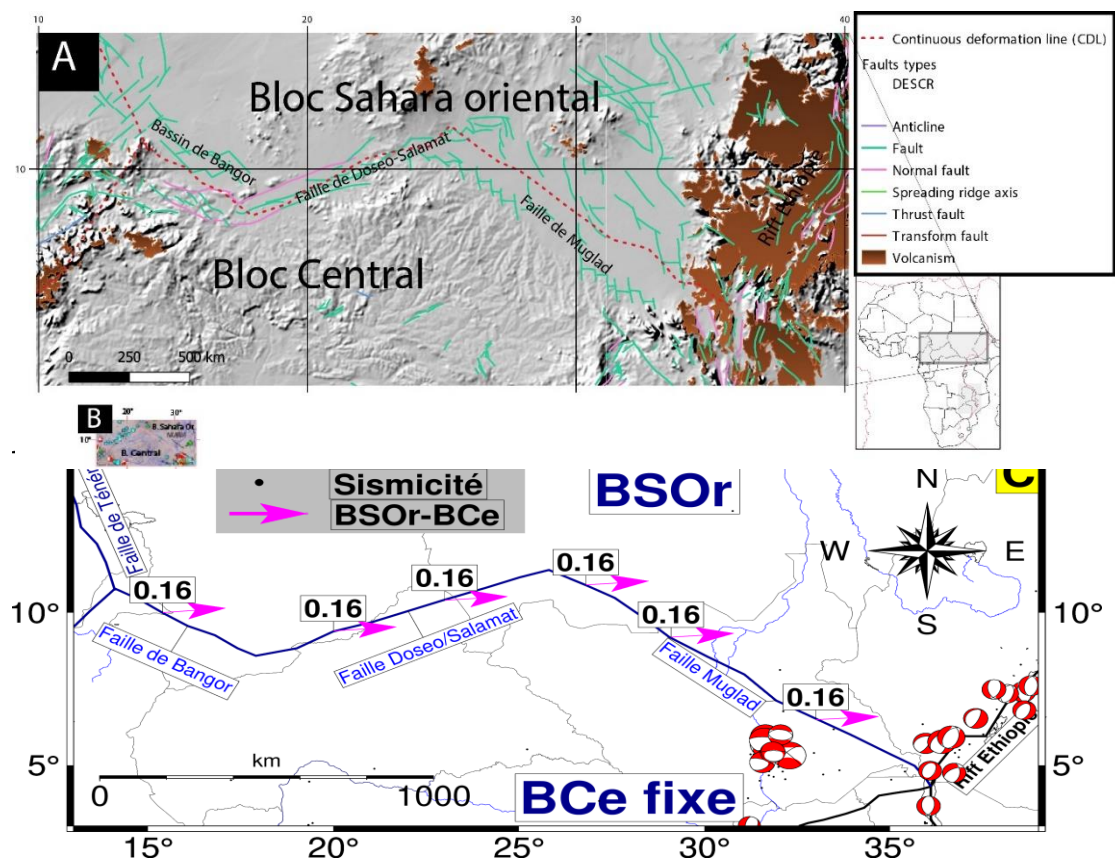


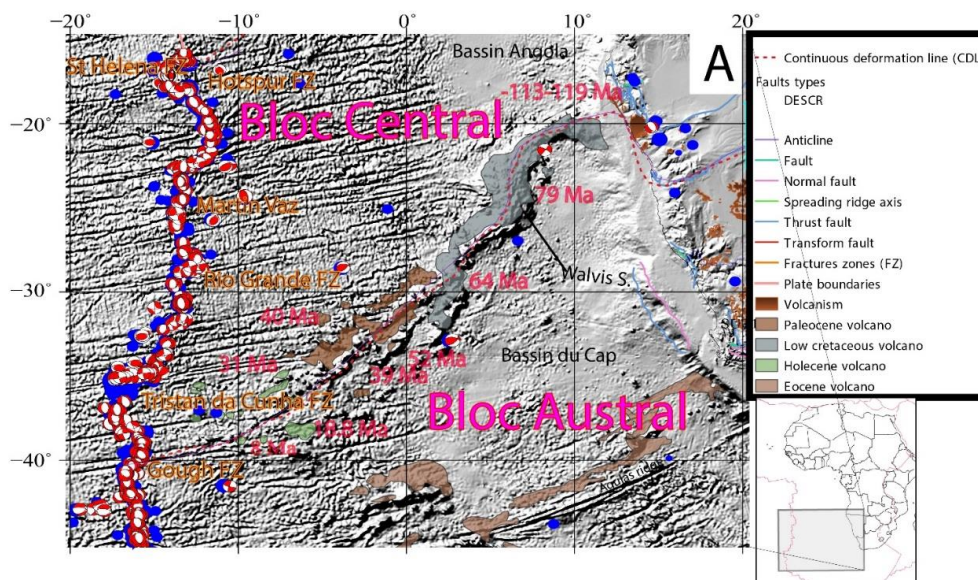
Figure 4.4 - A. Structures tectoniques le de la limite entre bloc Sahara oriental et bloc Central tirée de la figure 1.1. - B. Extrait de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al., 2016). - C. Vitesses relatives entre ces deux blocs (Figure 3.12.)

Comme déjà signalé ci-haut, bien que faible, le mouvement relatif entre le *bloc Sahara oriental* et le *bloc Central* de l'ordre de ~ 0.16 mm/an me semble tectoniquement significatif

Chapitre 4. Déformation active du continent africain à partir des résultats gns et sismotectoniques

grâce à l'utilisation de la méthode de Newton-Raphson qui minimise sensiblement les incertitudes dans l'estimation des pôles de rotation utilisée dans cette étude. Ce mouvement relatif indique un régime d'extension le long de la faille de Bangor orienté NW-SE, un décrochement senestre le long de la faille de Doseo-Salamat orientée SW-NE et une extension le long de la faille de Muglad orientée NW-SE. Comme pour la ligne de déformation continue du système de rift de l'Afrique de l'Ouest, mes résultats géodésiques (Figure 3.16 et 3.17) corroborent avec ceux de mêmes auteurs antérieurs qui ont postulé une déformation intra-plaque qui aurait dissociée l'Afrique du Crétacé en quatre plaques associées à l'ouverture de l'océan atlantique (Figures 1.19 et 1.20 ; Guiraud et al., 1992, 1997, 2000, 2005 ; Moulin et al., 2010 ; Fairhead et al., 2013). Les régimes de déformation estimés par eux corroborent qualitativement avec ceux observés à travers les vitesses relatives aux frontières du *bloc Central et du bloc Sahara*. Mes résultats confirment l'étude de Fairhead et al., (2013) qui a montré, à partir des données gravimétriques, aéromagnétiques et stratigraphiques que le régime de déformation actuelle sur les failles du Bassin de Muglad était extensif. Ces auteurs ont supposé que la sismicité faible à absente observée à ces jours serait peut-être due au fait que toutes les contraintes dans cette zone sont dissipées dans les régions actives du rift de la Mer Rouge et du Rift Est Africain. J'estime que la faible amplitude des vitesses relatives entre les deux blocs expliquerait mieux la faible sismicité dans cette région. En outre, le seul mécanisme au foyer enregistré le long de cette ligne décrit un régime extensif autour de la faille de Bangor, cohérent avec le régime d'extension observé géodésiquement sur ce segment de la limite dans cette étude (Figure 4.4B, Meghraoui et al., 2016). La sismicité est très faible le long des failles de Doseo-Salamat et faible à absente le long de la faille de Muglad.

4.3.4 Zones de fracture Tristan da Cunha et Gough, crête Walvis, ceinture Kaoko (zones de cisaillement et faille de Sefontein), Damarienne (zone de cisaillement d'Okahandja-Mwembeshi) : Limite entre bloc Central et bloc Austral.



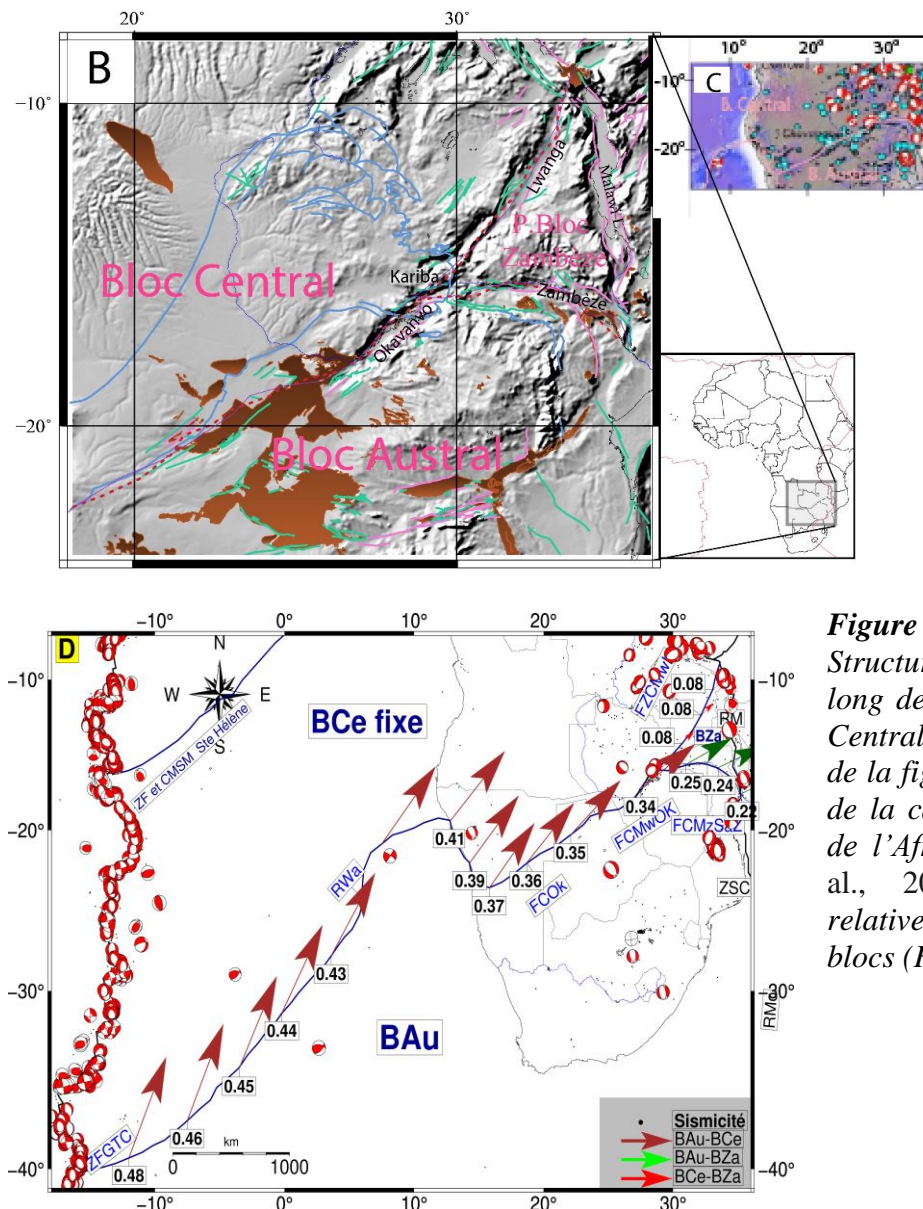


Figure 4.5 - A & B. Structures tectoniques le long de la limite entre bloc Central et bloc Austral tirée de la figure 1.1. - C. Extrait de la carte sismotectonique de l'Afrique (Meghraoui et al., 2016). D. Vitesses relatives entre ces deux blocs (Figure 3.12).

4.3.4.1 Crête Walvis, FZ Gough Tristan da Cunha

Cette partie de la limite sépare le Bassin du Cap (*bloc Austral*) et le Bassin d'Angola (*bloc Central*). Les vitesses relatives du *bloc Austral* par rapport au *bloc Central* fixe indiquent un mouvement de compression avec une composante de décrochement senestre entre les deux blocs. Bien que la crête Walvis soit un linéament volcanique qui montre une nette progression d'âge (Figure 1.21) mais faiblement sismique, un mécanisme au foyer est disponible dans le catalogue CMT pour l'évènement (Mw 5.5 ; 8.14 E, 21.66 S ; 15.0 km) du 3 août 1983. Ce mécanisme indique un mouvement décrochant sur une structure de faille transformante orientées SW-NE (Figure 1.27, 4.5D). Ces observations sismologiques sont cohérentes avec le régime décrochant décrit à partir de la vitesse relative du *bloc Austral* par rapport au *bloc Central* fixe calcul sur ce point (Figure 4.5D).

En outre, Haxel J. H. et R. P. Dziak (2005) ont découvert des processus volcaniques actifs le long de la crête Walvis sismiquement faible. Ils ont estimé peu probable que cette

Chapitre 4. Déformation active du continent africain à partir des résultats gnss et sismotectoniques

activité magmatique récente soit liée au point chaud de Tristan da Cunha en raison de la grande distance (780 km) qui le sépare de la source de l'explosion située dans la crête de Walvis. Cette dernière relie le point chaud Tristan da Cunha à la province Basaltique du crétacé (132 Ma) Etendeka, aux zones de cisaillement et failles de la ceinture orogéniques Kaoko. Ils ont interprété cet épisode volcanique récent comme un support du modèle de formation de zones de fracture en extension de Fairhead et Wilson (2005). Le modèle de zones de fracture en extension s'appuie sur l'hypothèse que les monts sous-marins de Tristan da Cunha et la crête Walvis et le volcanisme récent (pléistocène et holocène) associé seraient dus aux changements dans les contraintes internes des plaques africaines et sud-américaines en expansion qui déclencherait des changements dans les processus magmatiques du centre de l'Atlantique. Ils auraient été développés à la suite de ce relâchement périodique des contraintes le long de la dorsale médio-atlantique.

Par rapport au repère Nubie fixe, l'orientation E-W des vitesses mesurées et prédites sur le site STJL localisé sur l'île de Sainte Hélène est cohérente avec celle prédominante sur le *bloc Central*, tandis qu'elle diverge un peu sur le site GOUG localisé sur l'île Gough du *bloc Austral*. Sur ce dernier, l'orientation de la vitesse mesurée SW-NE est cohérente avec celle des vitesses mesurées prédominantes sur le *bloc Austral*, tandis que celle de la vitesse prédite dévie légèrement en S-N. Cela peut être dû à l'effet de la rotation par rapport à la position du pôle *Austral-Nubie*.

4.3.4.2 Zones de cisaillement et faille de la ceinture Kaoko.

Les conditions cinématiques aux limites données par mon pôle de rotation BAu-BCe indiquent un régime de type compressif à décrochant sénestre avec un taux compris entre 0.39 mm/an et 0.41mm/an (Figure 4.5D). Toutefois, comme vu à la section 3.3.2.2.3d, les vitesses résiduelles respectives par rapport bloc Central et Austral respectivement fixe sur le site FG08 indiquerait une extension entre les deux blocs dans cette région (Figure 3.9 ; 3.10). Ce second résultat géodésique semble être en accord avec les données sismologiques disponibles. En effet, dans cette région, le seul mécanisme au foyer disponible dans le catalogue CMT Harvard est celui de l'événement sismique du 24 mars 2012 en Namibie (14.46E, 20.17S ; Mw 4.9) avec une profondeur de 17.2 km. Ce mécanisme au foyer décrit un régime extensif sur une faille de direction N-S, un axe de contrainte maximale orientée SE-NW (Figure 1.27 et 4.5D). Toutefois, les zones de cisaillement et failles Sesfontein de la ceinture Kaoko ont été décrite comme des structures qui ont eu à expérimenter un régime compressif durant la période panafricaine (Figure 1.8 ; Goscombe et al. 2003, 2005, 2017 ; H. E. Frimmel et al., 2011) qui a été inversé en régime extensif suite à la réactivation significative de ces zones des cisaillements et failles lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud (Salomon et al., 2015a).

4.3.4.3 Zone de Cisaillement Okahandja de la ceinture Damara.

Comme pour les zones de cisaillement et la faille Sesfontein de la ceinture Kaoko orienté N-S, les conditions cinématiques aux limites données par mon pôle de rotation *Austral-Central* indiquent un régime de type compressif à décrochant dextre avec des vitesses comprises entre 0.39 mm/an et 0.41mm/an (Figure 4.5D). Bien qu'aucun mécanisme au foyer ne soit disponible à cause de la faible sismicité observée dans cette région, les études géologiques et géophysiques décrivent des failles inverses au voisinage de la zone de

cisaillement d'Okahandja et dont les principales sont la faille Autseib/linéament Otjohorongo et la faille Waterberg (FW)/linéament Omaruru (LO). Ces failles inverses orientées SW-NE caractérisent la partie ouest des ceintures plissées du Protérozoïque tardif au Cambrien précoce de l'orogène de Damara qui ont été réactivées toujours en faille inverse au crétacé lors de la dislocation de Gondwana (Clemson et al., 1997, 1999 ; Clemson et al., 1999 ; Holzförster et al., 1999 ; Raab et coll., (2002) comme déjà signalé au chapitre I.

Ceci montre qu'au voisinage de la zone de cisaillement d'Okahandja, la présence des failles inverses d'Autseib et Waterberg (FW) qui corrobore avec nos résultats géodésiques ne laisse aucun doute sur la séparation du bloc Central et du bloc Austral par cette limite. Aussi, malgré l'absence des failles sur une section de la zone de cisaillement Okahandja-Mwembeshi au Nord-Est de la Namibie qui relie les failles d'Autseib de Waterbeg aux failles du segment Lwanga-Kariba-Okavango de la zone de cisaillement de Mwembeshi, celle-ci peut être toujours considérée comme une limite continue du bloc Austral et du bloc Central.

En effet, sur ce segment de la zone de cisaillement d'Okahandja-Mwembeshi la déformation est aiséismique, c'est-à-dire qu'elle est accompagnée de métamorphisme typique des zones de cisaillement qui ont pour origine un régime ductile différentes des zones des failles qui se forment dans des conditions fragiles (Ritter et al., (2003). Les études magnétotelluriques (Beer et al.,1982 ; Van Zijl et de Beer,1983 ; Ritter et al., (2003) ont montré que sur ce segment correspond à une ceinture de conductivité électrique élevée. Interprétant les données magnétotelluriques le long d'un profil de 200 km NW-SE à travers la ceinture Damara au nord-est de la Namibie, Ritter et al., (2003) ont estimé que cette conductivité électrique élevée est liée à l'enrichissement en graphite (ou d'autres formes de minéralisation) le long des plans de cisaillement. Ils s'appuient sur les expériences de Elektb Group, (1997) et Eisel et al., (2001) qui ont révélé une relation quantitative entre le processus de cisaillement, la formation de graphite et une conductivité électrique très élevée. Les mêmes auteurs ont indiqué que des zones interconnectées à grande échelle de matériau conducteur sont créées par le mouvement actif dans une zone de cisaillement et que les caractéristiques de la déformation des roches varient en fonction des conditions dans lesquelles la déformation s'est produite.

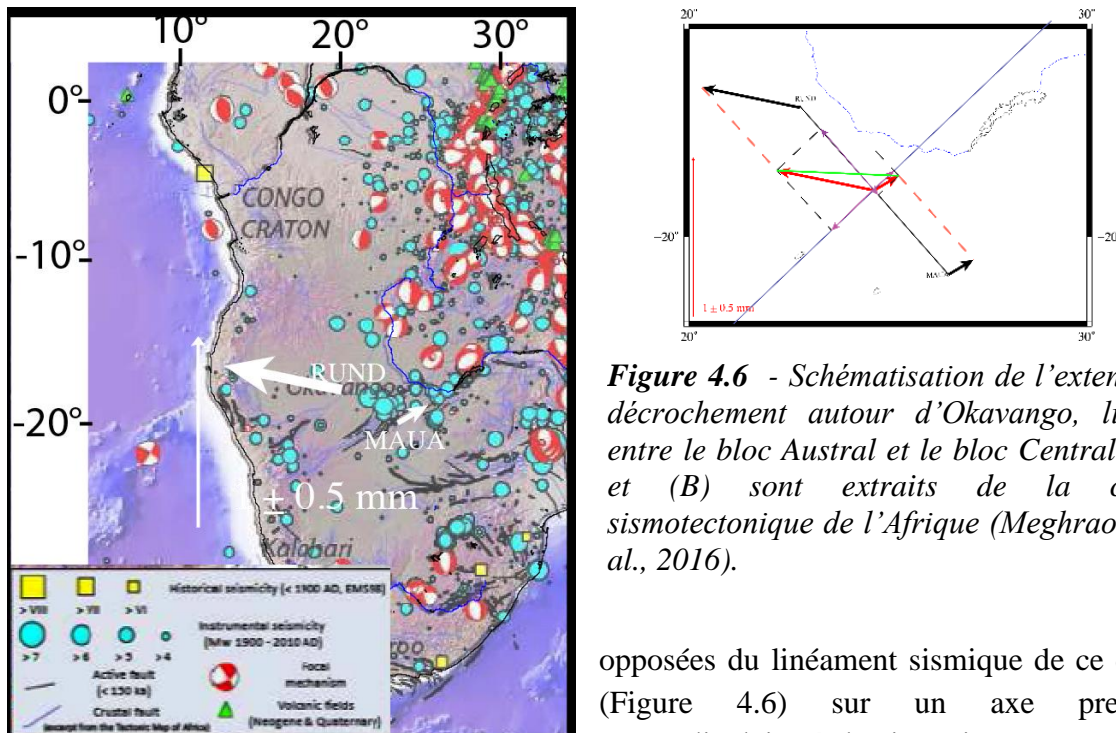
4.3.4.4 Zone de cisaillement de Mwembeshi (Axe sismique Okavango-Kariba-Lwanga) de la ceinture Damara.

Le long de l'axe sismique Okavango-Kariba et de système des failles Lwanga les vitesses relatives respectives par rapport au *Bloc Central* fixe du *Bloc Austral* (*BCe-BAu ; de l'ordre de 0.4 mm/an*) et *Bloc Central* fixe du *Bloc Zambèze* (*BCe-BZa ; de l'ordre de 0.08 mm/an*) prédisent la prédominance d'un régime transtensif (Figure 4.5D) de l'axe sismique Okavango-Kariba-Lwanga. Ceci est en accord avec la cinématique des failles normales décrochantes dextre qui longent cet axe comme l'indique les mécanismes focaux de cette région qui décrivent un régime d'extension-décrochement (Figure 4.5D ; Modisi et al., 2000 ; Campbell et al. 2006 ; Bufford et al., 2012 ; Meghraoui et al., 2016). Ces failles sont des structures héritées du sous-sol protérozoïque sous-jacent, ayant la même orientation NE-SW que l'axe sismique Okavango-Kariba-Lwanga, et ont été initiées au cours de l'orogénèse panafricaine. Elles ont été réactivées à plusieurs reprises, notamment pendant le rifting du Karoo et les failles post-Karoo, et les soulèvements cénozoïques.

Chapitre 4. Déformation active du continent africain à partir des résultats gns et sismotectoniques

La sismicité superficielle peu profonde est moyenne à faible avec plusieurs séismes de magnitudes supérieurs à trois. L'évènement survenus au Mozambique du 22 février 2006 (33.26 E, 21 S) de magnitude Mw 7.0 et de profondeur 12.0 km est le plus important et celui du 3/11/1990 (33.26 E ; 21.51 S) de magnitude Mw 5.0 et profondeur 15 km est le plus profond dans cette région (catalogue CMT, 31/07/2019). Ainsi, la déformation active observée dans cette région est essentiellement d'origine tectonique.

Les vitesses sur les sites RUND et MAUA permettent d'avoir un renseignement supplémentaire sur les mouvements horizontaux entre les deux blocs Central et Austral autour du Delta d'Okavango. En effet, elles sont localisées respectivement sur les deux rives



opposées du linéament sismique de ce delta (Figure 4.6) sur un axe presque perpendiculaire à l'orientation NE-SW des failles normales actives de cette région. Sur ces deux sites, les vitesses résiduelles par rapport au repère Nubie fixe ont des sens presque opposés prédisant un rifting extensif et décrochant le long de la vallée du Delta d'Okavango. Par rapport au repère Nubie fixe, le taux de déplacement entre les deux sites (RUND et MAUA) pourrait indiquer un taux d'ouverture du rifting par rapport au repère Nubie de 0.76 mm/an. Ainsi, l'orientation et la morphologie des failles et nos résultats géodésiques suggèrent que le rifting serait le mécanisme de déformation principal le long de l'axe sismique Lwanga-Kariba-Okavango comparable mais de direction différente par rapport au SREA (Fairhead et Girdler, 1969 ; Scholz et al., 1976 ; Wilson et Dincer, 1976 ; Girdler, 1975 ; Ballard et al., 1987).

Le segment de la zone de cisaillement d'Okahandja-Mwembeshi failles au sud-ouest du delta d'Okavango serait une zone de transition entre le mouvement transpressif et transtensif le long de cette longue frontière comme prédit par les conditions cinématiques aux limites données par mon pôle d'Euler BAu-BCe. Aussi, La faiblesse de l'ordre de grandeur de la vitesse relative prédite par le pôle d'Euler BCe-BZa et la corrélation du régime de déformation prédite avec les données sismo-tectonique est une preuve supplémentaire de l'efficacité de la méthode de Newton-raphson dans l'estimation des pôles de rotation qui, en minimisant d'avantage les incertitudes sur l'estimation des pôles d'Euler, peut permettre de

décrire les caractéristiques de la déformation avec des vitesses de l'ordre très faibles comme ~ 0.08 mm/an.

4.3.4.5 Zone de cisaillement de Sanagoe-Mzarabani de la ceinture Zambèze.

Vu la divergence des vitesses GNSS sur le bloc Zambèze avec celles sur le reste du *bloc Austral*, la limite entre nord-est du *bloc Austral* suivrait la ligne de déformation continue caractérisée des failles au voisinage de la zone de cisaillement Sanagoe-Mzarabani de la ceinture orogénique Zambèze orientée E-W et NW-SE du lac Kariba jusqu'à l'océan indien au Mozambique (Figures 1.17 et 4.5B). Le pôle d'Euler Austral-Zambèze (BAu-BZa) prédit une déformation compressive avec des vitesses relatives de l'ordre ~ 0.24 mm/an le long de cette ligne de déformation continue (Figure 4.5D). Cette ligne est caractérisée par une prédominance des failles inverses corroborant avec nos résultats géodésiques (Figure 4.5A&B).

4.4 Conclusion

Analysant conjointement les vitesses géodésiques (chapitre II et III) et les caractéristiques sismotectoniques de la Nubie y compris ses propriétés lithosphériques continentales et océaniques (chapitre I), je discute ici des caractéristiques de la déformation active des régions du continent africain qui ont été considérées comme « stables ».

En effet :

(1) Le long de la ligne volcanique du Cameroun (LVC) de direction SW-NE, le mouvement relatif BCe-BSOc prédit un régime compressif orienté NW-SE s'accommodant avec deux mécanismes au foyer compressifs sur une faille quaternaire de direction SW-NE le long la LVC (Figure 4.3; Meghraoui et al., 2016).

(2) Le long des failles Ténéré et Amguid-Gassi-Taouil-Algérie, le régime de compression-décrochement géodésiquement observé entre le BSOc et BSOe est difficile à corrélé avec les données sismotectoniques à cause de l'insuffisance des enregistrements sismiques et des sites de mesure géodésique dans cette région (Figures 4.2). Comme on ne peut influencer sur l'occurrence des séismes naturels, la densification des sites de mesure GNSS autour de cette limite de bloc pourrait permettre de mieux contraindre son régime de déformation.

(3) Le mouvement relatif BCe-BSOe prédit (Figure 4.4C) : (a) un régime extensif SW-NE le long des failles du Bassin de Bangor de direction NW-SE qui est cohérent avec les mécanismes au foyer observés dans cette région (Figure 4.4B) ; (b) un mouvement décrochant senestre le long de la faille Doseo-Salamat de direction SW-NE ; et (c) une extension le long de la faille de Muglad de direction NW-SE. Le faible taux de déformation caractérisés par des vitesses relatives de l'ordre de 0,16 mm/an (4.4C) corrobore avec la faible sismicité observée le long de ce système de failles de l'Afrique Centrale (Figures 1.26). Toutefois, l'extension observée géodésiquement sur la faille de Muglad est en accord avec celle observé à travers les discordances stratigraphiques par Fairhead et al., (2013). Ces derniers avaient même supposé que la faible sismicité dans cette région serait due à une distribution de ses contraintes dans le rift Est Africain et le Rift de la mer rouge sismiquement très actifs. Cette étude montre plutôt que la faible sismicité est liée à la faible amplitude du taux de déformation.

(4) Les mouvement relatifs BAu-BCe et BCe-BZa prédisent : **(a)** un régime d'extension-décrochement SW-NE le long de l'axe sismique Lwanga-Kariba-Okavango de direction SW-NE, segment est de la zone de cisaillement de Mwembeshi (Figures 4.1 et 4.5). Ce régime s'accommode avec les mécanismes aux foyers d'extensions-décrochant sur les failles quaternaires localisées de cet axe sismique (Figure 4.5, Meghraoui et al.,2016) ; **(b)** un régime compressif le long de la zone de cisaillement d'Okahandja de direction SW-NE (Figure 4.5). Malgré, l'insuffisance des séismes enregistrés dans cette région et l'absence des failles sur un segment de cette zone de cisaillement au nord-est de la Namibie, ce régime est cohérent avec celui des failles de cette région. Ce segment sans faille a été décrit comme une zone de cisaillement ductile ; **(c)** un régime compressif le long de la ceinture Kaoko de direction N-S, en contradiction avec le régime extensif décrit par le seul mécanisme au foyer de la région. Je remarque que la déformation dans cette région ne peut être liée au mouvement relatif entre BCe et BAu, mais plutôt au phénomène local en rapport avec l'ouverture de l'océan atlantique. **(d)** un régime compressif et dextre sur un court segment le long du ride Walvis en accord avec les trois mécanismes au foyer de la région.

Comme pour le segment de la LDC formé des failles Ténéré et Amguid-Gassi-Taouil-Algérie du système des failles de l'Afrique de l'Ouest, ne pouvant pas influencer sur l'occurrence des séismes naturels, la densification des sites de mesure GNSS autour des LDCs permettrait de mieux contraindre la largeur de limite entre le bloc tectonique et d'infirmier ou de confirmer les régimes de déformation actuels prédits dans cette étude.

Chapitre 5. Dynamique de la plaque Afrique : Origine supposées des forces motrices et contraintes tectoniques

5.1 Introduction

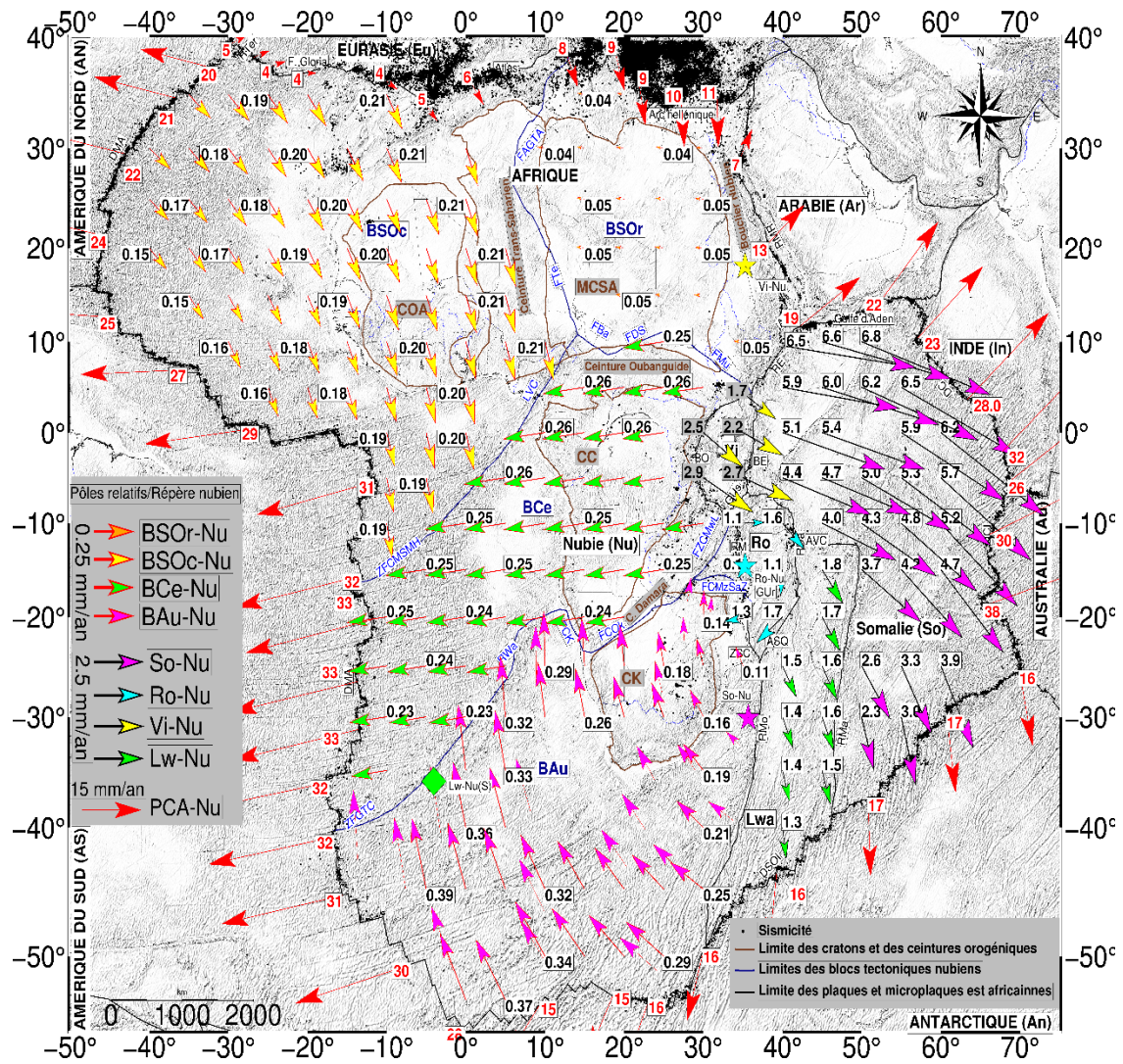


Figure 5.1 Vitesses prédites par rapport au repère Nubien sur différents blocs tectoniques.

Chapitre 5. Dynamique de la plaque Afrique : Origine supposées des forces motrices et contraintes tectoniques

Dans cette étude, j'ai remarqué que : (1) Les vitesses ITRF déterminées par rapport au repère non rotation globale décrivent un mouvement global quasi-uniforme en amplitude et en orientation SW-NE sur l'ensemble de la principale plaque Afrique (Figure 5.2) ; (2) Les vitesses résiduelles mesurées et prédites sur la plaque Nubie par rapport au repère Eurasien décrivent un mouvement de rotation antihoraire cohérent avec l'emplacement du pôle de rotation Nubie-Eurasie quasi orienté S-N (Figure 5.6) ; (3) Tandis que, par rapport au repère Nubien, les vitesses résiduelles et prédites en Afrique divergent en orientation bien que leurs amplitudes restent très faibles sur la majorité de sites (Figures 3.1, 3.16 et 5.1). Outre les plaques et microplaques déjà connues de l'est de l'Afrique, cette divergence des vitesses résiduelles mesurées et prédites par rapport au repère Nubien permet de visualiser à l'œil nu les 4 blocs majeurs distincts décrits géologiquement au chapitre 1 et confirmés géodésiquement au chapitre 3 dont les limites sont discutées tectoniquement au chapitre 4. Les blocs Austral, Central, Sahara oriental, Sahara occidental ont des mouvements globaux orientés respectivement S-N, E-W, E-W et NW-SE.

Quelle serait l'origine des forces motrices ou des contraintes tectoniques responsables de ces divers mouvements observés dans un repère donné ? La théorie mathématique (ou des pôles d'Euler) de la tectonique des plaques qui a conduit à ces observations est une représentation cinématique du mouvement, mais non causale puisqu'elle ne décrit pas la dynamique ou les forces motrices de la tectonique des plaques. Ces 30 dernières années, plusieurs études ont indiqué que la convection du manteau est le moteur de la tectonique des plaques, voire la cause. Un bilan des forces de la plaque a été déduit en prescrivant toutes les forces de la plaque - par exemple, les forces aux limites comme la traction de la plaque, la poussée de la dorsale et la résistance des failles transformantes ainsi que les forces surfaciques comme la traînée du manteau, qui, équilibrées, donnent des vitesses de plaque. La démonstration classique de ce budget de force a été faite dans l'article fondateur de Forsyth et Uyeda (1975). L'inférence résultante des forces de plaque a permis une évaluation de la façon dont les mouvements de plaque sont attribués à diverses forces. Un résultat très clair de cette analyse de Forsyth et Uyeda (1975) est que les vitesses de plaque sont fortement corrélées avec le pourcentage de son périmètre pris par les zones de subduction, ce qui plaide de manière assez concluante pour la dominance de la traction de la plaque en tant que plaque force motrice.

Dans ce chapitre, je discute des caractéristiques des vitesses GNSS sur l'Afrique déterminées par rapport aux différents repères et des origines des forces motrices et contraintes tectoniques qui maintiendraient éventuellement ces mouvements.

5.2 Repère de référence absolu : caractéristiques des vitesses et forces motrices agissantes

Plusieurs études ont été réalisées pour décrire les mouvements globaux des plaques tectoniques. Nous citerons les modèles globaux de mouvement de plaque dans le temps géologiques (Muller et al., 2019, Tetley et al., 2019), les modèles numériques de convection du manteau (Moresi et Solomatov 1998 ; Tackley 1998 ; Trompert et Hansen 1998 ; Coltice et al., 2018) et les modèles globaux de mouvement de plaque sur les dernières décennies (modèle géodésique ; Altamimi et al., 2000 ; Altamimi et al. 2017). Ces modèles utilisent des repères de référence absolu différent notamment le repère de référence du point chaud qui est, en principe, fixé au manteau profond (Wilson, 1963 ; Morgan, 1971 ; Muller et al., 1993 ;

Steinberger et al., 2004 ; O'Neill et al., 2005 ; Torsvik, Steinberger, et al., 2008 ; Wessel & Kroenke, 2008 ; Doubrovine et al., 2012 ; Maher et al., 2015) et le repère de référence non rotation globale (Liboutry, 1972 ; DeMets et al., 1994).

5.2.1.1 Repère non rotation globale (NNR) : Les modèles globaux de mouvement de plaque sur les dernières décennies (modèle géodésique).

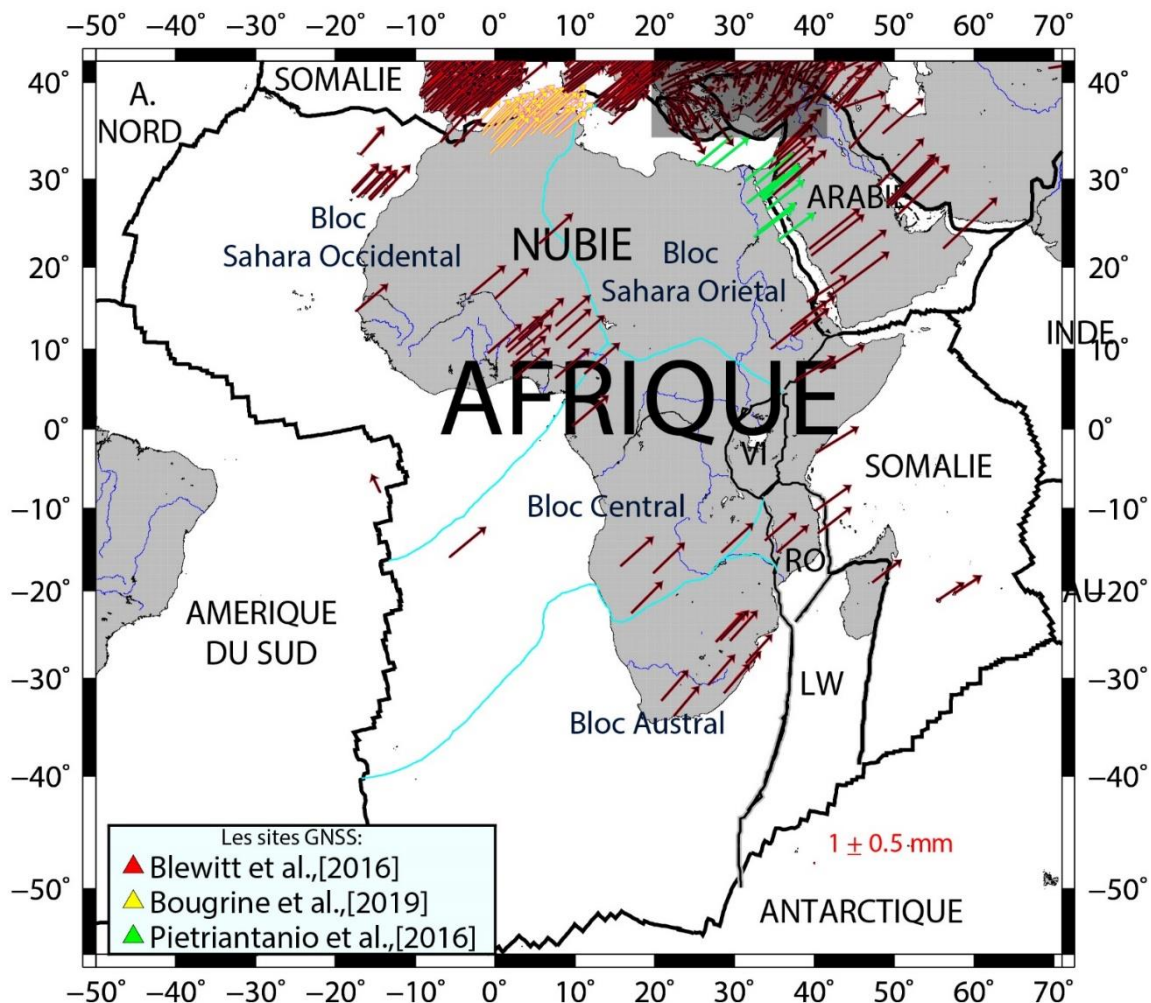


Figure 5.2 - Vitesses horizontales ITRF2008 sur les sites GNSS avec des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1 mm/an pour les solutions Nevada et Bougrine et al., (2019) et inférieures à 1.5 mm/an pour Pietriantano et al., (2016). Les limites des blocs de la Nubie et des plaques et microplaques africaines sont montrées dans la Figure 1.1.

Sur la plaque Afrique (Figure 1.1) les vitesses horizontales ITRF2008 que j'ai déterminées (Figure 5.2) sont cohérentes en amplitude et en direction (orientation SW-NE) avec celle des vitesses de la solution ITRF2014 (Figure 5.3, Altamimi et al., 2017). L'ITRF, ce repère de référence terrestre international, utilise la condition de « non rotation globale » (« no net rotation » ou NNR) définie par Argus et Gordon, (1991) dans le modèle NEUVEL 1A et qui a été introduite par Liboutry (1972) pour définir la donnée positions/vitesses de plusieurs sites bien distribués sur l'ensemble de la planète terre. Le "NNR", selon Holt et al., (2004) est un référentiel défini cinématiquement dans lequel l'intégrale globale du produit vectoriel de la vitesse avec le vecteur radial (ou la somme du moment angulaire total de la lithosphère terrestre) est nulle.

$$\vec{L} = \int_D \vec{r} \times \vec{V} dm = 0 \quad (4.1)$$

où \vec{L} est la somme du moment angulaire total de la lithosphère terrestre, \vec{r} et \vec{V} sont respectivement le vecteur de vitesse du site et le vecteur de position, D est la surface de la lithosphère entière de la Terre et dm est une masse unitaire de la Terre. En supposant que la Terre est une sphère unitaire et que la densité de la croûte terrestre se répartit uniformément, l'équation (4.1) peut s'écrire approximativement comme

$$\vec{L} = \sum_{i=1}^p \vec{T}_i \vec{\omega}_i = 0 \quad (4.2)$$

où p est le nombre total de plaques, $\vec{\omega}_i$ est le vecteur d'Euler de la plaque i , et \vec{T}_i est le tenseur inertiel de la plaque i qui peut s'écrire

$$\vec{T}_{ij} = \int (\delta_{ij} - x_i x_j) dA = \int (\delta_{ij} - x_i x_j) \sin \varphi d\varphi d\lambda \quad (4.3)$$

où \vec{T}_{ij} sont les composantes du tenseur inertiel T, x_k ($k = 1,2,3$) sont les coordonnées cartésiennes le long des limites de la plaque, δ_{ij} est le symbole de Kronecker et φ et λ sont respectivement la latitude et la longitude.

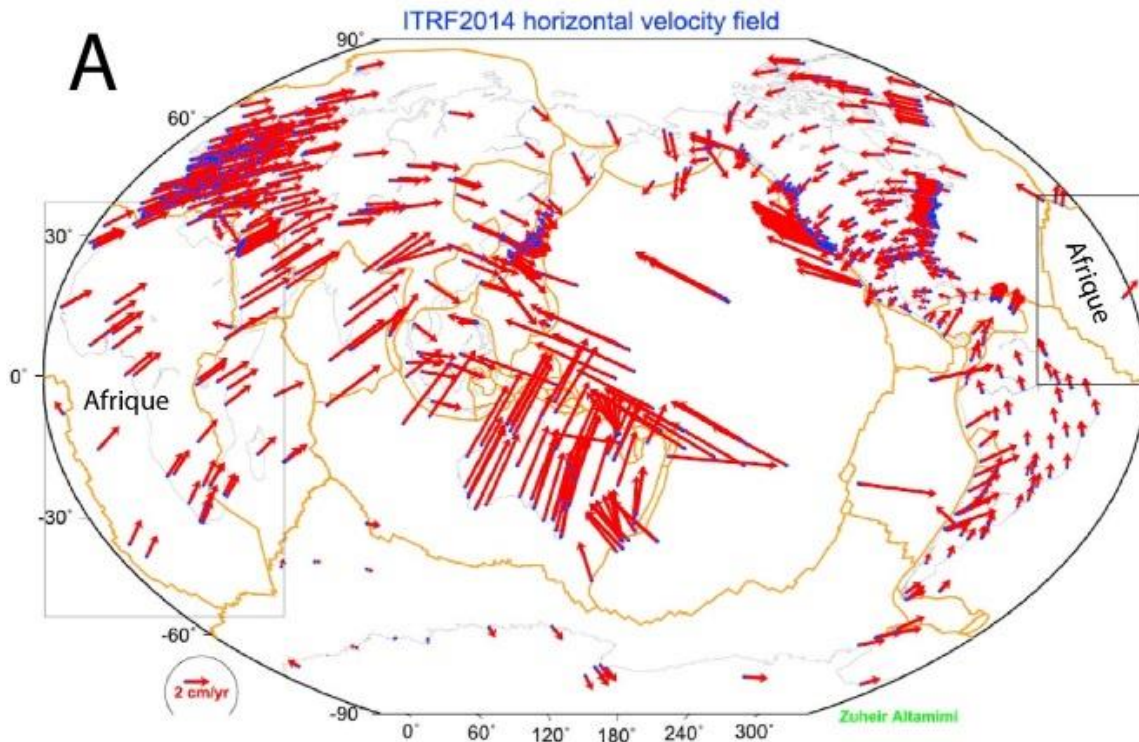


Figure 5.3 - D'après Altamimi et al.2017, Les vitesses horizontales ITRF2014 sur le site GNSS avec des incertitudes inférieures à 0.2 mm/an. Les limites des plaques majeures sont d'après Bird (2003).

Suivant la définition du moment de force extérieur en mécanique classique, de l'équation (4.2) on déduit ce moment de force extérieur comme suite :

$$M_{F_{ext}} = \frac{\partial \vec{L}}{\partial t} = \frac{\partial \sum_{i=1}^p \vec{T}_i \vec{\omega}_i}{\partial t} = \sum_{i=1}^p \vec{T}_i \frac{\partial \vec{\omega}_i}{\partial t} = 0 \quad (4.4)$$

L'équation (4.4) implique que

$$\forall i \in \{1, 2, \dots, k\}, \frac{\partial \vec{\omega}_i}{\partial t} = 0 \Rightarrow \vec{\omega}_i = \text{constante} \begin{cases} \neq 0 \text{ si la plaque } i \text{ existe} \\ 0 \text{ si la plaque } i \text{ n'existe pas} \end{cases} \quad (4.5)$$

Si $\vec{\omega}_i = \text{constante} \neq 0$, la plaque i connaît un mouvement d'entraînement de rotation uniforme autour d'un axe fixe. On a un des champs de gradient dont les vecteurs vitesses horizontales dérivent du potentiel r selon l'équation (2.10) du mouvement de bloc rigide sur la sphère. Dans ce cas, il existe une résultante des forces extérieures ou forces d'entraînement agissant sur la plaque i et qui peut être modélisée selon les lois de la mécanique comme suite :

$$F_i = m_i \omega_i^2 r \quad (4.6)$$

Ainsi, l'équation (4.1) indique que, dans le repère NNR, il n'est pas possible d'observer un moment de forces extérieures capable d'entraîner simultanément l'ensemble des plaques de la planète dans un mouvement cohérent ou de provoquer une rotation globale de la lithosphère planétaire. Par contre, la vitesse angulaire différente de zéro (équation 4.5) pour chaque plaque implique que pour chacune d'elles, il existe des forces extérieures à la lithosphère non nulles qui équivalent aux forces d'entraînements de sa lithosphère (équation 4.6). Comme l'équation (4.3) montre que la vitesse angulaire $\vec{\omega}_i$ dépend de la géométrie de la plaque i , la cohérence des forces prédominantes qui s'exercent sur l'ensemble de la lithosphère sous cette surface terrestre selon les estimations de budget réalisées par Forsyth et Uyedat (1975).

5.2.1.2 Repère de référence du manteau : Les modèles de reconstruction de la tectonique passée à nos jours

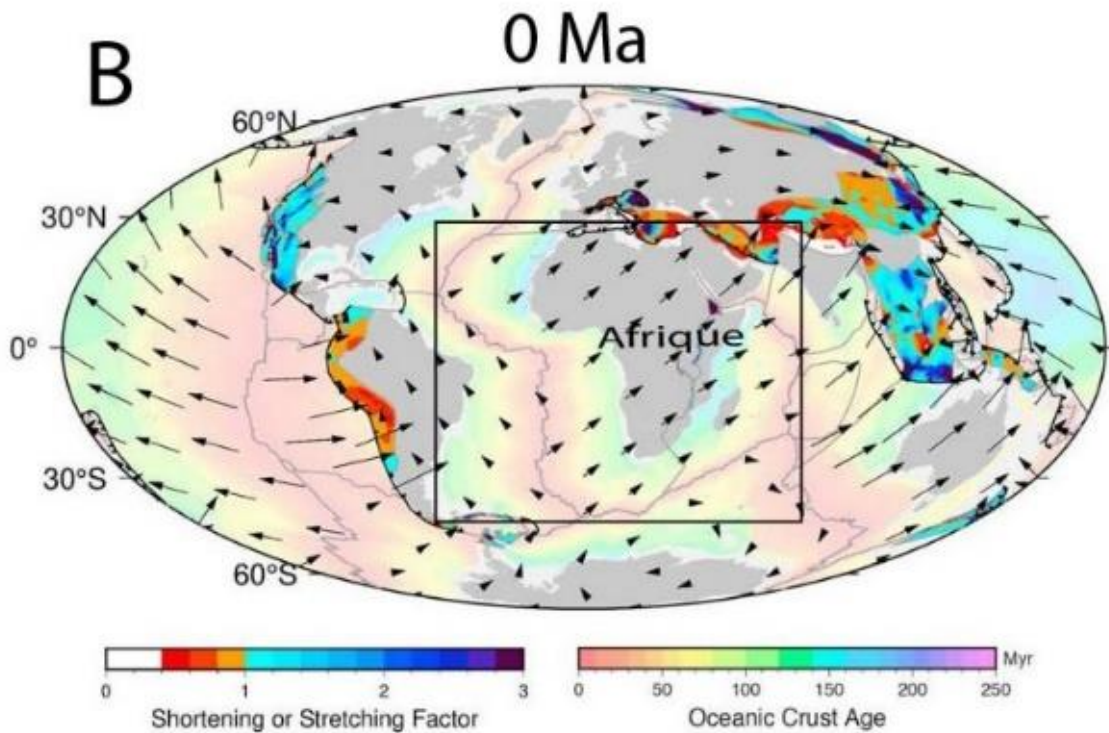


Figure 5.4 - D'après Muller et al., (2019), Reconstructions de plaques du Trias au présent, montrant les continents en gris moyen, avec les régions continentales submergées (par rapport aux côtes actuelles) en gris clair. Les zones de subduction sont des lignes noires avec des triangles, tandis que les dorsales médio-océaniques sont représentées par des lignes gris clair. Les régions déformantes sont encadrées dans des couleurs bleu clair à bleu foncé si elles sont en extension, désignées par un facteur d'étirement > 1 , tandis que le raccourcissement de la plaque est encadré par des couleurs orange/rouge désignées par un facteur de raccourcissement < 1 . Les vitesses absolues des plaques dans un cadre de référence de manteau sont représentées par des flèches noires.

Certes, dans le repère des points chauds encreés dans le manteau profond ou le repère de référence du manteau (Muller et al., 2019, Tetley et al., 2019), outre l'inversion globale des contraintes conjointes comme l'emplacement des points chauds, les données de cheminement associées pour les 80 derniers millions d'années et le comportement de migration des fosses de subduction mondiales, les estimations de la *rotation lithosphérique globale* sont également intégrées dans cette inversion. Le paramètre « *rotation de la lithosphère globale* » dont les estimations sont définies par Torvisk et al., (2010) comme suite :

$$\omega_{net} = 3/(8\pi r^4) \int v \times r dS = 3/(8\pi r^4) \sum_i \int (\omega_i \times r) \times r dS_i \quad (4.6)$$

où v est le vecteur vitesse, ω_i est le vecteur vitesse de rotation de la plaque i , r est le vecteur de position, $\int \dots dS =$ indique l'intégration sur toute la sphère, \sum_i indique

la sommation sur toutes les plaques et, $\int \dots dS_i$ indique l'intégration sur la surface de la plaque i .

est interprète comme un facteur de correction de la rotation différentielle lithosphère-asthénosphère (Muller et al.,2019). Ceci rapprocherait ce repère de référence du manteau du repère NNR et expliquerait également la cohérence en amplitude et en orientation des vitesses prédites par ces modèles en Afrique et les vitesses ITRF comme le montre les figures 5.3 et 5.4. Le rapprochement entre ces deux repères est également corroboré par l'orientation SW-NE du volcanisme avec progression d'âge de la crête Walvis et de la chaîne des montagnes sainte Hélène à l'ouest de l'Afrique (océan Atlantique, Figure 1.21) résultant des points chauds. L'orientation SW-NE de ce volcanisme corrèle avec l'orientation SW-NE des vitesses ITRF en Afrique (Figure 5.2).

5.2.1.3 Les modèles numériques de convection du manteau

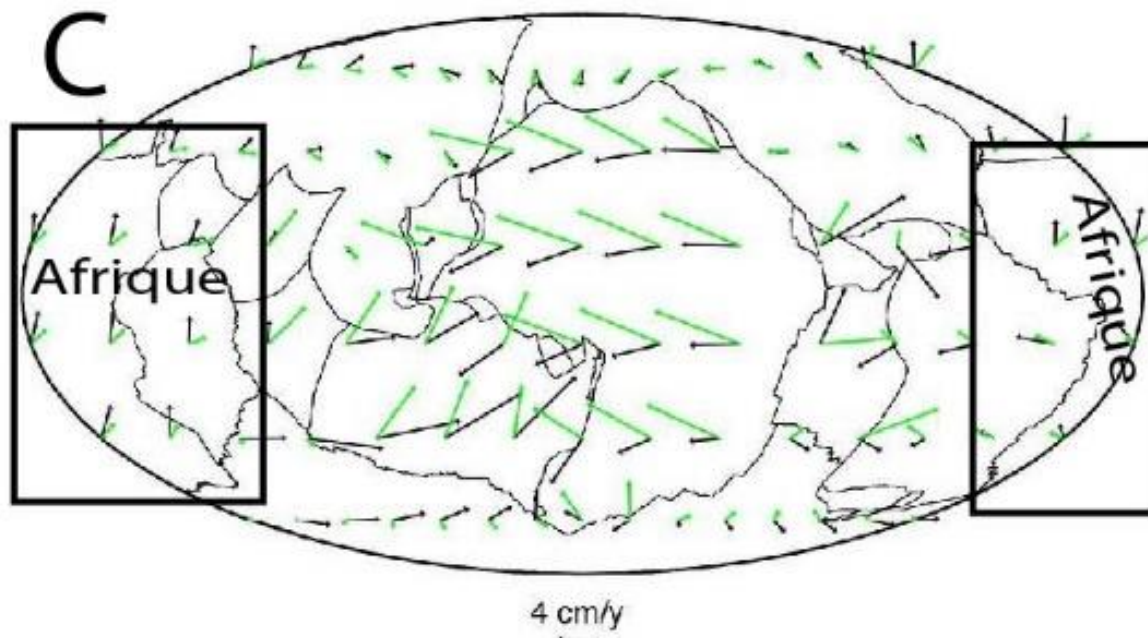


Figure 5.5 - D'après Coltice et al.,2018, Champ cinématique actuel des modèles dynamiques démarrés à 30 Ma par rapport aux limites des plaques et à la cinématique sur Terre aux pas de temps correspondants. Les flèches noires représentent les vitesses du modèle et les flèches vertes représentent les vitesses attendues au cours de l'évolution temporelle.

Au cours des 20 dernières années, les modèles numériques de convection du manteau se sont considérablement améliorés grâce à une meilleure description de la rhéologie de la lithosphère surtout avec des calculateurs plus puissants et une meilleure résolution mathématique (Trompert et Hansen 1998 ; Moresi et Solomatov 1998 ; Tackley 1998). En Afrique, la corrélation en orientation (SW-NE) et en amplitude des vitesses ITRF déterminées dans le repère NNR (Figures 5.2 et 5.3) avec celles prédites par le modèle de convection (Figure 5.5) indiqueraient la prédominance des forces de traction par des plaques

Chapitre 5. Dynamique de la plaque Afrique : Origine supposées des forces motrices et contraintes tectoniques

descendantes de la subduction de la fosse des Mariannes (océan pacifique) comme force motrice à la base de ces vitesses ITRF. Cette orientation SW-NE des vitesses ITRF sur l'Afrique confirme les estimations de Forsyth et Uyedat (1975) qui ont indiqué que la traction par les plaques descendantes était prédominante dans le maintien du mouvement des plaques. Les forces agissant sur la plaque descendante contrôlent la vitesse des plaques et sont d'un ordre de grandeur plus forte que toute autre force.

Dans leurs estimations du budget des forces motrices qui maintiennent le mouvement des plaques, Forsyth et Uyedat (1975) avaient négligés les interactions lithosphères et asthénosphères. Cela corrobore avec les travaux récents de Coltice et al., (2018) qui ont montré, à travers leurs modèles de convection numérique, que les panaches et la convection à petite échelle ont des effets imperceptibles sur la disposition des plaques et la cinématique. Ainsi, dans le repère non rotation globale, les vitesses GNSS ITRF mesurées en Afrique résulteraient plus des forces motrices dues à la traction par la fosse des Mariannes.

Toutefois, dans les repères moins globaux tels que le repère Eurasien, le repère Nubien, le repère Somalien, le repère Rovumien et le repère Victorien, les vitesses mesurées peuvent être associées à des forces dues à toutes les autres contributions notamment la subduction hellénique sur l'Afrique, les poussées des dorsales médio-atlantiques, Sud-ouest Indien, Centre Indien et la mer rouge respectivement orientées W-E, S-N, E-W, E-W.

5.3 Repères non globaux : Caractéristiques des vitesses GNSS, origine des forces motrices ou contraintes tectoniques à champ lointain quantifiées en Afrique.

Par repère non-global, j'entends la donnée (coordonnée, vitesse angulaire) déterminant l'axe et la vitesse de rotation par rapport à l'ITRF d'un bloc rigide ou d'un ensemble des blocs rigides contiguës délimités dans l'espace. Géodésiquement, un repère non-global peut être par inversion des vitesses sur les sites situés sur une surface terrestre couvrant une lithosphère donnée. C'est le cas des repères Eurasien, Nubien, Somalien, Rovumien et Victorien. Abusivement appelé Eurasie fixe, Nubie fixe, Rovuma fixe, Somalie fixe, Victoria fixe.

Dans ce paragraphe, j'étudie essentiellement les caractéristiques des vitesses et les origines des forces motrices par rapport aux repères Eurasien et Nubien. J'évoque les caractéristiques des vitesses par rapport au repère Samalien, Rovumien et Victorien pour infirmer ou confirmer une hypothèse émise par rapport aux deux premiers.

5.3.1 Repère Eurasien

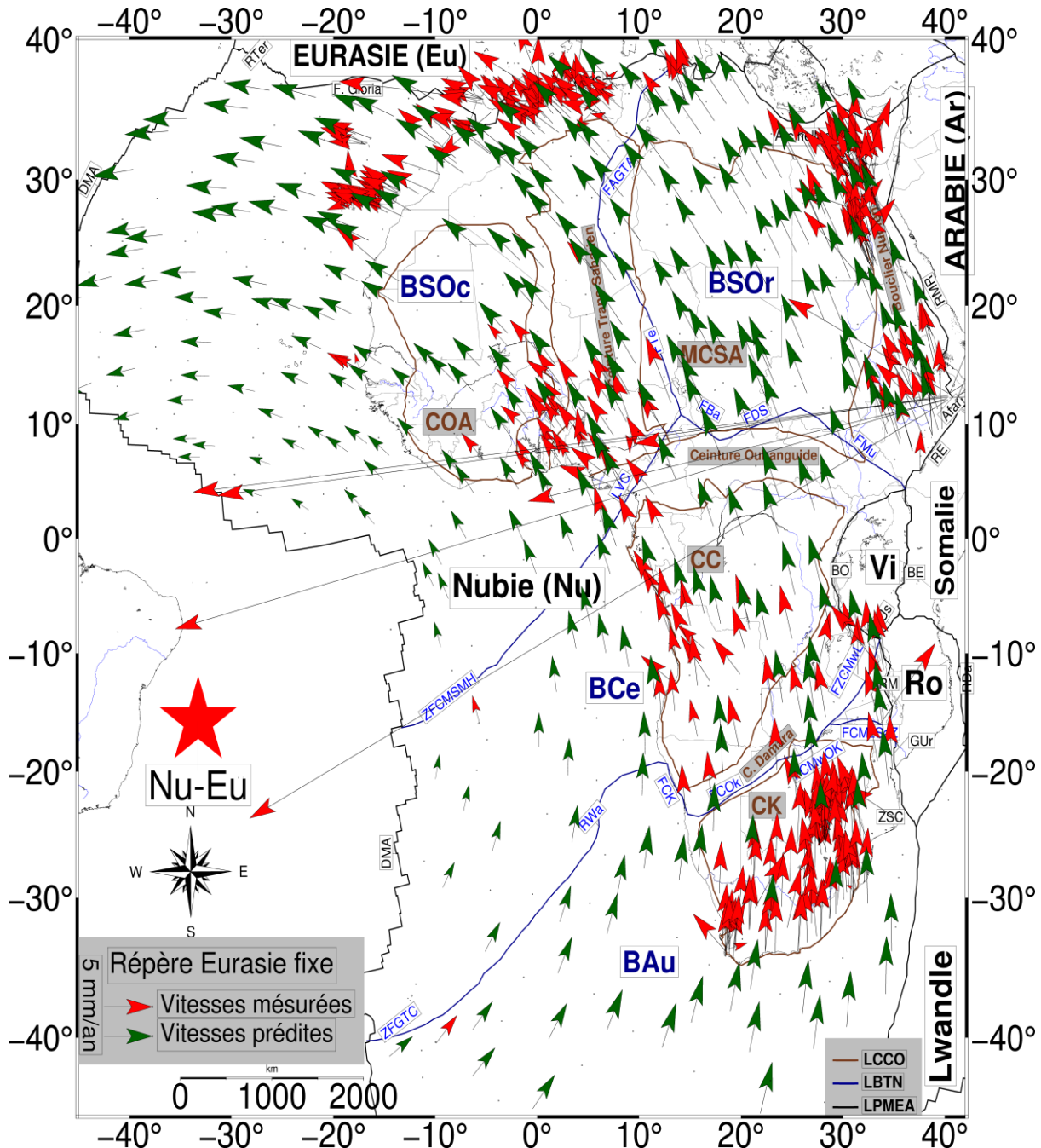


Figure 5.6 - (A) Inversion des vitesses GNSS sur les sites de la plaque Nubie par rapport au repère Eurasie fixe. Pôle de rotation de l'Eurasie par rapport à l'ITRF d'Altamimi et al., (2007). Les limites de la plaque Nubie et celles des blocs sont telles que décrites dans les figures 1.1 et 1.27. - (B) Les vitesses prédites sur plaque Nubie par rapport au repère Eurasie fixe déduites à partir des pôles d'Euler par rapport à l'ITRF déterminé dans cette étude pour la Nubie et d'Altamimi et al., (2007) pour l'Eurasie.

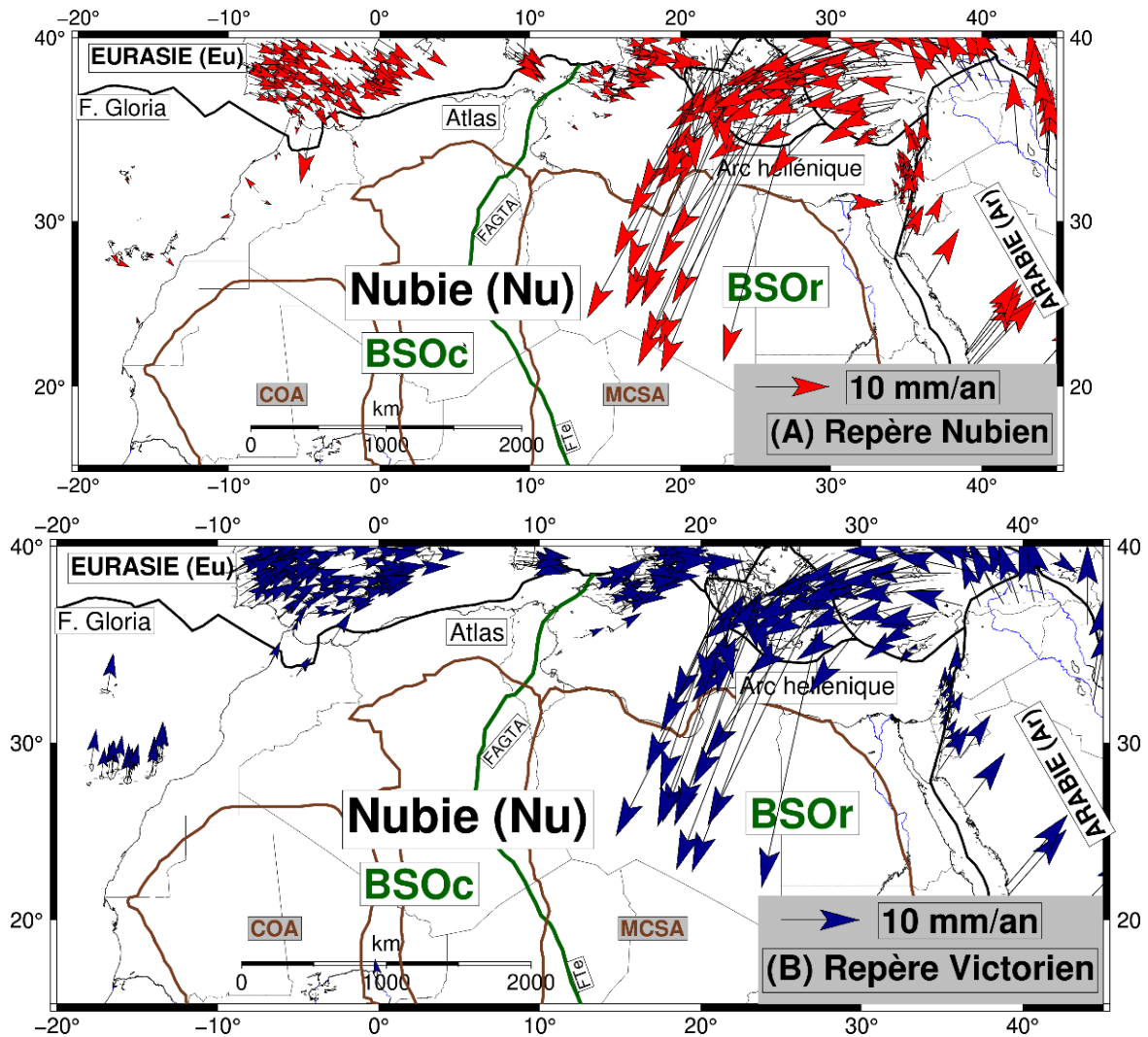


Figure 5.7– A et B vitesses résiduelles par rapport aux repères Nubie et Victoria respectivement fixes le long de la frontière Nubie-Eurasie.

Globalement, la Figure 5.6 montre que les vitesses mesurées sur les sites localisés sur la plaque Nubie et les vitesses prédites sur cette même plaque par rapport au repère Eurasien décrivent un mouvement anti-horaire avec une inclinaison SW-NE sur le bloc Austral, SW-NE à l'ouest et SE-NW à l'est du partir du *bloc Central*, SE-NW sur le bloc Sahara Oriental, SE-NW sur le bloc Sahara occidental. Ceci en conformité avec la position du pôle de rotation de la Nubie par rapport au repère Eurasien fixe (Figure 5.6). Au Nord-ouest de la Plaque Nubie où on observe une zone d'extension suivi d'une compression. J'en déduis que par rapport au repère Eurasien, les vitesses GNSS indiqueraient la prédominance des forces de traction par des plaques descendantes de la subduction hellénique dans le mouvement global de l'ensemble des blocs tectoniques formant la plaque Nubie telle qu'elle a été définie par Deprez et al., (2013) et Saria et al., (2013,2014).

Cette hypothèse est soutenue par les caractéristiques des vitesses par rapport aux repères Nubien et Victorien dans cette région. En effet, dans la région Méditerranéenne, les Figures 2.14, 2.16, 5.7A et 5.7B montrent que les vitesses résiduelles respectives par rapport repère Nubien et Victorien décrivent une rotation horaire à l'ouest et antihoraire à l'est de la

Chapitre 5. Dynamique de la plaque Afrique : Origine supposées des forces motrices et contraintes tectoniques

microplaque Égée. Ces vitesses résiduelles convergent toutes vers cette microplaque localisée au cœur de la zone de subduction hellénique. Cette convergence des vitesses résiduelles susmentionnées vers la zone de subduction peut-être est interprétée comme un mouvement poloïdal dû à l'enfouissement du manteau lithosphérique froid de la Nubie dans le manteau asthénosphérique chaud de l'Eurasie occidentale (Forte et Peltier, 1987 ; Cedek et al., 1992 ; Hager et O'Connell, 1978, 1979, 1981 ; O'Connell et al., 1991 Bercovici, et al., 2015). Ainsi, les vitesses, en surface convergent toutes vers un « puits » créé par la masse qui s'enfonce.

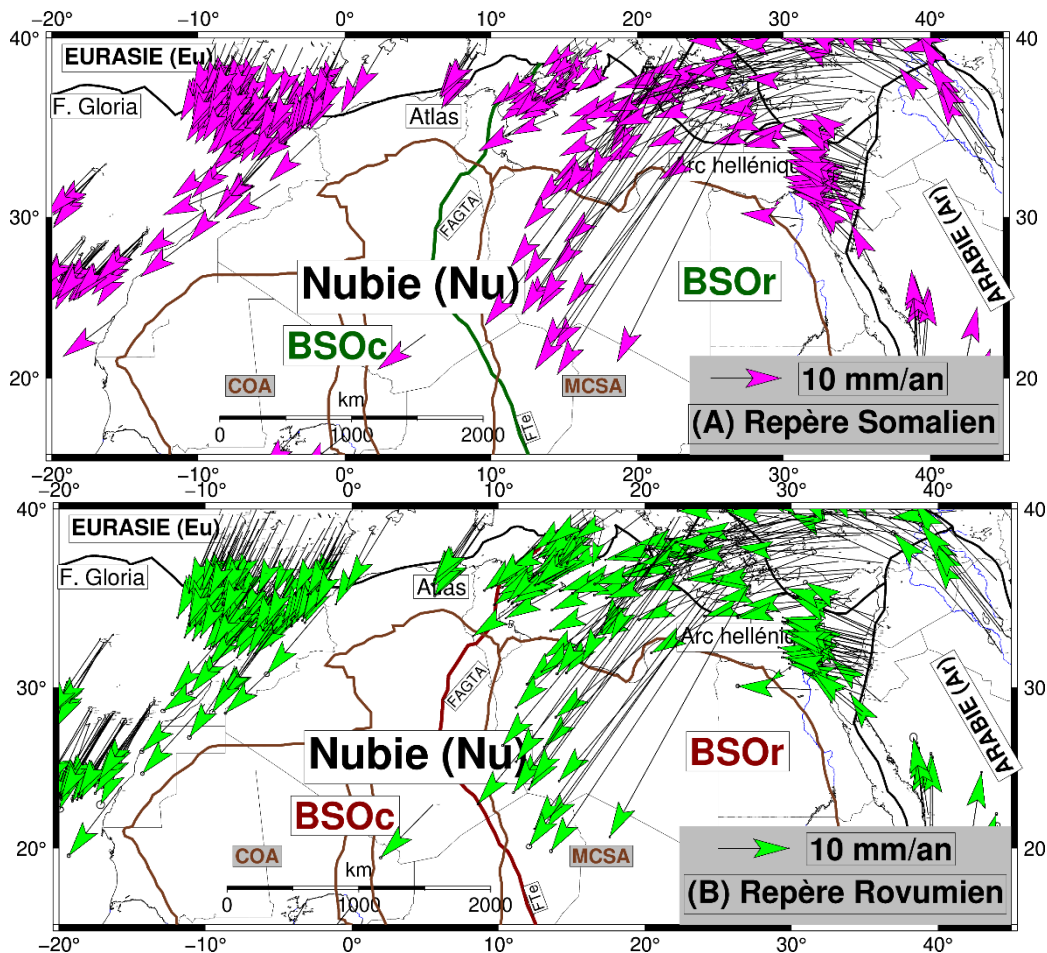


Figure 5.8– A et B vitesses résiduelles par rapport aux repères Somalie et Rovuma respectivement fixes le long de la frontière Nubie-Eurasie.

Par contre, les figures 2.18, 2.20, 5.8A et 5.8B montrent que les vitesses résiduelles sur les mêmes sites ou la plaque Égée par rapport au repère Somalien et Rovumien présentent un mouvement antihoraire cohérent de l'est à l'ouest dans cette région. Ces deux champs de vecteurs vitesses peuvent être modélisés comme des champs de gradient dont les vecteurs vitesses dérivent du potentiel $r(x, y, z)$ selon l'équation (2.10) du mouvement de bloc rigide sur la sphère $V(x, y, z) = \omega \times r(x, y, z)$. Dans ce cas, l'amplitude et la direction des vitesses ne dépendent en tout lieu que des coordonnées $r(x, y, z)$ de ce lieu par rapport à l'axe de rotation de la vitesse angulaire constante ω . Ces observations peuvent être interprétées comme si les mouvements globaux des plaques Somalie et Rovuma sont indépendants des

Chapitre 5. Dynamique de la plaque Afrique : Origine supposées des forces motrices et contraintes tectoniques

forces de traction par des dalles descendantes de la subduction hellénique. Ces deux plaques ne sont soumises à aucune contrainte à champs lointain avec pression dû à la subduction hellénique entre l'Afrique et l'Eurasie.

En outre, comme Serpelloni et al., (2007) l'avait déjà constaté, les vitesses ITRF sur les sites situés dans la zone de subduction (microplaque Égée) présentent des amplitudes anormales sont quasi invariantes en amplitudes (très élevées par rapport à l'ordre de grandeur moyenne de la région du taux de convergence Nubie-Eurasie) et en orientation constamment NE-SW. Ces vitesses restent également quasi-invariantes par rapport au repère Somalien et au Rovumien avec le même ordre de grandeur et la même orientation. Ceci atteste que les caractéristiques de la déformation sur la microplaque Égée sont probablement dues à une superposition d'effets liées à la présence d'un cadre tectonique complexe tenant compte de la transition continentale collision-subduction (D'Agostino & Selvaggi, 2004 ; Goes et autres 2004 ; Pondrelli et autres 2004b ; Govers & Wortel 2005).

5.3.2 . Repère Nubien

L'examen de l'orientation des vitesses mesurées et prédites indique que quatre blocs majeurs ont des mouvements globaux divergents par rapport au repère Nubien. Par rapport à ce repère, les blocs Sahara occidental, Sahara oriental, Central et Austral ont des mouvements globaux respectivement orientés NW-SE, E-W, E-W et S-N (Figures 3.4, 3.16 et 5.1). Cette observation est un autre indice qui soutiendrait l'hypothèse de la subdivision géodésique de cette plaque en 4 blocs indépendants. Ici, je discute qualitativement de l'origine des forces motrices et des contraintes tectoniques à la base du mouvement global de chaque bloc en s'appuyant sur les études antérieures.

5.3.2.1 Bloc Sahara occidental

Les figures 3.4, 3.16, 5.1 et 5.9 montrent que l'orientation prédominante des vitesses résiduelles mesurées et prédites par rapport au repère Nubien est NW-SE. Celle-ci indique un mouvement global du bloc Sahara occidental caractérisé par des vitesses d'environ 0.20 mm/an. Ce mouvement serait une résultante de la collision Sahara Occidental et Eurasie. Certes, le long de la limite océanique Sahara Occidental et Eurasie (région atlantique ride Terceira, faille de Gloria et de Gibraltar, Figure 5.10), la figure 5.9 montre que les vitesses relatives prédites par le pôle de rotation Eurasie-Nubie indiquent un régime d'extension orientée NW-SE avec une composante du mouvement décrochant latéral droit tout le long de la ride Terceira orientée NW-SE (~ 4.0 mm/an). Vers l'est, ces vitesses relatives indiquent un régime décrochant dextre le long de la faille transformante Gloria (~ 4,2 mm/an) reliant ce régime extensif au régime compressif de l'Atlas. Ces observations géodésiques sont en accord avec les mécanismes focaux qui indiquent un régime transtensif le long de la ride Terceira ainsi qu'un régime transpressif le long de la faille Gloria. Par contre, de part et d'autre de cette limite des plaques Nubie-Eurasie formée par la région des Haut et Moyen Atlas et Atlas Tunisien ainsi que du Rif, de Betics, d'Alboran, et de Tell (Figure 5.10), la figure 3.1 montre que, l'orientation prédominante des vitesses résiduelles mesurées par rapport au repère Nubie fixe est NW-SE. Elle correspond également à l'orientation prédominante des vitesses résiduelles mesurées par rapport au repère Nubien sur l'ensemble du bloc Sahara occidentale (BSOc, Bougrine et al., 2019 ; Saria et al., 2013 ; Serpelloni et al., 2007 ; Fadil et al., 2006).

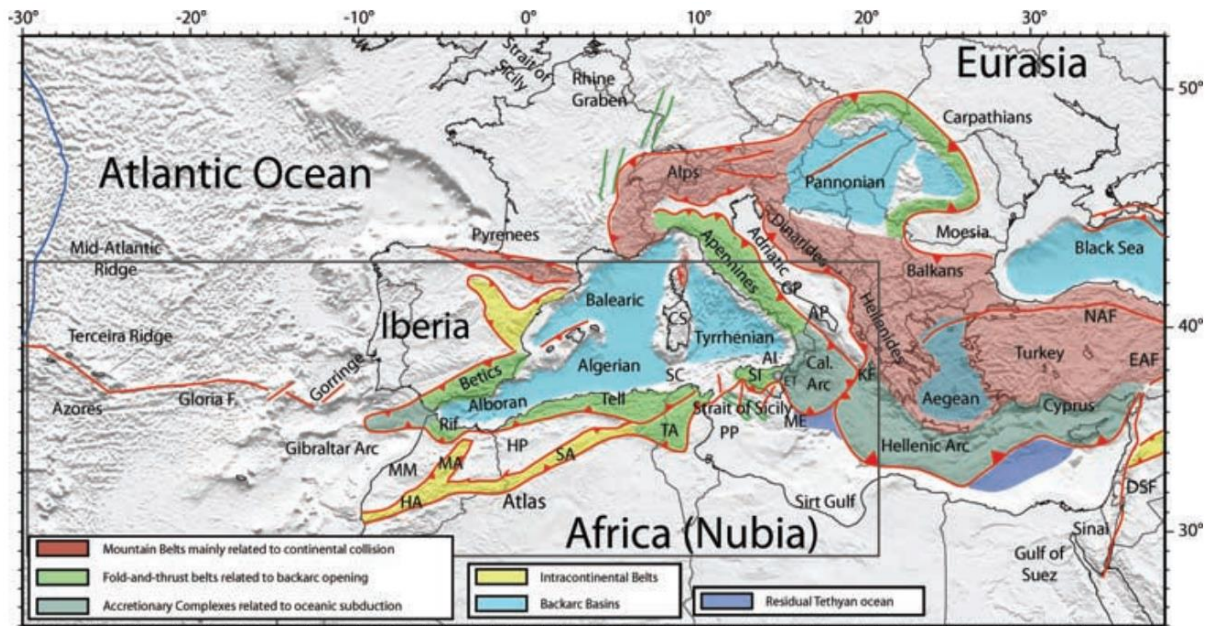


Figure 5.11 Esquisse tectonique de la région méditerranéenne. HA : Haut Atlas ; MM : Meseta marocaine ; MA : Moyen Atlas ; SA : Atlas saharien ; TA : Atlas tunisien ; HP : Haut Plateau ; SC : Canal de Sardaigne ; ME : Escarpement de Malte ; SI : Sicile ; AI : Iles Eoliennes ; ET : Mont Etna ; PP : Plateau Pélagien ; CS : Bloc Corse-Sardaigne ; AP : Bloc des Pouilles ; GP : Promontoire du Gargano ; KF : Zone de faille de Kephallinia). D'après Serpelloni et al., (2007).

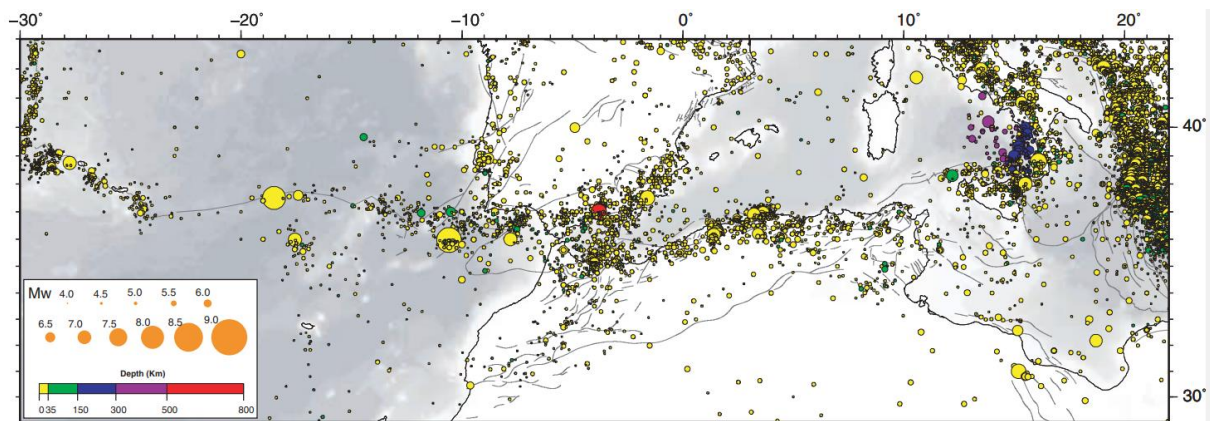


Figure 5.10 Séismes avec $M \geq 4$ dans la région de l'Atlantique et de la Méditerranée occidentale tirés du catalogue de Karnik (1996) (données de 1901 à 1964) et du Bulletin du Centre sismologique international (ISC) (données de 1965 à 2004), codés par couleur avec par rapport aux profondeurs de l'épicentre D'après Serpelloni et al., (2007).

Serpelloni et al., (2007) avaient déjà fait observer que l'énergie sismique était plus faible sur le Haut et Moyen Atlas de la Nubie que sur la Région du Rif, de Betics, d'Alboran et de Tell de l'Eurasie. Leur interprétation était que la déformation relative à la compression Nubie-Eurasie n'était complètement dissipée que dans la partie eurasiennne. Il est certes vrai qu'outre l'énergie intégrée dans la formation des chaînes de montagnes, une bonne partie des contraintes de compression Nubie-Eurasie accumulées dans les chaînes des montagnes

Chapitre 5. Dynamique de la plaque Afrique : Origine supposées des forces motrices et contraintes tectoniques

eurasienne est certainement libérée à travers les séismes dans cette région. Tandis que le mouvement NW-SE du *bloc Sahara occidental* par les vitesses prédites et mesurées par rapport à la Nubie fixe indiquerait que les contraintes qui auraient dues être accumulées sur les chaînes nubiennes sont en partie dissipées dans ce mouvement de rebond du *bloc Sahara Occidental*. Ces observations suggèrent que toute déformation liée à un possible subduction le long de ce segment de la frontière Nubie-Eurasie a cessé ou n'a jamais existé depuis le début de la collision Afrique-Eurasie au Santonien tardif (84 Ma ; Olivet et al., 1984 ; Guiraud et Bosworth 1997).

De ce qui précède, je peux déduire qu'à l'ouest de la méditerranée la collision Nubie-Eurasie induit un gradient des contraintes tectoniques à champ lointain et des pressions qui entraînent le *bloc Sahara Occidental* dans un mouvement orienté NW-SE par rapport au repère Nubien.

5.3.2.2 Bloc Sahara oriental (BSOr)

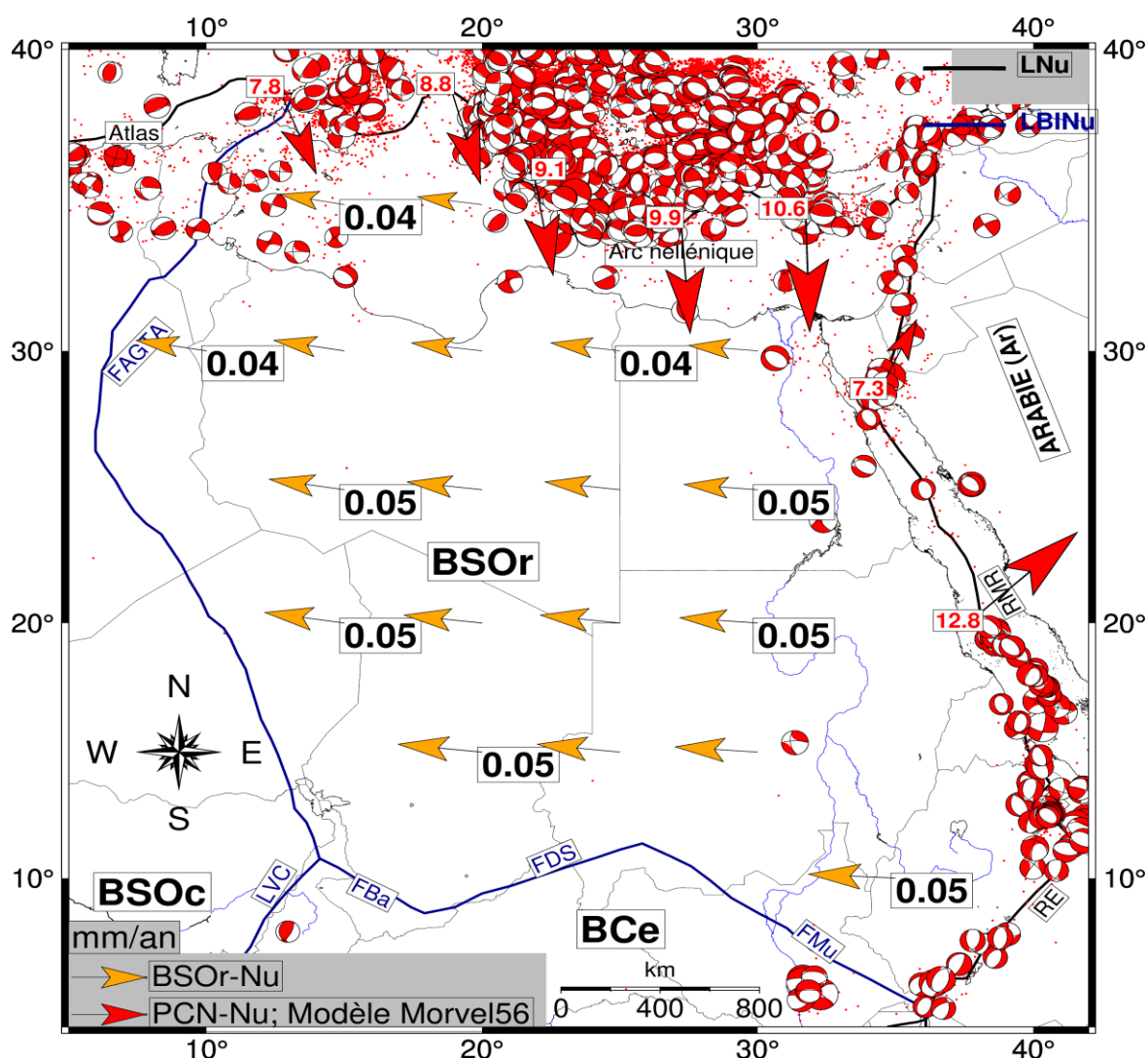


Figure 5. 12 - Vitesses prédites par le pôle de rotation BSOc-NUBIE. Les mécanismes focaux sont tirés du catalogue CMT Harvard dernière consultation 30/07/2020.

Chapitre 5. Dynamique de la plaque Afrique : Origine supposées des forces motrices et contraintes tectoniques

La figure 5.12 montre que les vitesses prédites par le pôle de rotation BSO_r-NUBIE sont très faibles (~ 0.05 mm/an) et indiquent que le mouvement global de ce bloc est orienté presque E-W perpendiculairement à l'axe presque N-S du rift de la mer rouge qui forme la limite orientale de ce bloc. En outre, le long de cette limite des plaques entre Sahara oriental et Eurasie formée par la région de *Détroit de Sicile, Plateau Pélagien Tuniso-Libye, Arc Hellénique et Chypre*, les conditions cinématiques aux limites données par le pôle de rotation Eurasie-Nubie indiquent que le taux de convergence augmente d'avantage sur le segment oriental de cette limite d'ouest (de 8 mm/an) vers l'est (10 mm/an à l'est) comparativement au segment occidental couvert par une zone de collision (de 4 mm/an à l'ouest à 8 mm/an à l'est de ce segment, Figure 5.11). La figure 1.1 montre que ce segment oriental de la limite Nubie-Eurasie est couvert par une zone de subduction. En effet, outre le détroit de Sicile aiséismique, la Sicile et le sud de mer Tyrrhénienne sont caractérisées par une sismicité superficielle peu profonde, tandis qu'à l'est des îles Éoliennes centrales (correspondant à peu près à l'alignement Salina-Lipari-Vulcano) suivant l'arc Hellénique, Chypre jusqu'au point triple Anatolie-Arabie-Nubie, la sismicité peu profonde devient presque absente et des tremblements de terre profonds sont présents le long d'un plan de Benioff étroit et approximativement continu, orienté au nord-ouest, cela peut être suivi sur environ 600 km (Figure 5.11 ; Wortel & Spakman 2000; Piromallo & Morelli 2003; Chiarabba et al. 2005).

Les très faibles vitesses prédites par le pôle BSO_r-NUBIE (~ 0.05 mm/an) orienté presque E-W (Figure 5.12) montrent que le mouvement global du *bloc Sahara oriental* est quasi-identique à celui de l'ensemble des blocs de la Nubie contrôlé en prédominance par des forces de traction par des dalles descendantes de la subduction hellénique. Ce résultat montre également que la plaque descendante ne rencontre pas une résistance significative en plongeant dans la mésosphère, où la résistance visqueuse peut être beaucoup plus élevée que dans l'asthénosphère ni au point d'interaction des deux plaques, où leur mouvement relatif est combattu par une force de frottement (Forsyth et Uyedat 1975). Toutefois, bien que faibles, l'orientation presque E-W de ces vitesses prédites par le pôle BSO_r-NUBIE me permet de déduire que dans un repère Nubien, les vitesses GNSS permettent de quantifier la prédominance des forces de poussée de la dorsale de la mer rouge dans le mouvement global de ce bloc. Par conséquent, le mouvement du *bloc Sahara Oriental* est fortement contrôlé par les contraintes tectoniques à champ lointain et des pressions extensives induites par l'ouverture de la mer rouge. Mais, l'insuffisance actuelle de couverture du Meta-craton Sahara Oriental des sites GNSS au centre-ouest de ce bloc (Figure 2.3) augmente des incertitudes sur ces résultats.

Le gradient du mouvement entre le *bloc Sahara Oriental* et le *bloc Sahara Occidental* est accommodé par le segment quasi orientée N-S de la ligne de déformation continue caractérisée par les systèmes des failles panafricaines ouest africaines (Ténééré, Amguid-Gassi-Touil-Algérie, Figure 1.1 et 1.32).

5.3.2.3 Bloc Central (BCe)

Sur le *bloc Central*, les vecteurs vitesses prédites par le pôle de rotation BCE-NUBIE sont orientées E-W avec des amplitudes variant entre ~ 0.22 mm/an au sud-ouest (proche du DMA) et ~ 0.25 mm/an au nord-est du *bloc Central*. Par rapport au repère Nubien, les vitesses GNSS permettent de quantifier les forces de poussée liée à l'ouverture du rift est africain.

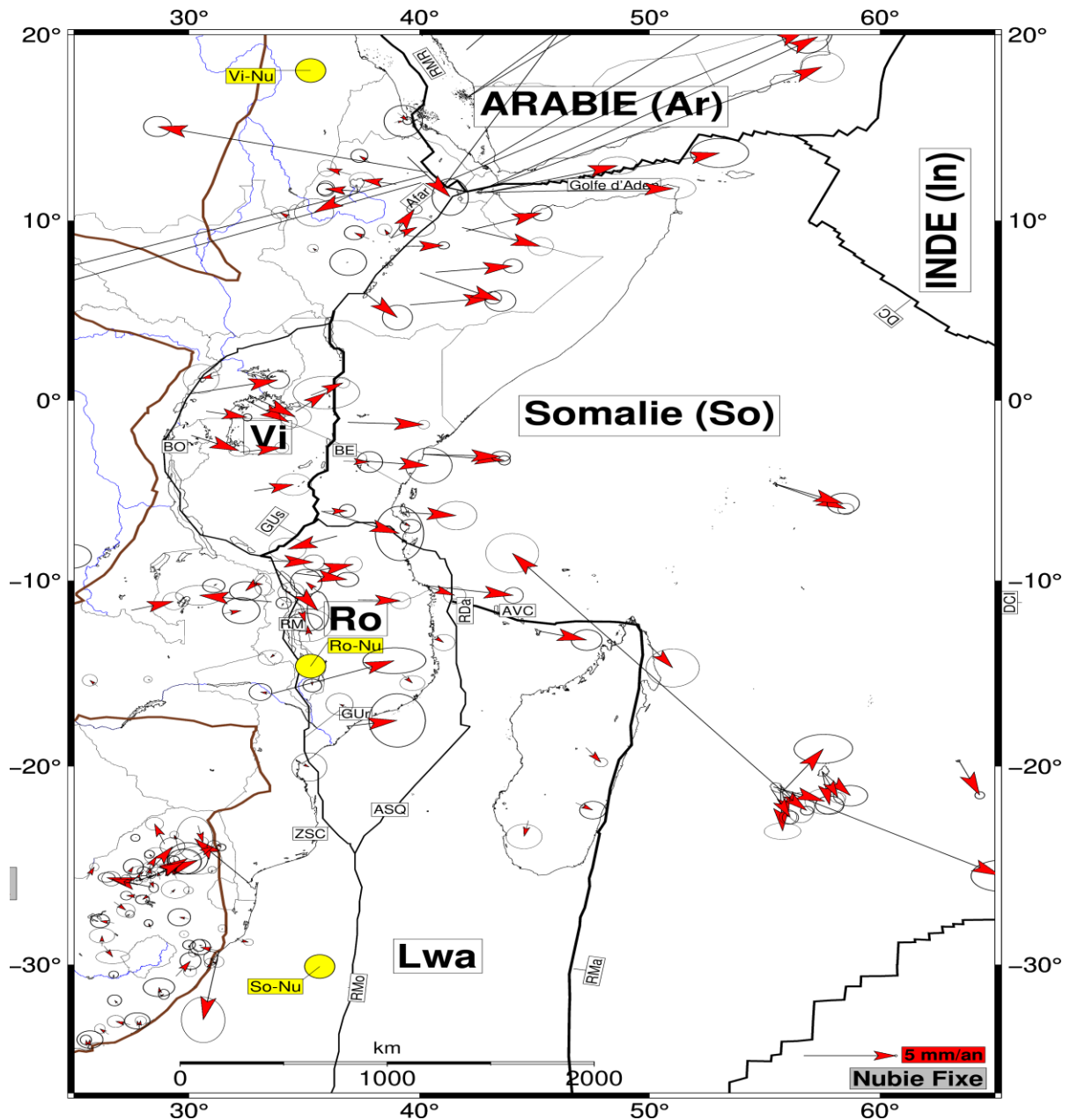


Figure 5. 14 A - Vitesses résiduelles horizontales en Afrique de l'Est (Rift Est Africain) par rapport au repère Nubie fixe. Les limites des plaques et microplaques suivant la figure 1.1.

En outre, sur certains sites autour des régions volcaniques d'Afar, on observe des vitesses anormales, quasi-invariantes en direction et en amplitude par rapport aux différents repères africains fixes (Nubie, Somalie, Rovuma, Victoria, Figures 2.14, 2.16, 2.18 et 2.20). L'orientation divergente E-W de ces vitesses en fonction de l'emplacement des sites par rapport au cratère du volcan, les sites en positions opposées par rapport au cratère ayant des orientations de vitesse opposées sur l'axe quasiment E-W attestent d'avantage la mise en place de ces contraintes extensives provoquée par l'ascension du panache mantellique avec intrusion magmatique. En définitive, à la limite est du bloc Central, les conditions aux limites

cinématiques données par son pôle de rotation Somalie-Nubie ont indiqué un mouvement d'extension à un taux de ~5.7 mm/an aux environs du lac Turkana qui décroît progressivement vers le sud jusqu'à un taux ~4 mm/an aux environs au croisement du fossé Lwanga avec la

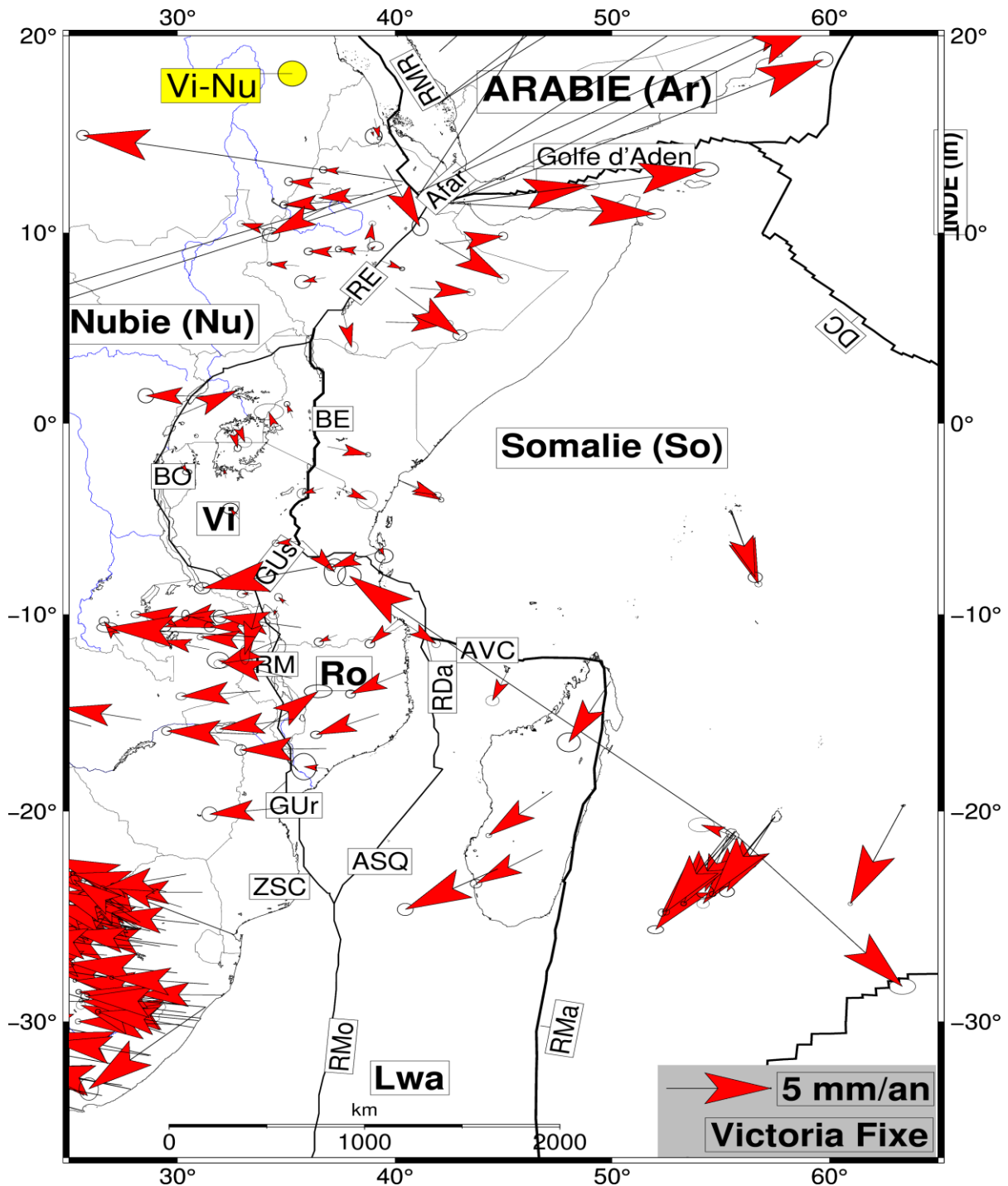


Figure 5.14.B - Vitesses résiduelles horizontales en Afrique de l'Est (Rift Est Africain) par rapport au repère Victoria fixe. Les limites des plaques et microplaques suivant la figure 1.1.

branche ouest du REA (Figure 3.2).

5.3.2.4 Bloc Austral (BAu)

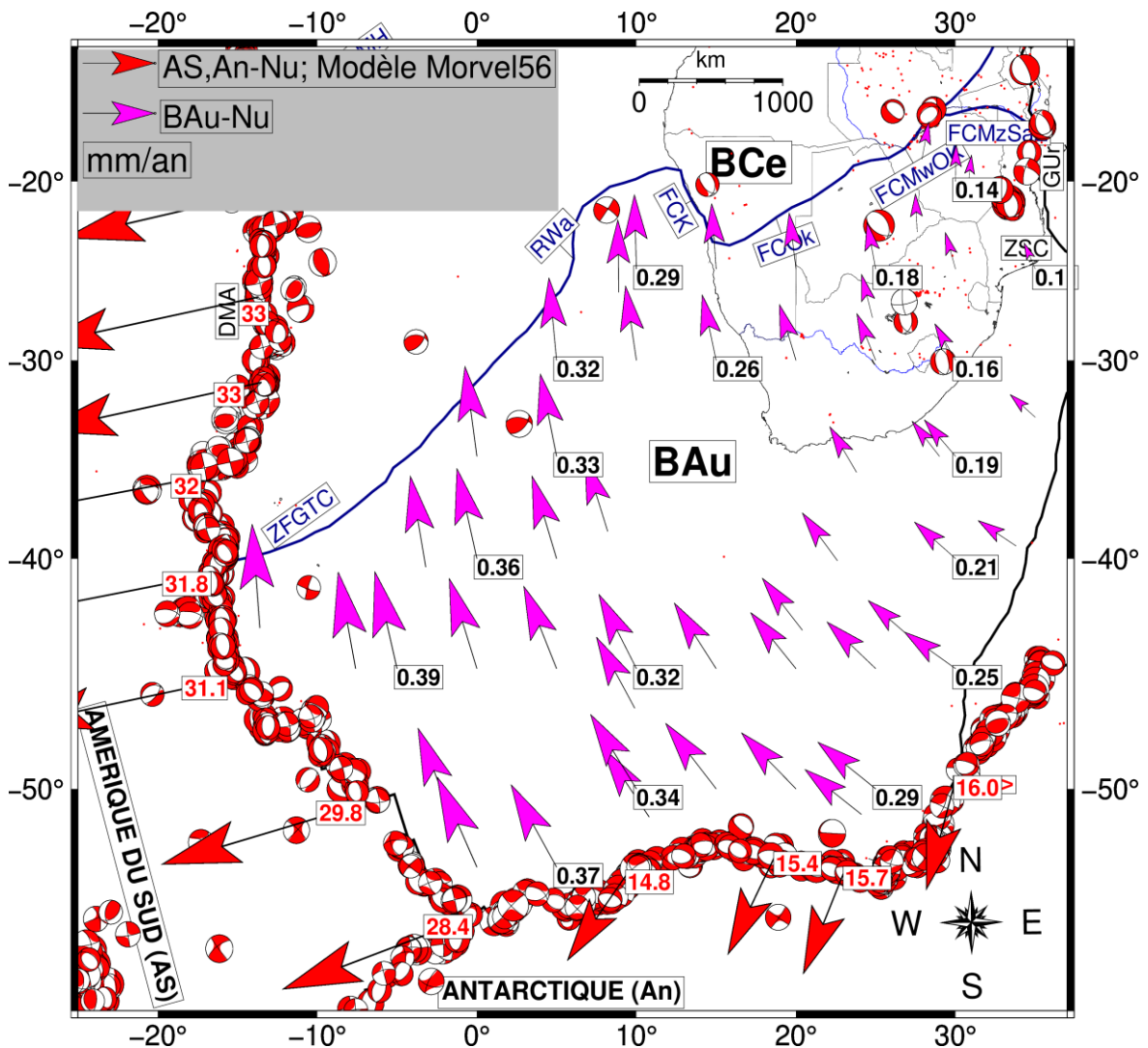


Figure 5. 15 - Vitesses prédites par le pôle de rotation BCe-NUBIE. Les mécanismes focaux sont tirés du catalogue CMT Harvard dernier consultation 30/07/2019.

Sur le bloc Austral, les vecteurs vitesses prédites par le pôle de rotation BAu-NUBIE sont des tangentes aux lignes de courants décrivant un mouvement horaire. Les amplitudes des vitesses suivant les lignes de courant varient de 0,12 mm/an au nord-est (proche du REA) et de 0,41 mm/an à au nord-ouest (proche du DMA) de ce bloc tectonique. La rotation horaire du bloc Austral par rapport au repère Nubien (Figures 3.16, 5.1 et 5.15) peut être interprétée comme dû aux poussées d'arrête au sud-ouest le long d'un segment de la dorsale médio-atlantique partant de la Zone de fracture Gough à la jonction triple Bouvet et au sud de la dorsale sud-ouest indien partant de cette jonction triple à la zone de fracture Andrey Bain (Forsyth & Uyedat 1975). On peut aussi penser à l'apport du flux de manteau ascendant sous ce bloc, plus intense près de la limite noyau-manteau qui constitue un moteur important pour les plaques tectoniques dans la région (Lithgow-Bertelloni et Silver 1998). Cette dernière hypothèse, soutenue par la prédominance des vitesses verticales positives en Afrique du sud et

le long du rift est africain (Figure 3.18 ; Saria et al.,2013 ; Malservi et al.,2014 et nos observations) reste à travers des études plus régionales.

5.4 Conclusion

Suivant l'échelle du repère, la géodésie permettrait de quantifier diverses forces motrices responsables du mouvement d'un bloc ou d'un ensemble des blocs délimités par une surface donnée. **Dans le repère non rotation globale de la lithosphère (NNR)**, l'orientation SW-NE des vitesses ITRF mesurées en Afrique indique que la traction par la fosse des Mariannes (océan pacifique) serait la force motrice prédominante. **Dans les repères non-globaux** : (1) **Repère Eurasien**, le mouvement de rotation antihoraire décrites par les vitesses résiduelles mesurées et prédites quasiment orienté S-N sur la Nubie indiqueraient la prédominance des forces de traction par des plaques descendantes de la subduction hellénique dans le mouvement global de l'ensemble des blocs tectoniques formant la plaque Nubie ; (2) **Par rapport au repère Nubien**, (a) l'orientation NW-SE des vitesses sur BSOc permet déduire qu'à l'ouest de la méditerranée la collision Nubie-Eurasie induit un gradient des contraintes tectoniques à champ lointain et des pressions qui entraînent le BSOc dans un mouvement orienté NW-SE. (b) l'orientation SE-NW des vitesses sur BSOc est lié à la poussée du rift de la mer rouge qui forme la limite orientale de ce bloc. Les vitesses prédites très faibles (~ 0.05 mm/an) montrent que le mouvement global du BSOc est quasi-identique à celui de l'ensemble des blocs de la Nubie contrôlé en prédominance par des forces de traction par des plaques descendantes de la subduction hellénique. (c) L'orientation E-W vecteurs vitesses prédites (entre ~ 0.23 mm/an) sur le BCe indique ces vitesses résulteraient du gradient des contraintes tectonique à champ lointain et des pressions induites par l'ascension du panache mantélique avec intrusion magmatique le long du REA qui provoque le mouvement. (d) Sur le BAu, l'orientation quasiment S-N des vecteurs vitesses prédites tangentes aux lignes de courants décrivant un mouvement horaire des amplitudes qui varient de 0.12 mm/an au nord-est (proche du REA) et de 0.41 mm/an à au nord-ouest (proche du DMA) peut être interprétée comme dû aux poussées d'arrêt au sud-ouest le long d'un segment de la dorsale médio-atlantique partant de la Zone de fracture Gough à la jonction triple Bouvet et au sud de la dorsale sud-ouest indien partant de cette jonction triple à la zone de fracture Andrey Bain (Forsyth & Uyedat 1975). La connaissance des orientations prédominantes de mouvement de chacun des blocs nubiens semble être une donnée majeure dans l'examen de la déformation intracratonique. L'orientation de vitesse divergente sur un site pourrait servir d'indicateur de la déformation intracratonique dans la région où il est situé.

Conclusion générale et perspectives

Les travaux présentés dans ce manuscrit ont pour objectif la détermination d'un champ de vitesse GNSS actuel de l'Afrique afin de caractériser sa cinématique, ses déformations actives et sa dynamique (origine supposée des forces motrices qui maintiendraient le mouvement des blocs).

Ayant d'ores et déjà tiré un certain nombre de conclusions précises au terme de chacun des chapitres du manuscrit, nous souhaitons ici fournir une revue synthétique des principaux résultats de nos analyses.

Le premier chapitre de ce document a mis en évidence la complexité de la déformation intraplaque sur la plaque Nubie en Afrique. Il a surtout montré que les cratons africains ont été séparés (paléocontinents) durant la formation de Rodina, juxtaposés pendant la Pangée, fusionnée pendant le Gondwana. Ces cratons sont reliés par des zones des sutures (ceintures orogéniques néo-protérozoïques) dont les structures ont expérimenté plusieurs changements des régimes de déformation depuis le début de la dislocation de Gondwana (section 1.2). Ces ceintures orogéniques sont rhéologiquement et thermiquement affaiblies (Section 1.3, Figures 1.22 et 1.23). Etant donné la faible amplitude des déformations recherchées en Afrique, pour améliorer la connaissance de la cinématique de cette région ouest de l'Afrique (plaque Nubie) et ses frontières avec les plaques Somalie et Eurasie, un effort méthodologique a été entrepris suivant deux axes.

Le premier axe, réalisé au chapitre II, a consisté à la détermination d'un champ de vitesse géodésique GNSS sur l'ensemble de l'Afrique par la comparaison de deux solutions (positions/vitesses) GNSS. Une solution (positions/vitesses) réalisée à partir des données issues des fichiers rinex journaliers de station africaines GNSS ouvertes est comparée avec celles issues des séries temporelles de position de la solution automatique calculée au Laboratoire géodésique de Nevada (<http://geodesy.unr.edu>). La solution calculée dans ce travail dispose d'environ 150 sites permanents et 4 sites temporaires. Parmi eux, 45 sites IGS bien distribuées sur le continent africain (Figure 2.1 ; <http://www.igs.org/network>). La Solution Nevada dispose par contre des 210 sites permanents qui possèdent toutes des séries temporelles de longueur suffisante (>2,5 ans) pour obtenir une détermination de la vitesse horizontale au niveau de 1 mm/an. Dans certains continents, la géodésie permet à ces jours la détermination d'un champ de vitesse dense (maille de l'ordre de 50-100 km) et précis au niveau du millimètre par an. L'automatisation des traitements et analyses des données se fait déjà et facilite l'acquisition rapide des solutions position/vitesse. Le retraitement des données et la comparaison avec des solutions automatiques contribueront toujours à la formation et à garantir la vérification des solutions fournies par des traitements automatiques avant leur interprétation à des buts géodynamiques. Aussi, elle permet d'avoir des solutions régionales plus complètes qui intègrent des stations non disponibles dans les solutions automatiques et cohérentes avec celles-ci. La méthode utilisée pour obtenir les deux champs de vitesse Africain est le PPP (Section 2.2.2). Par son amélioration due essentiellement à l'augmentation progressive des sites IGS sur l'Afrique fournissant les produits des corrections (Section 2.2.1), le PPP permet d'obtenir des séries temporelles journalières des positions des stations avec des erreurs réalistes sur les mesures. L'analyse automatique des séries temporelles grâce à l'estimateur Différence interannuelle médiane ajustée pour l'asymétrie (Midas : Median

Interannual Difference Adjusted for Skewness, Blewitt et al., 2016) insensible à la saisonnalité, aux points aberrants, à l'hétéroscédasticité et aux événements non modélisés permet d'estimer les vitesses avec des incertitudes réalistes ($<0.5\text{mm/an}$ pour des sites de plus de 2.5 ans de mesures ; Figure 2.7 ; Section 2.3). La méthode de moindres carrés couplée avec celle de Newton-Raphson utilisée pour la détermination de pôle d'Euler dans ce travail permet de minimiser les incertitudes respectives sur les coordonnées et les vitesses angulaires des divers blocs africains par rapport à l'ITRF de l'ordre de 10^{-5}mm/an (Section 2.4.1.2). Par conséquent, l'estimation des mouvements relatifs de l'ordre de 2mm/an entre blocs nubiens pourraient être tectoniquement significatifs. La détermination des pôles des rotations par rapport à l'ITRF2008 pour les différentes plaques (Nubie et Somalie) et microplaques africaines (Rovuma, Victoria) donnent des valeurs similaires pour les deux solutions compatibles avec celles trouvées par les auteurs antérieurs (Tableau 2.4). L'inversion des vitesses par rapport aux différentes plaques et microplaques fixes donne des vitesses résiduelles par rapport à chacune d'elles (de l'ordre de $<1\text{mm/an}$) avec des écarts quadratiques moyens très cohérents entre les deux solutions (Section 2.4.2.2). Pour ces deux solutions, les mouvements par rapport au repère nubien présentent des amplitudes relativement larges le long des chaînes atlasiques (3 à 5 mm/an) et des Rifts Est Africains (1 à 6 mm/an). À l'ouest de la branche ouest du Rift Est Africain, les mouvements présentent des amplitudes très faibles, généralement inférieures à 1 mm/an (Figure 2.14). Ces mouvements semblaient être à la limite de la résolution actuelle de la géodésie. Par exemple, la solution Nevada dispose des vitesses par rapport au repère nubien inférieures à 1 mm/an sur 140 sites (dont $<0.5\text{mm/an}$ sur 85) localisés sur la plaque Nubie (Annexe C). Ainsi, pour des raisons d'homogénéité et de complétude, la solution position/vitesse calculée au Laboratoire géodésique de Nevada peut être utilisée pour tester rigoureusement l'existence de déformation à l'intérieur de l'Afrique à la limite de la précision des données géodésiques.

Le second axe méthodologique (chapitre III) a consisté à l'analyse rigoureuse d'un champ de vitesse géodésique pour tenter d'extraire le maximum d'information en vue de l'interprétation géodynamique (tectonique des plaques). La première étape de cet axe méthodologique a utilisé une approche statistique pour analyser les résidus lors de l'estimation d'un pôle d'Euler (Section 3.2). Cette méthode montre que les tests statistiques (essentiellement le test F-ratio) appliqués aux inversions des mouvements relatifs des différentes plaques par rapport à l'ITRF pour tester les modèles cinématiques de l'Afrique (Stein and Gordon, 1984 ; Gordon et al., 1987) confirment l'existence de deux plaques majeures Nubie et Somalie et des microplaques Lwandle, Rovuma et Victoria à un intervalle de confiance de 99% comme l'avait déjà prédit les auteurs antérieurs (Section 3.3.1 ; Tableau 3.1). En outre, ces tests statistiques subdivisent la plaque Nubie en 4 blocs séparés par les lignes de déformation définies dans les figures 1.1, 1.27 et 1.32 à un intervalle de confiance de 99% (Tableaux 3.3, 3.6, 3.8, 3.9, 3.11).

La deuxième étape consiste à l'examen des orientations des directions des vitesses résiduelles mesurées et prédites par rapport au repère nubien. On observe un mouvement orienté NW-SE pour le BSOc, SE-NW pour le BSOe, E-W pour le BCe et SW-NE pour le BAu (Figures 3.4 et 3.16). Les mouvements relatifs entre ces différents blocs dont les vitesses sont déduites des pôles d'Euler déterminés par une inversion du champ de vitesse géodésique pour chaque bloc tectonique sont cohérents avec les orientations des vitesses moyennes sur chaque bloc (Figure 3.17). On peut dès lors considérer la Nubie subdivisée en 4 blocs. Il y a-t-il des corrélations

avec les observations sismo-tectoniques et ce modèle à 4 blocs tectoniques subdivisant la plaque Nubie ? Quelles sont les origines des forces motrices responsables des mouvements globaux de ces blocs ? Je tente de répondre à ces deux questions respectivement dans les deux derniers chapitres suivants.

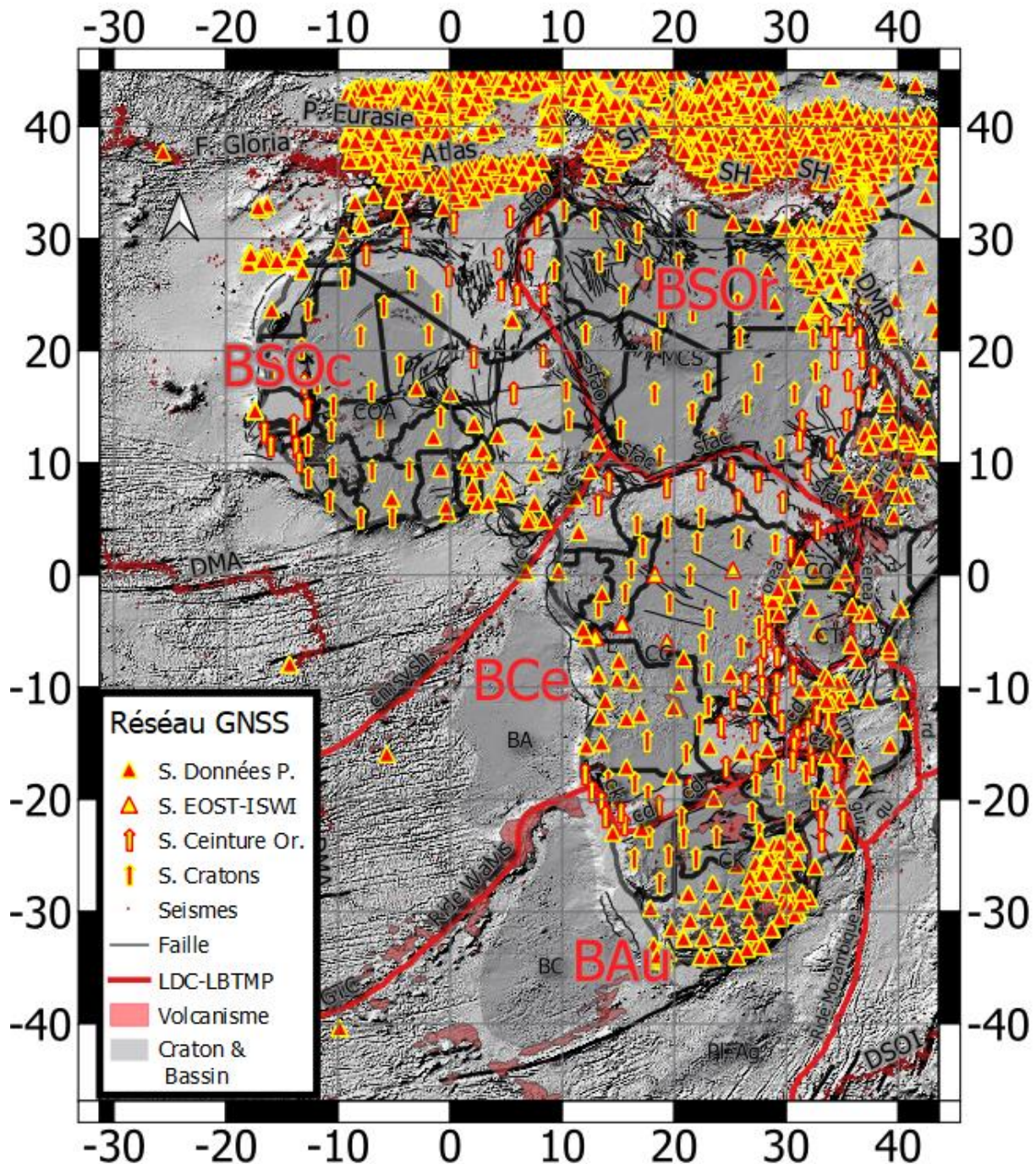


Figure 6. 1- Réseau GNSS de l'Afrique idéal pour mieux contraindre la cinématique des blocs tectoniques de la Nubie et la déformation intra-craton.

Premièrement (chapitre IV), l'examen des caractéristiques de la déformation active des régions du continent africain considérées comme « stables » remet en cause cette stabilité. Les résultats géodésiques décrit ci-dessus (voire chapitre III de ce manuscrit) indiquent divers régimes le long des différents segments des lignes de déformation continue qui sont plus ou moins cohérent avec des données sismotectoniques disponibles (voire chapitre IV). En termes

des cohérences avérées entre les données géodésiques et sismotectoniques sur certains segments des lignes de déformations continues, on observe le régime (Section 4.3) :

- compressif le long de la ligne volcanique du Cameroun (BSOc-BCe), de la zone de cisaillement Okahandja et de la Ride Walvis (BAu-BCe) ;
- extensif le long des failles Bangor et de Muglad (BSOr-BCe), du segment Okavango-Kariba-Lwanga de la zone de cisaillement de Mwembeshi(BAu-BCe).
- décrochant le long des failles Doseo/Salamat (BSOr-BCe) ;

Par contre quelques incertitudes sont observées le long :

- de la limite BSOr-BSOc où la faille Ténéré, décrite comme une faille extensive et Amguid-Gassi-Taouil-Algérie, décrite comme une faille décrochante au crétacé (Section 1.2.3.8 ; Figure 1.19). Malheureusement, les données disponibles dans la carte tectonique de l'Afrique ne caractérisent pas ces failles et les séismes des magnitudes élevées sont rares pour calculer les mécanismes au foyer de la région (Figures 1.26, 1.27 et 4.2A). Ainsi, seule une densification des sites de mesure géodésique GNSS telle que proposée à la figure 6.1 peut permettre d'infirmer ou de confirmer le régime décrochant avec une composante compressive prédit dans cette région par les données géodésiques actuelles.
- du segment des failles et zones de cisaillement de la ceinture Kaoko (BAu-BCe), la contradiction est flagrante entre le régime compressif prédit par les données géodésiques actuelles et le seul mécanisme au foyer de la région. Aussi, les études récentes ont montré que les failles compressives durant la fusion de Gondwana ont été réactivées en failles extensives depuis le début de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Encore une fois, la densification des sites de mesure géodésique GNSS que je propose à la figure 6.1 pourrait permettre de mieux définir la limite des blocs et de caractériser la déformation dans cette région.

Pourquoi alors ces lignes de déformation continuent qui serpentent la plaque Nubie accommoderaient l'indépendance cinématique de ces blocs tectoniques ? Will et al., [2017] ont montré que l'ouverture du Gondwana du crétacé s'est produit autour des zones d'arrière arc rhéologiquement et thermiquement affaiblies. Il me paraît judicieux que le gradient de déformation provoquée par diverses contraintes tectoniques à champ lointain et à pression ne pût être accommodé que les longs de ces ceintures panafricaines néo-protérozoïques qui séparent les cratons archéens [Begg et al.,2009]. En effet, les contraintes tectoniques à champ lointain induit par la mise en place des contraintes extensives le long du rift est africain et celui résultants des contraintes compressives induit pas la collision Nubie-Eurasie au nord contribuent à la réactivation préférentiellement de ses anciennes failles que la création des nouvelles qui auraient demandés plus d'énergie.

En Afrique, l'orientation et l'amplitudes des vitesses mesurées et prédites par rapport aux différents repères (Section 2.4.2.1.3) permet de postuler l'origine des forces motrices de mouvement de plaque et de confirmer la transmission des contraintes tectonique dans la lithosphère. Par exemple, par rapport au repère non rotation global de la lithosphère, les vitesses ITRF en Afrique résulteraient des forces de l'attraction de la plaque descendante par la fosse des Mariannes du Pacifique (Section 5.2). Par rapport au repère eurasien, le mouvement de la Nubie résulterait des forces de l'attraction de la plaque descendante par la subduction Hellénique de la méditerranée (Section 5.3.1). Par rapport au repère nubien, les mouvements de 4 blocs tectoniques de la Nubie résulteraient des forces motrices induites par :

- la remontée mantellique le long de Rift Est Africain pour le BCe ;

- la collision Nubie-Eurasie pour le BSOc ;
- de l'ouverture du Rift de la mer Rouge pour le BSOOr ;
- les poussées d'arrêt au sud-ouest le long d'un segment de la dorsale médio-atlantique partant de la Zone de fracture Gough à la jonction triple Bouvet et au sud de la dorsale sud-ouest indien partant de cette jonction triple à la zone de fracture Andrey Bain.

Toutefois, une large couverture géodésique des cratons Congo, Afrique de l'ouest et du Metacraton Sahara oriental et de la partie nord du craton Kalahari comme proposé à la figure 6.1 peut permettre de mieux contraindre la transmission des contraintes tectoniques sur la surface de chacun de ces cratons afin de mieux contraindre la déformation intracratonique (ou intra-blocs) comme l'indique certains mécanismes au foyers observés à l'intérieur du craton Congo, Kalahari et du Metacraton Sahara (Figure 1.27).

La cinématique actuelle de l'Afrique n'exclue pas l'hypothèse d'une éventuelle séparation des Cratons comme cela avait déjà été pendant le Rodina. Que se passerait-il si l'amincissement de la lithosphère lié à l'ouverture de la faille de Muglad et de l'axe Okavango-Kariba-Lwanga respectivement localisés au nord-est et au sud-est du craton Congo atteignait un niveau qui faciliterait la remonter mantellique à la surface ? Le volcanisme actif ainsi engendrer provoquerait certainement l'accélération de l'éloignement du craton Congo. Avons-nous toutes les connaissances pour prédire l'instant d'occurrence d'un tel évènement et l'évolution de la plaque Afrique après ? Il me semble que ce questionnement plaide pour l'installation des instruments des mesures instantanées des mouvements des cratons dès maintenant.

Cette étude remet sur la table des discussions la question de l'ordre de grandeur des déformations géodésiquement mesurables aux frontières des blocs caractérisés par des failles parfois faiblement actives ou asismique. Elle montre que certains séismes dits « intraplaque » se localiseraient aux frontières des blocs tectoniques indépendants. Ainsi, ces séismes résulteraient probablement des cycles sismiques susceptibles d'être quantifié géodésiquement. Comme déjà dit plus haut, une densification du réseau GNSS en Afrique s'avère ainsi nécessaire.

En outre, cette densification du réseau GNSS contribuera notamment à l'amélioration du repère de référence géodésique africain (AFREF : *African Geodetic Reference Frame*), à l'amélioration des géoïdes régionaux et autres mesures de nivellement indispensables pour des travaux de construction des infrastructures, aux suivies de l'évolution du climat (troposphère) et à la météologie spatiale (ionosphère).

Références

- Al-Hajri, Y., N. White, and S. Fishwick (2009). Scales of transient convective support beneath Africa, *Geology*, 37(10), 883–886.
- Alisic, L., Gurnis, M., Stadler, G., Burstedde, C. & Ghattas, O., 2012. Multiscale dynamics and rheology of mantle flow with plates, *J. geophys. Res.*, 117, doi:10.1029/2012JB009234.
- Altamimi Z., X. Collilieux (2009). IGS contribution to ITRF, *Journal of Geodesy*, vol. 83, number 3-4, page 375--383, doi:10.1007/s00190-008-0294-x.
- Altamimi, Z., L. Métivier, and X. Collilieux (2012). ITRF2008 plate motion model, *J. Geophys. Res.*, 117, B07402, doi:10.1029/2011JB008930.
- Altamimi, Z., L. Métivier, P. Rebischung, H. Rouby and X. Collilieux (2017). ITRF2014 plate motion model. *Geophys. J. Int.* (2017) 209, 1906–1912, doi: 10.1093/gji/ggx136.
- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher, ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561, 2002.
- Altamimi, Z., Sillard, P. & Boucher, C., 2002. ITRF2000: a new release of the international terrestrial reference frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher (2007). ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame Based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.*, 112, B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
- Andreoli, M., Doucoure, M., Van Bever Donker, J., Brandt, D. & Andersen, N., (1996). Neotectonics of Southern Africa: a review, *Afr. Geosci. Rev.*, 3, 1–16.
- Argus DF, Heflin MB (1995). Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System. *Geophys Res Lett* 22(15):1973–1976. DOI 10.1029/95GL02006
- Argus, D. F., R. G. Gordon, and C. DeMets (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q11001, doi:10.1029/2011GC003751.
- Argus, D. F., R. G. Gordon, M. B. Heflin, C. Ma, R. Eanes, P. Willis, W. R. Peltier, and S. Owen (2010). The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's center from space geodesy, *Geophys. J. Int.*, 180(3), 916–960, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x.
- Artemieva Irina M. (2006). Global 1°—1°X thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution, *Tectonophysics* 416 (2006) 245–277, doi:10.1016/j.tecto.2005.11.022.
- Artemieva Irina M. and Mooney Walter D. (2001). Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study, u.s. Geological Survey, Menlo Park, California, 2000JB90043.
- Asobo N.E. Asaah, Tetsuya Yokoyama, Festus T. Aka, Tomohiro Usui, Mengnjo J. Wirmvem, Boris Chako Tchamabe, Takeshi Ohba, Gregory Tanyileke, J.V. Hell (2014). A comparative review of petrogenetic processes beneath the Cameroon Volcanic Line: Geochemical constraints. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.04.012>.
- Bailey D., K. A. Whaler, T. Zengeni, P. C. Jones, and O. Gwavana (2000). A magnetotelluric model of the Mana Pools Basin, northern Zimbabwe. *Journal of Geophysical research*, Vol. 105, NO. B5, PAGES 11,185-11, 202, MAY 10, 2000.
- Baker, P.E., Gass, I.G., Harris, P.G., Le Maitre, R.W., (1962). The volcanological report of the Royal Society expedition to Tristan da Cunha, 1962. *Philos. Trans. A* 256, 439–575.
- Baksi, A.K., (2017). Paraná flood Basalt volcanism primarily limited to ~1 Myr beginning at 135 Ma: new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for rocks from Rio Grande do Sul, and critical evaluation of published radiometric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.016>.
- Bar-Sever YE, Kroger PM, Borjesson JA (1998). Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver. *J Geophys Res* 103(B3):5019–5035
- Basili R., Kastelic V., Demircioglu M. B., Garcia Moreno D., Nemser E. S., Petricca P., Sboras S. P., Besana-Ostman G. M., Cabral J., Camelbeek T., Caputo R., Danciu L., Domac H., Fonseca J., García-

- Mayordomo J., Giardini D., Glavatovic B., Gulen L., Ince Y., Pavlides S., Sesetyan K., Tarabusi G., Tiberti M. M., Utkucu M., Valensise G., Vanneste K., Vilanova S., Wössner J. (2013). The European DataBase of Seismogenic Faults (EDSF) compiled in the framework of the Project SHARE. <http://diss.rm.ingv.it/share-edsf/>, doi: 10.6092/INGV.IT-SHARE-EDSF.
- Becker, J. J., D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S-H. Kim, R. Ladner, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, R. Trimmer, J. Von Rosenberg, G. Wallace, P. Weatherall., *Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS*, *Marine Geodesy*, 32:4, 355-371, 2009.
- Becker, T.W. & O'Connell, R.J., 2001. Predicting plate velocities with geodynamic models, *Geochem., Geophys., Geosys.*, 2(12), doi:10.1029/2001GC000171.
- Begg G.C., Griffi n W.L., L.M. Natapov, Suzanne Y. O'Reilly, S.P. Grand, C.J. O'Neill, J.M.A. Hronsky, Y. Poudjom Djomani, C.J. Swain, T. Deen, P. Bowden (2009). The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution, *Geosphere*, 5, 23–50, doi:10.1130/GES00179.1.
- Beglinger, S.E., Doust, H., Cloetingh, S., 2012. Relating petroleum system and play development to Basin evolution: Brazilian South Atlantic margin. *Petroleum Geoscience* 18 (3), 315–336.
- Behn, M. A., C. P. Conrad, and P. Silver (2004). Detection of upper mantle flow associated with the African superplume, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 224, 259–274.
- Beniest, A., Koptev, A., Burov, E., (2017). Numerical models for continental break-up: implications for the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 461, 176–189.
- Benkhelil, J. (1989). The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria). *Journal of African Earth Sciences*, 8(2–4), 251–282. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(89\)80028-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(89)80028-4)
- Bertiger, W., S. D. Desai, B. Haines, N. Harvey, A. W. Moore, S. Owen, and J. P. Weiss (2010). Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data, *J. Geod.*, 84, 327–337, doi:10.1007/s00190-010-0371-9.
- Bevis, M., S. Businger, T.A. Herring, C. Rocken, R.A. Anthes, and R.H. Ware (1992). GPS Meteorology: Remote Sensing of the Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 97, 15787-15801.
- Biggs, J., E. Nissen, T. Craig, J. Jackson, and D. P. Robinson (2010). Breaking up the hanging wall of a rift border fault: The 2009 Karonga earthquakes, Malawi, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L11305, doi:10.1029/2010GL043179.
- Biggs, J., F. Amelung, N. Goumelen, T. H. Dixon, and S. W. Kim (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, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04262.x.
- Bird, P., (2003). An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252, 2003. *Geochemistry Geophysics*
- Blewit , (1989). Carrier Phase Ambiguity Resolution for the Global Positioning System Applied to Geodetic Baselines up to 2000 km, *J. Geophys. Res.*, 94(B8), 10,187-10,203, doi :10.1029/JB094iB08p10187.
- Blewitt, G., C. Kreemer, W. C. Hammond, and J. Gazeaux (2016). MIDAS robust trend estimator for accurate GPS station velocities without step detection, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 2054–2068, doi:10.1002/2015JB012552.
- Bock O. Bouin M. N. Doerflinger, P. Collard, F. Masson, R. Meybadier, S. Nahmani, M. Koité, K. Gaptia Lawan Balawan, F. Didé, D. Ouedrago, S. Pokperlaar, J-B. Ngamini, J.P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard, and M. Nuret (2008). West African Monsoon observed with ground-Based GPS receivers during African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2008JD010327
- Bock O., (2012). GNSS : Géodésie, météorologie et climat. These, Université Pierre et Marie Curie.
- Boehm J., Niell A., P. Tregoning, and H. Schuh (2006). Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function Based on numerical weather model data ; *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 33, L07304, doi:10.1029/2005GL025546, 2006
- Bonavia, F.F. and Chorowicz, J., 1992. Northward expulsion of the Pan-African of northeast Africa guided by a reentrant zone of the Tanzania craton. *Geology*, 20:1023-1026.
- Boucher C, Altamimi Z, Duhem L (1992). ITRF 91 and its associated velocity field. IERS Technical Note No. 12, Observatoire de Paris.
- Boudjema, A., (1987). Evolution structurale du Bassin pétrolier «triasique» du Sahara Nord oriental Algérie. Thèse, Univ. Paris Sud, Paris, 290 pp.

Références

- Boyd, F. R., and J. J. Gurney (1986). Diamonds and the African lithosphere, *Science*, 232, 472–477.
- Businger, S., Chiswell, S.R., Bevis, M., Duan, J., Anthes, R.A., Rocken, C., Ware, R.H., Exner, M., VanHove, T., and Solheim, F. (1996). The promise of GPS in atmospheric monitoring, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 5-18, 1996.
- Businger, S., Chiswell, S.R., Bevis, M., Duan, J., Anthes, R.A., Rocken, C., Ware, R.H., Exner, M., VanHove, T., and Solheim, F. (1996). The promise of GPS in atmospheric monitoring, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 5-18, 1996.
- Cadek O and Ricard Y (1992) Toroidal/poloidal energy partitioning and global lithospheric rotation during cenozoic time. *Earth and Planetary Science Letters* 109: 621–632.
- Calais E, DeMets C, Nocquet JM (2003). Evidence for a post-3.16Ma change in Nubia–Eurasia–North America plate motions. *Earth Planet Sci Lett* 216(1–2):81–92. DOI 10.1016/S0012-821X(03)00482-5
- Calais, E. and J. B. Minster (1995). GPS deCETtion of ionospheric CET perturbations following the January 17, 1994, Northridge Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1045-1048.
- Calais, E., C. J. Ebinger, C. Hartnady, and J. M. Nocquet (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*, vol. 259, edited by G. Yirgu, C. J. Ebinger, and P. K. H. Maguire, pp. 9–22, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, U. K.
- Calais, E., DeMets, C. & Nocquet, J. M., 2003. Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions? *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 216, 8–92.
- Calais, E., et al. (2008). Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa, *Nature*, 456(7223), 783–787.
- Calais, E., J. Y. Han, C. DeMets, and J. M. Nocquet (2006). Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 111, B06402, doi:10.1029/2005JB004253. ;
- Carrere L., F. Lyard, M. Cancet, A. Guillot, N. Picot. FES 2014 (2016). a new tidal model - Validation results and perspectives for improvements, presentation to ESA Living Planet Conference, Prague 2016.
- Cazenave, A., Souriau, A. & Dominh, K. (1989). Global coupling of Earth surface topography with hotspots, geoid and mantle heterogeneities. *Nature* 340, 54–57
- CGMW, 2010, Tectonic Map of Africa, CGMW General Assembly / UNESCO, Paris, France.
- Champollion, C., F. Masson, J. Van Baelen, A. Walpersdorf, J. Chery, E. Doerflinger (2004). GPS monitoring of the tropospheric water vapour distribution and variation during the September 9 2002 torrential precipitation episode in the Cevennes (Southern France), *J. Geophys. Res.*, 109, D24102, doi:10.1029/2004JD004897.
- Christensen, U. R. . (1998). Dynamic phase boundary topography by latent heat effects. *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 295–306.
- Christodoulidis DC, Smith DE, Kolenkiewicz R, Klosko SM, Torrence MH, Dunn PJ (1985). Observing tectonic plate motion and deformation from Satellite Laser Ranging. *J Geophys Res* 90(B11):9249–9263
- Chu D, Gordon RG (1999). Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian ridge. *Nature* 398(6722):64–67. DOI 10.1038/18014
- Chu, D., and R. Gordon (1999). Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian Ridge, *Nature*, 398, 64–66.
- Clemson, J., Cartwright, J., Swart, R., 1999. The Namib Rift; a rift system of possible Karoo age, offshore Namibia. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 153, 381–402.
- Collier Jenny S., Carl McDermott, George Warner, Noemi Gyori, Michael Schnabel, Ken McDermott, Brian W.Horn (2017). New constraints on the age and style of continental breakup in the South Atlantic from magnetic anomaly data, *Earth and Planetary Science Letters* 477 (2017) -27-40 <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.08.007>
- Coltice N. & Shephard G. E., 2018. Tectonic predictions with mantle convection models, *Geophys. J. Int.* (2018) 213, 16–29. doi: 10.1093/gji/ggx531.
- Conrad, C.P. & Lithgow-Bertelloni, C., 2002. How mantle slabs drive plate tectonics, *Science*, 298, 207–209.
- Coward, M.C. and Daly, M.C., 1984. Crustal lineaments and shear zones in Africa: their relationship to plate movements. *Precambrian Res.*, 24: 27-45.

Références

- Craig, T. J., J. A. Jackson, K. Priestly, and D. McKenzie (2011). Earthquake distribution patterns in Africa: Their relationship to variations in lithospheric and geologic structure, and their rheological implications, *Geophys. J. Int.*, 185, 403–434.
- Cucurull, L., B. Navascues, G. Ruffini, P. Elósegui, A. Rius, J. Vilà (2000). The Use of GPS to Validate NWP Systems: The HIRLAM Model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 773-787
- D'Agostino, N. & Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the EurasiaNubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, B11 402, doi:10.1029/2004JB002998.
- Dalziel, I., Mosher, S. & Gahagan, L., (2000). Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia, *J. Geol.*, 108, 499–513.
- Davis, J., T. Herring, I. Shapiro, A. Rogers and G. Elgered (1985). Geodesy by radio-interferometry: effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline lengths, *Radio Sci.* 20, 1593-1607.
- Dawson, J. B. (1992). Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: Contrasts with the Kenya sector, *Tectonophysics*, 204, 81–92.
- de Beer, J. H. 199 The relationship between the deep electrical resistivity structure and tectonic provinces in southern Africa. *Trans. Geol. Soc. S Africa*, 81, 143-154.
- de Haan, S., S. Barlag, H. Klein Baltink, F. Debie, H. van der Marel (2004). Synergetic Use of GPS Water Vapor and Meteosat Images for Synoptic Weather Forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 514-518
- de Haan, Siebren, Iwan Holleman, Albert A. M. Holtslag (2009). Real-Time Water Vapor Maps from a GPS Surface Network: Construction, Validation, and Applications. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 1302-1316
- De Plaen, R., Bastow, I., Chambers, E., Keir, D., Gallacher, R., & Keane, J. (2014). The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from seismicity and seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research*, 119, 4233–4252. <https://doi.org/10.1002/2013JB010583>
- de Swardt, A. M. J., Garrard, P. & Simpson, J. G. 1965 Major zones of transcurrent dislocation and superposition of orogenic belts in part of central Africa. *Bull. geol. Soc. Am.* 76, 89-102.
- Deen, T., Griffin, W.L., Begg, G., O'Reilly, S.Y., and Natapov, L.M., 2006. Thermal and compositional structure of the subcontinental lithospheric mantle: Derivation from shear-wave seismic tomography: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, doi: 10.1029/2005GC001164.
- Delvaux, D., and A. Barth (2009). African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. Implications for rifting dynamics, *Tectonophysics*, 482, 105–128.
- Delvaux, D., F. Kervyn, A. S. Macheyeke, and E. B. Temu (2012). Geodynamic significance of the TRM segment in the East African Rift (W-Tanzania): Active tectonics and paleostress in the Ufipa plateau and Rukwa Basin, *J. Struct. Geol.*, 37, 161–180, doi:10.1016/j.jsg.2012.01.008.
- DeMets C (1995). A reappraisal of sea floor spreading lineations in the Gulf of California: implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific–North America motion. *Geophys Res Lett* 22(24):3545–3548. DOI 10.1029/95GL03323
- DeMets C, Gordon RG, Argus DF, Stein S (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophys Res Lett* 21(20):2191–2194. DOI 10.1029/94GL02118
- DeMets C, Gordon RG, Argus DF, Stein S (1990). Current plate motions. *Geophys J Int* 101(2):425–478
- DeMets C, Gordon R.G, Argus D.F, Stein S. , (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale, *Geophys. Res. Lett.* , 21, 2191–2194.
- DeMets C, Stein S. , (1990). Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics of southwestern Mexico, *J. geophys. Res.* , 95, 21,931–21,948.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus, D.F., (2010). Geologically current plate motions, *Geophysical J. Int.*, 181, 1–80, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- DeMets, C, R. G. Gordon, and D. F. Argus (2010). Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181, 1–80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. & Stein, S., (1990). Current plate motion, *Geophys. J. Int.*, 101, 425–478.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194.
- Deprez, A., (2015). Apport de la géodésie à l'étude de la jonction triple de l'Afar. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg.

- Déprez, A., C. Doubre, F. Masson, and P. Ulrich (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.
- DeWit, M., Stankiewicz, J. & Reeves, C., (2000). Restoring Pan-African-Breasiliano connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption, in *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, Vol. 294, pp. 399–412, eds, Pankhurst, R., Trouw, R., Brito Neves, B. & De Wit, M., Geological Society, London, Special Publications.
- Dixon, T., (1991). An introduction to the global positioning system and some geological applications, *Rev. Geophys.*, 29, 249–276.
- Dixon, T., Mao, A. & Stein, S., (1996). How rigid is the stable interior of the North American plate?, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3035–3038.
- Dixon, T.H., A. Mao, and Stein (1996). How rigid is the stable interior of the North American Plate? *Geophysics. Res. Lett.*, 23, 3035-3038.
- Dlala, M. (1992). Seismotectonics study in northern Tunisia, *Tectonophysics*, 209, 171-174.
- Dobrovine, P. V., Steinberger, B., & Torsvik, T. H. (2012). Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans. *Journal of Geophysical Research*, 117, B09101. <https://doi.org/10.1029/2011JB009072>
- Doucouré, C. M., and M. J. De Wit (2003). Old inherited origin for the present near-bimodal topography of Africa, *J. Afr. Earth Sci.*, 36, 371–388.
- Dow, J., Neilan, R.E., Rizos, C. (2009). The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems, *J. Geod.*, 83(3-4), 191-198.
- Drewes, H., (1982). A geodetic approach for the recovery of global kinematic plate parameters, *Bull. Geod.*, 56, 70–79.
- Duan, J., Bevis, M., Fang, P., Bock, Y., Chiswell, S., Businger, S., Rocken, C., Solheim, F., VanHove, T., Ware, R.H., McClusky, Herring, T.A., King, R.W. (1996). GPS meteorology: direct estimation of the absolute value of precipitable water, *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 35, No. 6, 830–838.
- Ducic, V., J. Artru, and P. Lognonne (2003). Ionospheric remote sensing of the Denali Earthquake Rayleigh surface waves, *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1951, 10.1029/2003GL017812.
- Dziewonski, A. M. (1984). Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.* 89, 5929–5952.
- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, J. Geophys. Res., 86, 2825-2852, 1981. doi:10.1029/JB086iB04p02825*
- Dziewonski, A.M, G. Ekström and N.N Maternovskaya (2000). Centroid–moment tensor solutions for October–December, 1999, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 121 (3-4), 205-221.
- Eagles, G., (2007). New angles on South Atlantic opening, *Geophys. J. Int.*, 168, 353–361.
- Eagles, G., (2007). New angles on South Atlantic opening. *Geophysical Journal International* 168 (1), 353–361.
- Ebinger, C. J., Keir, D., Bastow, I. D., Whaler, K., Hammond, J. O. S., Ayele, A., ... Hautot, S. (2017). Crustal structure of active deformation zones in Africa: Implications for global crustal processes. *Tectonics*, 36. <https://doi.org/10.1002/2017TC004526>
- Ebinger, C., & Sleep, N. (1998). Cenozoic magmatism throughout East Africa resulting from impact of a single plume. *Nature*, 395(6704),788–791. <https://doi.org/10.1038/27417>
- Ebinger, C., (1989). Tectonic development of the western branch of the East African Rift System, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 885–903.
- Eisel, M., Haak, V., Pek, J., Cerv, V., 2001. A magnetotelluric profile across the KTB surrounding: 2D and 3D modelling results. *J. Geophys. Res.* 106 (B8), 16061–16079.
- Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., 200-201, 1-9, 2012. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002*
- Elektb Group, 1997. KTB and the electrical conductivity of the crust. *J. Geophys. Res.* 102 (B8), 18289–18305.
- Elgered, G., J. M. Johansson, B. O. Rönnäng, and J. L. Davis (1997). Measuring regional atmospheric water vapor using the Swedish Permanent GPS Network, *Geophys. Res. Lett.*, 24(21), 2663–2666, doi:10.1029/97GL02798.

Références

- Elósegui, P., J. L. Davis, L. P. Gradinarsky, G. Elgered, J. M. Johansson, D. A. Tahmoush, and A. Rius (1999). Sensing atmospheric structure using small-scale space geodetic networks, *Geophys. Res. Lett.*, 26(16), pp. 2445–2448.
- Erlank, A.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Miller, R.M., Hawkesworth, C.J., Betton, P.J., Rex, D.C., 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. *Spec. Publ. Geol. Soc. South Afr.* 13, pp. 195–245.
- Fadil, A.; Vernant, P.; McClusky, S.; Reilinger, R.; Gomez, F.; Sari, D.; Mourabit, T.; Feigl, K.; Barazangi, M. Fadil, A. et al., (2006). Active tectonics of the western Mediterranean: geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco, *Geology*, 34, 529–532.
- Fairhead J. D. and Wilson M. (2005). Plate tectonic processes in the South Atlantic Ocean: do we need deep mantle plumes? In *Plates, Plumes and Paradigms* (eds. G. R. Foulger, J. H. Natland, D. C. Presnall and D. L. Anderson). Geological Society of America.
- Fairhead J.D. , C.M. Green, S.M. Masterton, R. Guiraud (2013), The role that plate tectonics, inferred stress changes and stratigraphic unconformities have on the evolution of the West and Central African Rift System and the Atlantic continental margins, *Tectonophysics*, 594(2013)118-127,
- Fairhead, J. (1988). Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: The role of the West and Central African rift system. *Tectonophysics*, 155(1–4), 181–191. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90265-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90265-X)
- Fairhead, J., & Binks, R. (1991). Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system. *Tectonophysics*, 187(1–3), 191–203. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90419-S](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90419-S)
- Fairhead, J.D. and Okereke. C.S., (1987). A regional gravity study of the West African Rift System in Nigeria and Cameroon and its tectonic interpretation. *Tectonophysics*. 143: 141-159.
- Fairhead, M.J., and Wilson, M., (2005). Plate tectonic processes in the south Atlantic Ocean: Do we need deep mantle plumes?, in Foulger, G.R., et al., eds., *Plates, plumes, and paradigms*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 388, p. 537–554.
- Fang P., M. Bevis, Y. Bock, S. Gutman, and D. Wolfe (1998). GPS meteorology: Reducing systematic errors in geodetic estimates for zenith delay, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3583-3586.
- Faul, U. H. & Jackson, I. (2005). Seismic signatures of temperature variations in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 119–134.
- Feng Li.(2007). Etude dans l'ionosphère de la densité électronique et de la turbulence électrostatique en fonction de l'activité séismique. *Planétologie et astrophysique de la terre (astro-ph.EP)*). Université d'Orléans, 2007).
- Fenton, C. H., and J. J. Bommer (2006). The Mw7 Machaze, Mozambique, earthquake of 23 February 2006, *Seismol. Res. Lett.*, 77, 426–439.
- Fernandes, R. M. S., Ambrosius, B. A. C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M. J. R., Spakman, W. & Govers, R., 2003. The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 30(16), 1828, doi:10.1029/2003GL017089.
- Fishwick S. and Ian D. Bastow (2011). Geological Society, London, Special Publications 2011; v. 357; p. 343-371, doi: 10.1144/SP357.19.
- Fitton, J., (1984). The Benue Trough and Cameroon line—A migrating rift system in West Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 51(1), 132–138. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90261-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90261-7)
- Forsyth, D.W. & Uyeda, S., 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 43, 163–200.
- Forte A and Peltier W (1987) Plate tectonics and aspherical earth structure: The importance of poloidal–toroidal coupling. *Journal of Geophysical Research* 92: 3645–3679. D Bercovici, Yale University, New Haven, CT, USA PJ Tackley, Institut für Geophysik, ETH Zürich, Switzerland Y Ricard,
- Foster, D.A., Goscombe, B.D., Gray, D.R., (2009). Rapid exhumation of deep crust in an obliquely convergent orogen: the Kaoko Belt of the Damara Orogen. *Tectonics* 28, TC4002.
- Foster, J., M. Bevis, T. Schroeder, M. Merrifield, S. Businger, S. Dorn, S. Marcus, J. Dickey, and Y. Bar-Sever (2000). El Niño, water vapor, and the global positioning system, *Geophys. Res. Lett.*, 27(17), 2697–2700, doi: 10.1029/2000GL011429.
- Foster, J., M. Bevis, Y.-L. Chen, S. Businger, and Y. Zhang (2003). The Ka'ū storm (November 2000): Imaging precipitable water using GPS, *J. Geophys. Res.*, 108, 4585, doi: 10.1029/2003JD003413.

Références

- Fourel, L., Milelli, L., Jaupart, C., & Limare, A. (2013). Generation of continental rifts, Basins, and swells by lithosphere instabilities. *Journal of Geophysical Research*, 118, 3080–3100. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50218>
- Franke, D., (2013). Rifting, lithosphere breakup and volcanism: comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology* 43, 63–87.
- Freeth, S. (1979). Deformation of the African plate as a consequence of membrane stress domains generated by Post-Jurassic Drift. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(1), 93–104. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90111-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90111-0)
- Furman, T., K. Kaleta, J. Bryce, and B. Hanan (2006). Tertiary mafic lavas of Turkana, Kenya: Constraints on East African plume structure and the occurrence of high- μ volcanism in Africa, *J. Petrol.*, 47(6), 1221–1244, doi:10.1093/petrology/egl009.
- Gallacher, R., & Bastow I., (2012). The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from teleseismic receiver functions. *Tectonics*, 31, TC3018. <https://doi.org/10.1029/2011TC003028>
- Gardner, C. S. (1976). Effects of random path fluctuations on the accuracy of laser ranging systems, *Applied Optics*, Vol. 15, No. 10.
- Geirsson, H., et al., (2017). Volcano-tectonic deformation in the Kivu Region, Central Africa: Results from six years of continuous GNSS observations of the Kivu Geodetic Network (KivuGNet), *Journal of African Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.12.013.
- Ghosh, A. & Holt, W.E., 2012. Plate motions and stresses from global dynamic models, *Science*, 335, 839–843.
- Goes, S., Cammarano, F. & Hansen U., (2000). Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105, 11153–11169.
- Gomez, F., Beauchamp, W., & Barazangi, M. (2000). Role of the Atlas Mountains (Northwest Africa) within the African-Eurasian Plate-Boundary Zone. *Geology*, 28(9), 775–778. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C775:ROTAMN%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C775:ROTAMN%3E2.0.CO;2)
- Gordon R.G., Stein S., DeMets C. and Argus D. F., (1987). Statistical tests for closure of plate motion circuits, *Geophysical research letters*, vol.14, N°6, Pages 587-590, June 1987.
- Gordon RG (1995). Plate motions, crustal and lithospheric mobility, and paleomagnetism: Prospective viewpoint. *J. Geophys Res* 100(B12):24367. DOI 10.1029/95JB01912
- Gordon, R. G., S. Stein, C. DeMets et D. F. Argus (1987). Statistical tests for closure of plate motion circuits. *Geophys. Res. Letters*, 14 : 587-590,.
- Gordon, R., (1998). The plate tectonic approximation: plate non-rigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstruction, *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, 26, 615–642.
- Goscombe, B., Gray, D., Armstrong, R., Foster, D.A., Vogl, J., (2005). Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia. *Precambrian Research* 140 (3–4), 103–131.
- Green, W. V., U. Achauer, and R. P. Meyer (1991). A three-dimensional seismic image of the crust and upper mantle beneath the Kenya Rift, *Nature*, 354, 199–203.
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., and Ryan, C.G., (1999). The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle, in Fei, Y., Bertka, C.M., and Mysen, B.O., eds., *Mantle petrology: Field observations and high pressure experimentation: A tribute to Francis R. (Joe) Boyd*: Houston, Geochemical Society Special Publication No. 6, p. 13–45.
- Grimison, N. L., and W. P. Chen (1988). Earthquakes in Davie Ridge-Madagascar region and the southern Nubian-Somalian plate boundary, *J. Geophys. Res.*, 93, 10,439–10,450.
- Guiraud R., W. Bosworth J. Thierry A., (2005). Delplanque, Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview, *Journal of African Earth Sciences* 43 (2005) 83–143, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.017
- Guiraud, R., Bosworth, W., (1997). Senonian Basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia. *Synthesis and implications to plate-scale tectonics. Tectonophysics* 282, 39–82.
- Guiraud, R., Doumnang Mbaigane, J.-C., Carretier, S., Dominguez, S., (2000). Evidence for a 6000 km length NW–SE-striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. *Journal of the Geological Society of London* 157, 897–900.
- Guiraud, R., Maurin, J.C., (1992). Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics* 213, 153–168.

Références

- Gurnis, M., J. Mitrovica, J. Ritsema, and H. J. van Heist (2000). Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African superplume, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1020, doi:10.1029/1999GC000035.
- Gurnis, M., Mitrovica J., Ritsema J., and H. J. van Heist (2000). Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African super-plume, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1020, doi:10.1029/1999GC000035.
- Haase, J. S., M. Ge, H. Vedel, and E. Calais (2003). Accuracy and Variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean, *J. Appl. Meteor.*, 42, 1547–1568.
- Hagemann, S., L. Bengtsson, and G. Gendt (2003). On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 108(D21).
- Hager B and O'Connell R (1978) Subduction zone dip angles and flow driven by plate motion. *Tectonophysics* 50: 111–133.
- Hager B and O'Connell R (1979) Kinematic models of large-scale flow in the earth's mantle. *Journal of Geophysical Research* 84: 1031–1048.
- Hager B and O'Connell R (1981) A simple global model of plate dynamics and mantle convection. *Journal of Geophysical Research* 86: 4843–4867.
- Hager, B. H., R. W. Clayton, M. A. Richards, R. P. Comer, A.M. Dziewonski (1985). Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature* 313, 541– 454.
- Halliday, A., Davidson, J., Holden, P., DeWolf, C., Lee, D., & Fitton, J., (1990). Trace-element fractionation in plumes and the origin of HIMU mantle beneath the Cameroon line. *Nature*, 347(6293), 523–528. <https://doi.org/10.1038/347523a0>
- Hanson RE, Wardlaw MS, Wilson TJ, Mwale G (1993) U-Pb zircon ages from the Hook granite massif and Mwembeshi dislocation: constraints on Pan-African deformation, plutonism and transcurrent shearing in central Zambia. *Precambr Res* 63:189–210
- Hartnady, C. J. H., (1990). Seismicity and plate boundary evolution in southeastern Africa, *S. Afr. J. Sci.*, 93, 473–484.
- Hartnady, C. J. H., (2002). Earthquake hazard in Africa: Perspectives on the Nubia-Somalia boundary, *S. Afr. J. Sci.*, 98, 425–428.
- Hartnady, C. J. H., (2006). Seismotectonics of Southern Mozambique, Paper Presented at 21st Colloquium on African Geology (CAG21), Geol. Soc. of S. Afr., Maputo, Mozambique.
- Hartnady, C. J. H., Z. Ben-Avraham, and J. Rogers (1992). Deep-ocean Basins and submarine rises off the continental margin of south-eastern Africa: New geological research, *S. Afr. J. Sci.*, 88, 534–539.
- Hartnady, C., (1990). Seismicity and plate boundary evolution in Southeastern Africa, *S. Afr. J. Geol.*, 93, 473–484.
- Hartnady, C., (2002). Earthquake hazard in Africa: perspectives on the Nubia-Somalia boundary, *S. Afr. J. Sci.*, 98, 425–428.
- Hartnady, C.J. 1978 Tectonic evolution of the southeastern part of the Hakos-Auas Mountain zone in the Damaran Orogenic belt. 14/15th Annual Reports of the Precambrien Research Unit, University of Cape Town, pp. 171-182.
- Hartwig E. Frimmel, Miguel A.S. Baseic, Vinicius X. Correac, Ndawedapo Mbangula (2017). A new lithostratigraphic subdivision and geodynamic model for the Pan-African western Saldania Belt, South Africa. *Precambrian Research* 231(2013) 218-235. <https://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.03.014>
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, M., Rogers, N.W., (1992). Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. Geological Society, London, Special Publications 68 (1), 221–240.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, M., Rogers, N.W., (1992). Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. Geological Society, London, Special Publications 68 (1), 221–240.
- Haxel J. H. and Dziak R. P.,(2005). Evidence of explosive seafloor volcanic activity from the Walvis Ridge, South Atlantic Ocean. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 32, L13609, doi:10.1029/2005GL023205, 2005.
- Herring TA, Shapiro II, Clark TA, Ryan JW, Schupler BR, Knight CA, Lundqvist G, Shaffer DB, Vandenberg NR, Corey BE, Hinteregger HF, Roggers AEE, Webber JC, Whitney AR, Elgered G, Ronnang BO,

- Davis JL (1986). Geodesy by radio interferometry: evidence for contemporary plate motion. *J Geophys Res* 91(B8): 8341–8347
- Hicks A., Barclay J., Mark D. F. and Loughlin S. (2012). Tristan da Cunha: constraining eruptive behavior using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating technique. *Geology* 40, 723–726.
- Hilst V., R., Widiyantoro, S. & Engdahl, R. (1997). Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature* 386, 578–584.
- Hiroshi Kawata, Takeshi Hanyu, Qing Chang, Jun-ichi Kimura, Alexander R. L. Nichols and Yoshiyuki Tatsumi. *The Petrology and Geochemistry of St. Helena Alkali Basalts: Evaluation of the Oceanic Crust-recycling Model for HIMU OIB. JOURNAL OF PETROLOGY VOLUME 52 NUMBER 4 PAGES 791-838 2011 doi:10.1093/petrology/egr003.*
- Holmes, A. (1945). *Principles of Physical Geology*, 1st ed. Thomas Nelson and Sons, Edinburgh, Scotland.
- Holt, W. E., C. Kreemer, A. J. Haines, L. Estey, C. Meertens, G. Blewitt, and D. Lavalée (2005), Project helps constrain continental dynamics and seismic hazards, *Eos Trans. AGU*, 86(41), 383–387, doi:10.1029/2005EO410002.
- Holzförster, F., Stollhofen, H., Stanistreet, I.G., 1999. Lithostratigraphy and depositional environments in the Waterberg-Erongo area, central Namibia, and correlation with the main Karoo Basin, South Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 29, 105–123.
- Homrighausen S. ; K. Hoernle ; F. Hauff J. ; A. Wartho ; P. van den Bogaard ; D. Garbe-Schoenberger, (2018C). New age and geochemical data from the Walvis Ridge: The temporal and spatial diversity of South Atlantic intraplate volcanism and its possible origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 245 (2019) 16–34. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.09.002>.
- Homrighausen S., Hoernle K., Geldmacher J., Wartho J. A., Hauff F., Portnyagin M., Werner R., van den Bogaard P. and Garbe-Schoenberger D. (2018a) Unexpected HIMU-type late-stage volcanism on the Walvis Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 492, 251–263.
- Homrighausen S., Hoernle K., Hauff F., Geldmacher J., Wartho J.-A., van den Bogaard P. and Garbe-Schoenberger D. (2018b). Global distribution of the HIMU end member: formation through Archean plume-lid tectonics. *Earth-Sci. Rev.* 182, 85–101.
- Horner-Johnson, B. C., R. G. Gordon, and D. F. Argus (2007). Plate kinematic evidence for the existence of a distinct plate between the Nubia and Somalian plates along the Southwest Indian Ridge, *J. Geophys. Res.*, 112, B05418, doi:10.1029/2006JB004519. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.021>.
- Jerram, D., Mountney, N., Holzförster, F., Stollhofen, H., (1999). Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *Journal of Geodynamics* 28 (4–5), 393–418.
- Jestin FP, Huchon JM, Gaulier (1994). The Somali plate and the East African Rift system: present-day kinematics. *Geophys J Int* 116:637–654
- Jestin, F., P. Huchon, and J. M. Gaulier (1994). The Somali plate and the East African Rift system: Present-day kinematics, *Geophys. J. Int.*, 116, 637–654.
- Ji, K.H., et al., (2016). Deep magma accumulation at Nyamulagira volcano in 2011 detected by GNSS observations, *Journal of African Earth Sciences*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.06.006>
- Kawabata h., Takeshi Hanyu, Qing Chang, Jun-ichi Kimura, Alexander r. L. Nichols and Yoshiyuki Tatsumi (2009). Alkali Basalts: Evaluation of the Oceanic Crust-recycling Model for HIMU OIB. *JOURNAL OF PETROLOGY VOLUME 52 NUMBER 4 PAGES 791-838 2011 doi:10.1093/petrology/egr003*
- King, R.W., and Bock, Y. (1997). Documentation for the GAMIT GPS analysis software, release 9.66, Mass. Inst. Of Technol., Cambridge Mass.
- King, S., & Ritsema, J. (2000). African hot spot volcanism: Small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. *Science*, 290(5494), 1137–1140. <https://doi.org/10.1126/science.290.5494.1137>
- Kogan, M. G., and G. M. Steblov (2008). Current global plate kinematics from GPS (1995–2007) with the plate-consistent reference frame, *J. Geophys. Res.*, 113, B04416, doi:10.1029/2007JB005353.
- Kouba, J. & Héroux, P. *GPS Solutions* (2001) 5: 12. <https://doi.org/10.1007/PL00012883>
- Kreemer, C., Holt, W. E. & Haines, A. J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, 154, 8–34
- Kreemer, C., W. E. Holt, and A. J. Haines (2003). An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, 154, 8–34.

Références

- Kröner, A. & Cordani, U., (2003). African, southern Indian, and South American cratons were not part of Rodinia supercontinent, *Tectonophysics*, 375, 325–352.
- Kursinski, E. R. R. A. Bennett, D. Gochis, S. I. Gutman, K. L. Holub, R. Mastaler, C. Minjarez Sosa, I. Minjarez Sosa, and T. van Hove, (2008). Water vapor and surface observations in northwestern Mexico during the 2004 NAME Enhanced Observing Period, *Geophys. Res. Lett.* 35, L03815, doi:10.1029/2007GL031404.
- Larson KM, Freymueller JT, Philipsen E (1997). Global plate velocities from the global positioning system. *J Geophys Res* 102(B5):9961–9981. DOI 10.1029/97JB00514
- Le Gall, B., L. Gernigon, J. Rolet, C. Ebinger, R. Gloaguen, O. Nilsen, H. Dypvik, B. Deffontaines, and A. Mruma (2004). Neogene-Recent rift propagation in Central Tanzania: Morphostructural and aeromagnetic evidence from the Kilombero area, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116,490–510.
- Le Gall, B., P. Nonnotte, J. Rolet, M. Benoit, H. Guillou, M. Mousseau-Nonnotte, J. Albaric, and J. Deverchere (2008). Rift propagation at craton margin. Distribution of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times, *Tectonophysics*, 448, 1–19.
- Le Pichon X., (1968). Sea floor spreading and continental drift. *J Geophys Res* 73:3661–3697
- Lemoine A., Pierre Briole, Didier Bertil, Agathe Roulle, Michael Fournelis, Isabelle Thinon, Daniel Raucoules, Marcello de Michele, Pierre Valty and Roser Hoste Colomer. The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophys. J. Int.* (2020) 223, 22–44. doi: 10.1093/gji/ggaa273.
- Lithgow-Bertelloni, C., and P. G. Silveri (1998). Dynamic topography, plate driving forces and the Africa superswell, *Nature*, 395, 269–272.
- Liu, J.Y., Y.I. Chen, S.A. Pulnests, Y.B. Tsai and Y.J. Chuo (2000). Seismoionospheric signatures prior to M_≥ 6.0 Taiwan earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3113–3116.
- Liu, J.Y., Y.I. Chen, Y.J. Chuo, H.F. Tsai (2001). Variations of ionospheric total electron content during the Chi-Chi earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, vol.28, No.7, 1383–1386, April 1.
- Liu, J.Y., Y.J. Chuo, S.A. Pulnests, H.F. Tsai and X.P. Zeng (2002). A study on the CET perturbations prior to the Rei-Li, Chi-Chi and Cgia-Yi earthquakes, *Seismo Electromagnetics (Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling)*, pp. 297–301.
- Liu, J.Y., Y.J. Chuo, S.J. Shan, Y.B. Tsai, Y.I. Chen, S.A. Pulnests and S.B. Yu (2004). Pre-earthquake ionospheric anomalies registered by continuous GPS CET measurements, *Annales Geophysicae*, 22, 1585–1593.
- Lyard F., L. Carrere, M. Cancet, A. Guillot, N. Picot (2016). FES2014, a new finite elements tidal 2model for global ocean, in preparation, to be submitted to *Ocean Dynamics* in 2016.
- Lyons, R. P., C. A. Scholz, M. R. Buoniconti, and M. R. Martin (2011). Late Quaternary stratigraphic analysis of the Lake Malawi Rift, East Africa: An integration of drill-core and seismic resection data, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 303, 20–37.
- Macheyeki, A. S., D. Delvaux, M. Debatist, and A. Mruma (2008). Fault kinematics and tectonic stress in the seismically active Manyara–Dodoma Rift segment in Central Tanzania: Implications for the East African Rift, *J. Afr. Earth. Sci.*, 51, 163–188.
- Maher, S. M., Wessel, P., Muller, R. D., Williams, S. E., & Harada, Y. (2015). Absolute plate motion of Africa around Hawaii-Emperor bend time. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1743–1764. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv104>
- Malservisi R., Urs Hugentobler, Wonnacott R., and M. Hackl, (2013). How rigid is a rigid plate ? Geodetic constraint from the TrigNet CGPS network, South Africa. *Geophys. J. Int.* 192, 918–928
- Marzoli, A., Piccirillo, E., Renne, P., Bellieni, G., Iacumin, M., Nyobe, J., & Tongwa, A. (2000). The Cameroon volcanic line revisited: Petrogenesis of continental Basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, 41(1), 87–109. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.1.87>
- Maund J. G., Rex D. C., Le Roex A. P. and Reid D. L. (1988). Volcanism on Gough Island: a revised stratigraphy. *Geol. Mag.* 125, 175–181.
- McCaffrey, R. (2002). Crustal block rotations and plate coupling, in *Plate Boundary Zones*, Geodynamics Series, vol. 30, edited by S. Stein and J. Freymueller, pp. 101–122, AGU, Washington, D. C.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126–138

Références

- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A., (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126–138.
- McDougall, I., and F. H. Brown (2009). Timing of volcanism and evolution of the northern Kenya Rift, *Geol. Mag.*, 146(1), 34–47.
- McKenzie DP, Parker RL (1967). The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature* 216:1276–1280
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D. & Parker, R., (1967). The North Pacific: an example of tectonics on a sphere, *Nature*, 216, 1276–1280.
- Meghraoui et al., (2016). The Seismotectonic Map of Africa, Episodes Vol. 39, no. 1, DOI:10.18814/epiiugs/2016/v39i1/89232. Website: <http://eost.u-strasbg.fr/igcp601/index>.
- Meghraoui, M. (1988). Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie Paléosismologie, Tectonique active et synthèse seismotectonique, PhD Thesis, Université de XI, Centre d'Orsay (France), 356 pp.
- Meghraoui, M., A. Cisternas and H. Philip (1986). Seismotectonics of the lower Chéiff Basin: structural Background of the El Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics*, 5 (6), 809-836.
- Meghraoui, M., and F. Doumaz (1996). Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, 101, 17617-17644.
- Meyers J. B., Rosendahl B. R, Harrison C. G.A., Ding Zan-Dong (1998). Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon Volcanic Line, and speculation of African hotlines. *Tectonophysics* 284 (1998) 31-63.
- Miller, M. S., & Becker, T. W. (2014). Reactivated lithospheric-scale discontinuities localize dynamic uplift of the Moroccan Atlas Mountains. *Geology*, 42(1), 35–38. <https://doi.org/10.1130/g34959.1>
- Miller, M. S., O'Driscoll, L. J., Butcher, A. J., & Thomas, C. (2015). Imaging Canary Island hotspot material beneath the lithosphere of Morocco and Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 186–194. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.026>
- Minster, J.B., Jordan, T.A. (1978). Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83 (B11), 5331-5354, doi: 10.1029/jb083ib11p05331
- Moreau, C., Regnault, J., Déruelle, B., & Robineau, B. (1987). A new tectonic model for the Cameroon Line, Central Africa. *Tectonophysics*, 141(4), 317–334. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90206-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90206-X)
- Morel, J.L., and M. Meghraoui (1996). The Goringe-Alboran-Tell (Galtel) tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, 24, 755-758.
- Moresi, L. & Solomatov, V., 1998. Mantle convection with a brittle lithosphere thoughts on the global tectonic styles of the earth and venus, *Geophys. J. Int.*, 133, 669–682.
- Morgan W. J. (1971). Convection plumes in the lower Mantle. *Nature* 230, 42–43.
- Morgan W. J. (1981). Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. *Oceanic Lithosphere* 7, 443.
- Morgan WJ (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *J Geophys Res* 73:1959–1982
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230(5288), 42–43. <https://doi.org/10.1038/230042a0>
- Moucha, R., and A. M. Forte (2011). Changes in African topography driven by mantle convection, *Nat. Geosci.*, 4, 707–712, doi: 10.1038/NGEO1235.
- Mougenot, D., M. Recq, P. Virlogeux, and C. Lepvrier (1986). Seaward extension of the East-African Rift, *Nature*, 321, 599–603.
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews* 98 (1–2), 1–37.
- Mukandila N. R., (2017). La lettre de l'EOST N26 juin 2017. Page 12.
- Muller, R. D., Royer, J. Y., & Lawver, L. A. (1993). Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 21(3), 275–278. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)0212.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)0212.3.CO;2)
- Niell, A., A. Coster, F. Solheim, V. Mendes, P. Toor, R. Langley, C. Upham (2001). Comparison of Measurements of Atmospheric Wet Delay by Radiosonde, Water Vapor Radiometer, GPS, and VLBI", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, pp. 830-850.
- Njome, M. S., S. Manga, and C. E. Suh (2010). Volcanic risk perception in rural communities along the slopes of Mount Cameroon, West-central Africa, *J. Afr. Earth. Sci.*, 58(4), 608–622, doi:10.1016/j.jafrearsci.2010.08.007.

- Nkouathio, D., Kagou Dongmo, A., Bardintzeff, J., Wandji, P., Bellon, H., & Pouclet, A. (2008). Evolution of volcanism in graben and horst structures along the Cenozoic Cameroon Line (Africa): Implications for tectonic evolution and mantle source composition. *Mineralogy and Petrology*, 94(3–4), 287–303. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0018-1>
- Nocquet, J. M., P. Willis, and S. Garcia (2006). Plate kinematics of Nubia-Somalia using a combined DORIS and GPS solution, *J. Geod.*, 80, 591–607. DOI 10.1007/s00190-006-0078-0
- Nocquet, J. M., P. Willis, and S. Garcia (2006). Plate kinematics of Nubia-Somalia using a combined DORIS and GPS solution, *J. Geod.*, 80, 591–607.
- Nocquet, J.M., and E. Calais (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 661–681; doi 10.1007/s00024-003-2468
- Nocquet, J.-M., E. Calais, Z. Altamimi, P. Sillard, and C. Boucher (2001). Intraplaque déformation in western Europe deduced from an analysis of the ITRF97 velocity field, *J. Geophys. Res.*, 106, 11, 239–257.
- Nyblade, A. A., and S. W. Robinson (1994). The African superswell, *Geophys. Res. Lett.*, 21(9), 765–768.
- O’Connell R, Gable C, and Hager B (1991) Toroidal–poloidal partitioning of lithospheric plate motion. In: Sabadini R, et al. (eds.) *Glacial Isostasy, Sea Level and Mantle Rheology*, pp. 535–551. Norwell, MA: Kluwer Academic.
- O’Connor J. M. and Duncan R. A. (1990). Evolution of the Walvis ridge-rio grande rise hot spot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 95, 17475–17502.
- O’Connor J. M. and Jokat W. (2015a). Tracking the Tristan-Gough mantle plume using discrete chains of intraplate volcanic centers buried in the Walvis Ridge. *Geology* 43, 715–718.
- O’Connor J. M. and Jokat W. (2015b). Age distribution of Ocean Drill sites across the Central Walvis Ridge indicates plate boundary control of plume volcanism in the South Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.* 424, 179–190.
- O’Connor J. M. and le Roex A. P. (1992). South Atlantic hot spotplume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 343–364.
- O’Connor, J., Jokat, W., le Roex, A., Class, C., Wijbrans, J., Kessling, S., Kuiper, K., Nebel, O., (2012). Hotspot trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes. *Nat. Geosci.* 5, 735–738.
- Ohtani, R. (2001). Detection of water vapor variations driven by thermally-induced local circulations using the Japanese Continuous GPS Array, *Geophys. Res. Lett.*, 28(1), 151–154.
- Okamura, O. and F. Kimura (2003). Behavior of GPS-derived precipitable water vapor in the mountain lee after the passage of a cold front, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1746, doi:10.1029/2003GL017572.
- O’Neill, C. (2005). Insulation and depletion due to thickened crust: Effects on melt production on Mars and Earth. *Geophysical Research Letters*, 32, L14304. <https://doi.org/10.1029/2005GL022855>
- Owen-Smith Trishya M. , Morgan Ganer, Douwe J.J. van Hinsbergen, Carmen Gaina, Lewis D. Ashwal, Trond H. Torsvik (2017). Testing Early Cretaceous Africa–South America fits with new palaeomagnetic data from the Etendeka Magmatic Province (Namibia). *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.010>.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Passchier, C.W., (2011). The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko Belts at 580–550 Ma. *International Journal of Earth Sciences* 100 (2–3), 379–390.
- Parkinson, B. W., Spilker, J.J. Jr., (1996). *Global Positioning System: Theory and Applications*, vols. 1 and 2, American Institute of Aeronautics, 370 L’Enfant Promenade, SW, Washington, DC.
- Pasyanos Michael E. and Nyblade Andrew A., (2007). A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia, *Tectonophysics* 444 (2007) 27–44, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2007.07.008>.
- Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahony, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* 100. *Geophys. Mono.*, pp. 217–245.
- Pérez-Gussinyé, M., C. J. Swain, J. F. Kirby, and A. R. Lowry (2009). Spatial variations of the effective elastic thickness, T_e , using multitaper spectral estimation and wavelet methods; Examples from synthetic data and application to South America, *Geochem, Geophys. Geosyst.*, 10, doi: 10.1029/2008GC002229.

- Perez-Gussinyé, M., Metois, M., Fernandez, M., Verges, J., Fulla, J., & Lowry, A. (2009). Effective elastic thickness of Africa and its relationship to other proxies for lithospheric structure and surface tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(1–2), 152–167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.004>
- Pik, R., B. Marty, J. Carignan, and J. Lave (2003). Stability of the upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: Implications for uplift and erosion of the Afar plume dome, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215, 73–88, doi:10.1016/S0012-821X(03)00457-6.
- Pique, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., & Ait Ouali, R. (2002). The Mesozoic–Cenozoic Atlas Belt (North Africa): An overview. *Geodinamica Acta*, 15(3), 185–208.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T., LaFemina, P., Sella, G., Fletcher, J. & Suarez-Vidal, F., 2007. New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, 170, 1373–1380.
- Plomerov L J., Babulka, V., Dorbath, C., Dorbath, L. and Lillie, R.J., (1994). Deep lithosphere structure across the Central African shear zone in Cameroon. *Geophys. J. Int.*, 231: 215- 235.
- Pondrelli, S., A. Morelli and E. Boschi (1995). Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation, *Geophys. J. Int.*, 122, 938-952.
- Porada, H., 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Res.*, 44: 103-136.
- Poudjom Djomani, Y., Diament, M., & Wilson, M. (1997). Lithospheric structure across the Adamawa Plateau (Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics*, 273(3–4), 317–327. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00280-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00280-6)
- Poudjom Djomani, Y.H., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., and Morgan, P., (2001). The density structure of subcontinental lithosphere: Constraints on delamination models: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 184, p. 605–621, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00362-9.
- Prawirodirdjo L, Bock Y (2004). Instantaneous global plate motion from 12 years of continuous GPS observations. *J Geophys Res* 109(B8):B08405. DOI 10.1029/2003JB002944
- Prawirodirdjo, L., and Y. Bock (2004). Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 109, B08405, doi:10.1029/2003JB002944.
- Quéré, S., and A. M. Forte (2006). Influence of past and present-day plate motions on spherical models of mantle convection: Implications for mantle plumes and hotspots, *Geophys. J. Int.*, 165, 1041–1057.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Carter, A., Weber, K., 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics* 349 (1–4), 75–92.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Carter, A., Weber, K., (2002). Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics* 349 (1–4), 75–92
- Rabinowitz, P.D., LaBrecque, J., (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research* 84, 5973–6002.
- Rasskazov, S. V., N. A. Logachev, A. V. Ivanov, A. A. Boven, M. N. Maslovskaya, E. V. Saranina, I. S. Brandt, and S. B. Brandt (2003). A magmatic episode in the Western Rift of East Africa (19–17 Ma), *Geol. Geofiz.*, 44, 317–324.
- Rebai, S., H. Philip and A. Taboada (1992). Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales, *Geophys. J.Int.*, 110, 106-140.
- Reeves, C. & DeWit, M., (2000). Making ends meet in Gondwana: retracting the transforms of the Indian Ocean and reconnecting continental shear zones, *Terra Nova*, 12, 272–280.
- Reeves, C., (1999). Aeromagnetic and gravity features of Gondwana and their relation to continental break-up: more pieces, less puzzle, *J. Afr. Earth Sci.*, 28, 263–277.
- Reeves, C., DeWit, M. & Sahu, B., (2004). Tight reassembly of Gondwana exposes Phanerozoic shears in Africa as global tectonic players, *Gondwana Res.*, 7, 7–19.
- Renne P. (2015). Age and duration of the Parana–Etendeka flood basalts and related plumbing system. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Renne P. R., Glen J. M., Milner S. C. and Duncan A. R. (1996). Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology* 24, 659–662.

Références

- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M., (1992). The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science* 258 (5084), 975–979.
- Reusch, A., Nyblade, A., Wiens, D., Shore, P., Ateba, B., Tabod, C., & Nnange, J. (2010). Upper mantle structure beneath Cameroon from body wave tomography and the origin of the Cameroon Volcanic Line. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q10W07. <https://doi.org/>
- Reznikov, M., Z. Ben-Avraham, C. Hartnady, and T. M. Niemi (2005). Structure of the Transkei Basin and Natal Valley, Southwest Indian Ocean, from seismic reflection and potential field data, *Tectonophysics*, 397(1), 127–141.
- Richards M. A., Duncan R. A. and Courtillot V. E. (1989). Flood Basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails. *Science* 246, 103–107.
- Ritsema, J., H. J. van Heijst, and J. H. Woodhouse (1998). Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland, *Science*, 286, 1925–1928, doi:10.1126/science.286.5446.1925.
- Ritsema, J., H. J. van Heijst, and J. H. Woodhouse (1999). Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland, *Science*, 286, 1925–1928, doi:10.1126/science.286.5446.1925.
- Ritter O., Ute Weckmann, Tim Vietor, Volker Haak, 2003. A magnetotelluric study of the Damara Belt in Namibia 1. Regional scale conductivity anomalies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 138 (2003) 71–90. doi:10.1016/S0031-9201(03)00078-5.
- Roberts, E. M., N. J. Stevens, P. M. O'Connor, P. H. G. M. Dirks, M. D. Gottfried, W. C. Clyde, R. A. Armstrong, A. I. S. Kemp, and S. Hemming (2012). Initiation of the Western branch of the East African Rift coeval with the Eastern branch, *Nat. Geosci.*, 5(4), 289–294, doi:10.1038/ngeo1432.
- Rocken, C., VanHove, T., Johnson, J., Solheim, F., Ware, R.H., Bevis, M., Chiswell, S.R., Businger, S. (1995). GPS/STORM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 468-478.
- Rocken, C., VanHove, T., Johnson, J., Solheim, F., Ware, R.H., Bevis, M., Chiswell, S.R., Businger, S. (1995). GPS/STORM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 468-478.
- Rocken, C., Ware, R.H., VanHove, T., Solheim, F., Alber, C., Johnson, J. (1993). Sensing atmospheric water vapor with the Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2631-2634.
- Rohde J. K., van den Bogaard P., Hoernle K., Hauff F. and Werner R. (2013b). Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on phenocryst phases. *Tectonophysics* 604, 60–71.
- Ruffini G., Kruse, L.P., Rius, A., Burki, B., Cucurull, L. (1999). Estimation of Tropospheric Zenith Delay and Gradients over the Madrid Area Using GPS and WVR Data, *Geophysic Research Letters*, 26, 4.
- Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellite,” in *The use of artificial satellites for geodesy*, Geophys. Monogr. Ser., Vol. 15, AGU, Washington, D.C..
- Salomon, E., Koehn, D., Passchier, C., (2015a). Brittle reactivation of ductile shear zones in NW Namibia in relation to South Atlantic rifting. *Tectonics* 34 (1), 70–85.
- Salomon, E., Koehn, D., Passchier, C., (2015a). Brittle reactivation of ductile shear zones in NW Namibia in relation to South Atlantic rifting. *Tectonics* 34 (1), 70–85.
- Salomon, E., Koehn, D., Passchier, C., Chung, P., Häger, T., Salvona, A., Davis, J., (2016). Deformation and fluid flow in the Huab Basin and Etendeka Plateau, NW Namibia. *Journal of Structural Geology* 88, 46–62
- Salomon, E., Koehn, D., Passchier, C., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A., (2015b). Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. *Gondwana Research* 28 (3), 1152–1167
- Salomon, E., Koehn, D., Passchier, C., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A., (2015b). Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. *Gondwana Research* 28 (3), 1152–1167.
- Saria, E., E. Calais, D. S. Stamps, D. Delvaux, and C. J. H. Hartnady (2014). Present-day kinematics of the East African Rift, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010901.
- Saria, E., E. Calais, Z. Altamimi, P. Willis, and H. Farah (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, doi:10.1002/jgrb.50137.
- Schmidt, G.A., A.N. LeGrande, and G. Hoffmann, (2007). Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Geophys. Res.*, 112, D10103,

- doi:10.1029/2006JD007781.
- Seeber G (1993). *Satellite Geodesy: Foundations, Methods and Applications*. Walter de Gruyter, New York.
- Sella GF, Dixon TH, Mao A (2002). REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy. *J Geophys Res* 107(B4):2081. DOI 10.1029/2000JB000033
- Sella, G. F., Dixon, T. H. & Mao, A., 2002. REVEL: a model for Recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107(B4), doi:10.1029/2000JB000033.
- Sella, G. F., T. H. Dixon, and A. Mao (2002). REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107, ETG 11-1–ETG 11-30, doi:10.1029/2000JB000033.
- Sella, G., Dixon, T. & Mao, A., (2002). REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy, *J. geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2000JB000033.
- Sella, G., Stein, S., Dixon, T., Craymer, M., James, T., Mazzotti, S. & Dokka, R., (2007). Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02306, doi:10.1029/2006GL027081.
- Serpelloni, E., G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi and P. Gasperini. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophys. J. Int.* 169, 1180–1200. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x GJI
- Shuanggen Jin, Wenyao Zhua (2004) A revision of the parameters of the NNR-NUVEL-1A plate velocity model. *Journal of Geodynamics* 38 (2004) 85–92. doi:10.1016/j.jog.2004.03.004
- Stadler, G., Gurnis, M., Burstedde, C., Wilcox, L.C., Alisic, L. & Ghattas, O., 2010. The dynamics of plate tectonics and mantle flow: from local to global scales, *Science*, 329, 1033–1038.
- Stamps D. S., E. Saria & C. Kreeme, 2018. A Geodetic Strain Rate Model for the East African Rift System. *Scientific REpoRtS* | (2018) 8:732 | DOI:10.1038/s41598-017-19097-w.
- Stamps, D. S., E. Calais, E. Saria, C. Hartnady, J.-M. Nocquet, C. J. Ebinger, and R. M. Fernandes (2008). A kinematic model for the East African Rift, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05304, doi:10.1029/2007GL032781.
- Stein and Cordon (1984). Statistical tests of additional plate boundaries from plate motion inversions, *Earth planet. Sci. Lett.*, 69, 401-412.
- Steinberger, B., & Torsvik, T. H. (2008). Absolute plate motions and true polar wander in the absence of hotspot tracks. *Nature*, 452(7187), 620–623. <https://doi.org/10.1038/nature06824>
- Steinberger, B., Sutherland, R., & O'Connell, R. J. (2004). Prediction of Emperor-Hawaii seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow. *Nature*, 430(6996), 167–173. <https://doi.org/10.1038/nature02660>
- Stica, J.M., Zalán, P.V., Ferrari, A.L., (2014). The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná-Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 50, 1–21.
- Suh, C., Ayonghe, S., Sparks, R., Annen, C., Fitton, J., Nana, R., & Luckman, A. (2003). The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: Eruption behaviour and Petrochemistry of Lava. *Bulletin of Volcanology*, 65(4), 267–281. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0257-7>
- Tackley, P.J., 1998. Self-consistent generation of tectonics plates in three-dimensional mantle convection, *Earth planet. Sci. Lett.*, 157(1), 9–22.
- Tadjou, J., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H., & Manguelle-Dicoum, E. (2009). Gravity analysis of the boundary between the Congo Craton and the Pan-African Belt of Cameroon. *Austrian Journal of Earth Sciences: An International Journal of the Austrian Geological Society*, 102(1), 71–79.
- Taposea C. A., J.J. Armitage, J. S. Collier (2017). Asthenosphere and lithosphere structure controls on early onset oceanic crust production in the southern South Atlantic. *Tectonophysics*. Volume 716, 2 octobre 2017, Page 4-20. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.026>.
- Tohver, E., D'Agrella-Filho, S. & Trindade, R., 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies, *Precambrian Res.*, 147, 193–222.
- Tokam, A., Tabod, C., Nyblade, A., Julià, J., Wiens, D., & Pasyanos, M. (2010). Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. *Geophysical Journal International*, 183(2), 1061–1076. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04776.x>

- Torsvik T. H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P. V., van Hinsbergen D. J. J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J. G., McCausland P. J. A. and Cocks L. R. M. (2012) Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Sci. Rev.* 114, 325–368.
- Torsvik, T. H., Müller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B., & Gaina, C. (2008). Global plate motion frames: Toward a unified model. *Reviews of Geophysics*, 46, RG3004. <https://doi.org/10.1029/2007RG000227>
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M.A., (2009). A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International* 177 (3), 1315–1333.
- Tralli, D.M., T.H. Dixon, S. Stephens (1988). The effect of wet tropospheric path delays on estimation of geodetic Baselines in the Gulf of California using the Global Positioning System,” *J. Geophys. Res.*, 93, 6545–6557.
- Tregoning P., R. Boers, and D. O'Brien (1998). Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations, *Journal of Geophysical Research*, 103, D22, 28,701–28,710.
- Trompert, R. & Hansen, U., 1998. Mantle convection simulations with rheologies that generate plate-like behaviour, *Nature*, 395, 686–689.
- Trumbull, R.B., Vietor, T., Hahne, K., Wackerle, R., Ledru, P., (2004). Aeromagnetic mapping and reconnaissance geochemistry of the Early Cretaceous Henties Bay-Outjo dike swarm, Etendeka Igneous Province, Namibia. *Journal of African Earth Sciences* 40 (1–2), 17–29.
- Trumbull, R.B., Vietor, T., Hahne, K., Wackerle, R., Ledru, P., (2004). Aeromagnetic mapping and reconnaissance geochemistry of the Early Cretaceous Henties Bay-Outjo dike swarm, Etendeka Igneous Province, Namibia. *Journal of African Earth Sciences* 40 (1–2), 17–29.
- Tugume, F., et al., (2013). Precambrian crustal structure in Africa and Arabia: Evidence lacking for secular variation, *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.027>.
- Tugume, F., Nyblade, A., & Julià, J. (2012). Moho depths and Poisson's ratios of Precambrian crust in East Africa: Evidence for similarities in Archean and Proterozoic crustal structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 73–81.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 333–348.
- Unrug R (1983) The Lufilian arc: a microplate in the Pan-African collision zone of the Congo and the Kalahari cratons. *Precambr Res* 21:181–196
- Veevers, J.J., (2004). Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews* 68 (1–2), 1–132.
- Viola, G., Andreoli, M., Ben-Avraham, Z., Stengel, I., Reshef, M., (2005). Offshore mud volcanoes and onland faulting in southwestern Africa: neotectonic implications and constraints on the regional stress field. *Earth and Planetary Science Letters* 231, 147–160.
- Viola, G., Kounov, A., Andreoli, M.A.G., Mattila, J., 2012. Brittle tectonic evolution along the western margin of South Africa: more than 500 Myr of continued reactivation. *Tectonophysics* 514–517, 93–114.
- Wang, J. and Zhang, L. (2008) Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements, *J. Climate*, 21, 2218–2238, DOI: 10.1175/2007JCLI1944.1.
- Wang, J., L. Zhang, A. Dai, T. Van Hove, and J. Van Baelen (2007). A near-globAul, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, D11107, doi:10.1029/2006JD007529.
- Ware, R. (1992). GPS sounding of Earth's atmosphere, *GPS World*, 3, 56–57.
- Ware, R., C. Alber, C. Rocken, and F. Solheim (1997). Sensing Integrated Water Vapor along GPS Ray Paths, *Geophysical Research Letters*, 24, 417–420/.
- Webb, F.H., and Zumberge, J.F. (1993). An introduction to the GIPSY/OASIS-II, JPL publ. D-11088, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena.
- Weeraratne, D. S., D. W. Forsyth, K. M. Fischer, and A. A. Nyblade (2003). Evidence for an upper mantle plume beneath the Tanzanian craton from Rayleigh wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 108(B9), 2427, doi:10.1029/2002JB002273.
- Wendlandt, R. F., and P. A. Morgan (1982). Lithosphere thinning associated with rifting in East Africa, *Nature*, 298, 734–736.

Références

- Will Thomas M., Hartwig E. Frimmel (2017). Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. *Gondwana Research* 53(2018) 9-19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.014>
- Wilson J. T. (1963). Evidence from Islands on the Spreading of Ocean Floors. *Nature* 197, 536–538.
- Wilson JT (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature* 207:343–347
- Wilson, J. T. (1963). Evidence from islands on the spreading of ocean floors. *Nature*, 197(4867), 536–538. <https://doi.org/10.1038/197536a0>
- Wilson, J. T. (1966). Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676–681.
- Wolfenden, E., C. Ebinger, G. Yirgu, A. Deino, and D. Ayalew (2004). Evolution of the northern Main Ethiopian Rift: Birth of a triple
- Yang, X., B.H. Sass, G. Elgered, J.M. Johansson, and T.R. Emardson (1999). A Comparison of Precipitable Water Vapor estimates by an NWP Simulation and GPS Observations, *J. Appl. Meteor.*, 38, 941–956.
- Yang, Z., and W. P. Chen (2010). Earthquakes along the East African Rift System: A multiscale, system-wide perspective, *J. Geophys. Res.*, 115, B12309, doi:10.1029/2009JB006779.
- Yang, Z., and W. P. Chen (2008). Mozambique earthquake sequence of 2006: High-angle normal faulting in southern Africa, *J. Geophys. Res.*, 113, B12303, doi:10.1029/2007JB005419.
- Zumberge, J. F., M. B. Hefflin, D. C. Jefferson, M. M. Watkins, and F. H. Webb (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophys. Res.*, 102(B3), 5005–5017, doi:10.1029/96JB03860

A Listes acronymes

- AFREF:** Référentiel géodésique Africain, African Geodetic Reference Frame, est un projet qui a pour objectifs :, 70
- CMT:** tenseur de moment centroïde, 152
- CRG:** le Centre de Recherche en Géophysique est un organisme scientifique de la République Démocratique du Congo qui a pour mission :, vi
- CSRS-PPP:** est une application en ligne pour le post-traitement des données des systèmes globaux de navigation par satellite (GNSS). Il utilise des corrections précises d'orbite, d'horloge et de polarisation de satellite dérivées d'un réseau mondial de récepteurs pour déterminer les positions précises des utilisateurs n'importe où sur le globe, quelle que soit la proximité des stations de référence. Canadian Spatial Reference System Precise Point Positioning ., 72
- DEA:** Diplôme d'Étude Approfondie., vi
- DMA :** Dorsale Médio-Atlantique
- EMA:** Écart médian absolu est un estimateur de dispersion robuste, 77
- EOST:** École et Observatoire des Sciences de la Terre
- FEC:** Forces d'entraînement des calottes ou forces plausibles agissant sur les plaques tectoniques, 88
- FES2014b:** Une solution d'élément fini du modèle global de marée océanique, Finite Element Solution 2014, 72
- FTP:** Un logiciel utilisé dans le transfert de fichiers entre deux ordinateurs (serveur et client), File Transfer Protocol., 71
- GIRGEA:** le Groupe International de Recherche en Géophysique Europe-Afrique est une organisation qui a pour but de développer la physique de l'Espace dans les pays en voie de développement dans le cadre du projet 'United Nations for Basic Space Science Initiative'. Actuellement le thème principal des recherches est la Météorologie de l'Espace, [http](http://), vi
- GMF:** Fonction de cartographie globale; une nouvelle fonction de cartographie empirique basée sur des données de modèles météorologiques numériques, Global Mapping Function, 72
- GMT :** de l'anglais Generic Mapping Tools, est une collection open source d'outils de ligne de commande pour manipuler des ensembles de données géographiques et cartésiennes (y compris le filtrage, l'ajustement des tendances, le maillage, la projection, etc.) et produire des illustrations de haute qualité allant de simples tracés x-y via des cartes de contour à surfaces éclairées artificiellement et vues en perspective 3D. Il prend en charge de nombreuses projections et transformations cartographiques et inclut des données de support telles que les côtes, les rivières et les frontières politiques et éventuellement des polygones de pays
- GNSS:** Systèmes de navigation globale par satellite qui donnent la position d'un élément partout et en temps réel, Global Navigation Satellite System. Les GNSS sont les systèmes les plus précis utilisés par les outils de géolocalisation. Parmi eux, on peut citer, 1
- GRGS:** Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale est un groupement scientifique qui fédère en France des équipes de recherche appartenant à 11 institutions nationales ayant des activités en géodésie spatiale., ii

- IGCP:** Le Programme international de géosciences au service de la société de l'UNESCO, International Geological Correlation Programme.
- IGS:** Le service GNSS international (IGS) fournit des orbites du système global de navigation par satellite (GNSS), des données de suivi et d'autres données et produits de données GNSS de haute qualité en ligne en temps quasi réel. Actuellement, l'IGS comprend deux GNSS, le système de positionnement global (GPS) et le GLONASS russe, et a l'intention d'intégrer le futur GNSS, International GNSS Service. <https>, 68
- ISP :** Instituts supérieurs pédagogiques
- ITRS:** Système de référence terrestre International dont l'ITRF est la matérialisation, International Terrestrial Reference System., 62
- LATEA:** acronyme à partir des premières lettres des noms de quatre terranes, Laouni, Azroun-Fad, Tefedest, Egéré-Aleksod, 12
- LVC :** Ligne Volcanique du Cameroun
- MIDAS:** est un estimateur robuste de tendances de séries temporelles. Les estimations MIDAS des vitesses GNSS sont résistantes aux valeurs aberrantes, aux bruits marches aléatoires et à la saisonnalité. Les vitesses MIDAS sont aussi précises que meilleures méthodes impliquant la détection de pas. Un code libre publié par Blewitt et al., (2016) qui implémente cet estimateur MIDAS, Median Interannual Difference Adjusted for Skewness., ii
- MORVEL:** La vitesse de la dorsale médio-océanique est un modèle cinématique des plaques dont la première version à 25 plaques et la dernière version à 56 plaques ont été respectivement publiées par DeMets et al., 1990 et Argus et al., 2011, Mid-Ocean Ridge VELocity., 2
- NASA:** L'administration nationale de l'aéronautique et de l'espace est l'agence fédérale responsable de la majeure partie du programme spatial civil des États-Unis, National Aeronautics and Space Administration., 70
- NAVSTAR:** Synchronisation et télémétrie des satellites de navigation est le nom officiel donné par le gouvernement américain au système de navigation globale par Satellite (GPS), NAVigation Satellite Timing and Ranging., 70
- NNR:** La condition non rotation globale de la lithosphère qui veut dire que la somme du moment cinétique résultant des vitesses des plaques est nul. Ce qui revient à dire que les plaques n'échangent pas d'énergie mécanique avec le manteau sous-jacent. Cette notion a été introduite par Liboutry (1972), Non Net Rotation., 88
- OAE:** Orogénèse de l'Afrique de l'Est, 12
- PPP:** Positionnement Ponctuel Précis est une méthode de traitement qui dépend de la disponibilité de données précises de l'orbite et l'horloge des satellites GNSS. Le PPP permet un positionnement précis à l'aide d'un seul récepteur et ne dépend pas de la disponibilité de données provenant de stations de référence à proximité de l'utilisateur. La précision du positionnement PPP dépend de l'incertitude des données d'orbite et d'horloge de la solution choisie, et non de la proximité d'une station de base. Comme le PPP établit un rapport direct entre les coordonnées de l'utilisateur et des satellites GNSS, il peut servir à un large éventail d'applications partout sur la planète, en région éloignée ou en haute mer, là où à cause de la distance des stations de référence l'intervisibilité nécessaire au traitement différentiel est moindre. Le plus souvent, les services de renforcement PPP s'appuient sur des réseaux mondiaux de stations GNSS clairsemées pour le calcul précis des données d'orbite et d'horloge des

- satellites. Ces produits sont par la suite offerts en temps réel ou en post-traitement, en fonction des besoins des utilisateurs et les spécifications de service (<https>, 68
- QGIS:** Quantum Gis, est un logiciel de système d'information géographique (SIG) sujet à la GNU General Public License (<https://www.qgis.org>), ii
- RDC :** République Démocratique du Congo
- REA:** Rift Est Africain, iv
- RINEX:** format d'échange indépendant du récepteur GNSS, développé dans le but de fournir dans un même format les données collectées en format propriétaire par des récepteurs de marques différentes, Receiver Independent EXchange Format, 71
- RMS:** la valeur d'un écart quadratique d'un ensemble de valeurs est la racine carrée de la moyenne arithmétique des carrés des valeurs, Root Mean Square., 81
- SFAC:** Système de Rift de l'Afrique Centrale, 22
- SFAO:** Système de Rift de l'Afrique de l'Ouest, 22
- SFAOC:** Système de Rift de l'Afrique de l'Ouest et Centrale, 22
- SREA:** Système des Rifts Est Africains, 3
- SRR :** Sous Réseaux Régionaux
- UNAVCO:** Le consortium universitaire NAVSTAR qui a été en 1984 pour répondre au défi de l'application de GPS aux géosciences, University NAVSTAR Consortium., 70
- UNIKIN :** Université de Kinshasa
- WF/OL :** faille Waterberg/Linéament Omaruru, Waterberg fault/Omaruru Lineament
- WRMS:** écart quadratique moyen des résidus, indicateur du niveau de rigidité/déformation interne d'une plaque, Weighted Root Mean Square., 93
- ZCOM:** Systèmes des failles et zone des cisaillements Okahandja-Mwembeshi, 26
- ZF:** Zone de fracture, 34

B Liste des symboles

dm : Masse unitaire de la Terre

dS_i : Élément de surface S de la plaque i .

F : Test de Fisher-Snedecor

J : Matrice jacobienne

\vec{L} : Somme du moment angulaire total de la lithosphère

R : Rayon de la terre

$res(i)$: Résidu pour la $i^{\text{ème}}$ itération

r_{0M^i} : vecteur radial joignant l'origine de la Terre au site Q^i

\vec{T}_i : Tenseur inertiel de la plaque i

t_j : Heure qui correspond à la coordonnée d'indice j dans la série temporelle des coordonnées de position GNSS

$v(p)$: Vitesse ou la pente d'une paire de données d'indices $i \neq j$ de la série temporelle des coordonnées de position GNSS

$V(Q)$: Vitesse horizontale sur le site Q

\hat{v} : médiane des pentes entre les paires de données dans le cas des séries temporelles des coordonnées de position GNSS.

$v_{res\lambda_i}$ **et** $v_{res\varphi_i}$: vitesses résiduelles sur le site i respectivement longitudinale et latitudinale par rapport au pôle d'Euler d'une plaque donnée.

v_λ **et** v_φ : Vitesses prédites longitudinales et latitudinales par le pôle de rotation des coordonnées géographique *en degré* de son point d'intersection de son axe de rotation avec la surface terrestre λ (*longitude*) et φ (*latitude*).

V_{λ_i} **et** V_{φ_i} : Respectivement les composantes longitudinales V_λ et latitudinales V_φ des vitesses mesurées sur les sites numéro i exprimées directement dans le référentiel global ITRF2008.

V_j^{obs} : Vitesse observée sur le site j

V_j^{pred} : Vitesse prédite sur le site j

WRMS: Écart quadratique moyen des résidus qui est un indicateur du niveau de rigidité/déformation interne.

x_j : Coordonnée d'indice j dans la série temporelle des coordonnées de position GNSS,

\int_D : intégrale sur la surface D de toute la lithosphère

$\sum_{i=1}^n$: Somme de plusieurs termes sur i allant de 1 à n , avec n un entier naturel.

δ_{ij} : Symbole de Kronecker

λ_p et φ_p : coordonnées géographiques du point d'intersection de l'axe de rotation de la plaque avec la surface du Globe appelé pôle de rotation de la plaque ou pôle d'Euler (longitude : λ_p et latitude : φ_p).

$\hat{\sigma}$: Écart-type médiane

σ_p : Écart-type ou incertitude sur la pente d'une paire de données $\neq j$ de la série temporelle des coordonnées de position GNSS

$\sigma_{res\lambda_i}$ et $\sigma_{res\varphi_i}$: écart type sur les vitesses résiduelles sur le site i respectivement longitudinale et latitudinale par rapport au pôle d'Euler d'une plaque donnée

χ^2 : Khi-carré

χ_{μ}^2 : Khi-carré normalisé

ω_p : Vitesse de rotation de la plaque

λ : Longitude

φ : latitude

μ : Nombre de degré liberté

π : appelé parfois **constante d'Archimède**, est le rapport constant de la circonférence d'un cercle à son diamètre dans un plan euclidien. On peut également le définir comme le rapport de l'aire d'un disque au carré de son rayon. Sa valeur approchée par défaut à moins de $0,5 \times 10^{-15}$ près est 3,141592653589793 en écriture décimale.

ω : Amplitude de la vitesse de rotation de la plaque par rapport à un axe donnée

C Vitesses par rapport (prp) à l'ITR2008 et à la Nubie fixe.

Station ID	Durée	Coordonnées		Vitesses prp à l'IRTF (mm/an)			Vitesses prp à la Nubie (mm/an)			Incertitudes (mm/an)		
		Lon(°)	Lat(°)	Ve	Vn	Vup	ve	vn	v	Ee	En	Eup
ANTH	14,1273	26,716	-30,68	16,437	18,725	0,632	0,003	0,282	0,282	0,22	0,204	0,734
BETH	15,5866	28,334	-28,25	16,741	18,644	1,479	-0,13	0,372	0,3941	0,201	0,204	0,621
BRIT	8,6653	27,777	-25,636	17,964	18,647	0,91	0,295	0,314	0,4308	0,287	0,267	0,84
BRNK	9,1499	28,733	-25,803	17,355	18,781	2,202	-0,137	0,553	0,5697	0,296	0,257	0,861
BWES	10,9267	22,574	-32,347	16,883	18,869	1,065	0,214	0,058	0,2217	0,298	0,245	0,752
CALV	15,5784	19,762	-31,482	17,379	19,248	0,743	-0,011	0,243	0,2432	0,27	0,261	0,652
CPNT	6,9021	18,49	-34,353	16,478	19,665	1,345	-0,39	0,587	0,7047	0,364	0,347	0,955
CTWN	9,0951	18,469	-33,951	17,404	19,535	1,731	0,426	0,456	0,624	0,406	0,582	1,125
DEAR	16,9446	23,993	-30,665	16,791	18,921	0,945	-0,097	0,225	0,245	0,19	0,177	0,549
DRBA	7,1513	31,023	-29,851	15,878	18,176	1,676	-0,11	0,219	0,2451	0,327	0,411	0,991
DRBN	8,2628	30,947	-29,965	16,317	18,109	2,411	0,351	0,142	0,3786	0,299	0,323	1,547
ELDA	3,7399	27,833	-33,037	15,431	18,853	1,824	-0,116	0,526	0,5386	0,587	0,476	1,365
ELDN	11,5127	27,829	-33,038	15,626	18,868	1,267	0,078	0,541	0,5466	0,26	0,259	0,887
EMLO	15,3812	29,984	-26,498	17,105	18,278	2,103	-0,02	0,194	0,195	0,222	0,214	0,651
ERAS	15,8658	27,696	-23,687	18,144	18,321	2,04	-0,044	-0,02	0,0483	0,21	0,206	0,659
GDAL	11,948	29,412	-25,161	17,496	18,6	1,197	-0,078	0,449	0,4557	0,241	0,228	0,692
GEO1	10,0178	22,382	-34,001	15,736	18,602	0,643	-0,505	-0,224	0,5524	0,374	0,336	1,076
GOUG	18,1054	-9,881	-40,349	21,219	18,555	1,551	-0,072	0,31	0,3183	0,608	0,494	1,402
GREY	8,4216	30,578	-29,071	16,098	18,008	2,183	-0,194	-0,004	0,194	0,308	0,35	0,921
GRHM	11,1786	26,507	-33,32	15,21	18,856	1,47	-0,485	0,393	0,6242	0,245	0,281	0,824
HARB	16,9993	27,707	-25,887	18,011	18,487	0,664	0,399	0,147	0,4252	0,196	0,185	0,614
HEID	9,1663	28,373	-26,508	16,844	17,839	1,513	-0,506	-0,429	0,6634	0,319	0,269	0,803
HERM	7,3621	19,223	-34,425	16,498	19,383	1,848	-0,213	0,346	0,4063	0,368	0,39	1,227
HNUS	8,5202	19,223	-34,425	16,613	19,323	0,808	-0,098	0,286	0,3023	0,314	0,321	0,925
HRAC	11,792	27,686	-25,89	17,072	18,483	0,35	-0,542	0,141	0,56	0,24	0,241	0,805
HRAG	4,1889	27,685	-25,89	17,854	18,879	2,161	0,24	0,537	0,5882	0,501	0,43	1,19
HRAO	20,8734	27,687	-25,89	17,709	18,35	0,605	0,095	0,008	0,0953	0,202	0,207	0,606
IXOP	8,7091	30,069	-30,146	16,011	17,809	0,354	-0,038	-0,265	0,2677	0,303	0,318	1,016
KLEY	15,5756	24,806	-28,743	17,348	18,926	2,328	0,071	0,302	0,3102	0,233	0,202	0,699
KMAN	15,258	23,433	-27,461	17,879	18,793	1,554	0,056	0,05	0,0751	0,213	0,2	0,614
KSTD	15,258	27,24	-27,664	17,425	18,564	1,599	0,227	0,175	0,2866	0,206	0,213	0,674
LGBN	15,8658	18,158	-32,972	17,123	19,611	1,902	-0,168	0,516	0,5427	0,202	0,187	0,665
LSMH	15,5619	29,781	-28,558	16,554	18,156	1,583	-0,01	0,048	0,049	0,209	0,202	0,707
MALM	10,6968	18,7308	33,4638	16,832	19,644	0,898	-0,226	0,579	0,6215	0,307	0,292	0,937
MAUA	7,0226	23,528	-19,902	19,729	18,827	1,886	0,156	0,092	0,1811	0,345	0,331	1,139
MBRY	3,4661	18,469	-33,951	16,897	19,239	2,15	-0,081	0,16	0,1793	0,731	1,262	2,538
MRIV	8,4216	29,987	-29,209	16,347	18,308	1,59	0,005	0,225	0,2251	0,292	0,269	0,826
MTUT	3,2306	28,764	-31,537	15,743	18,868	2,792	-0,1	0,643	0,6507	0,727	0,543	1,751
NEWC	3,7646	29,976	-27,769	16,249	18,188	2,765	-0,515	0,103	0,5252	0,524	0,509	1,361
NSPT	15,8658	30,975	-25,475	17,302	18,158	1,702	0,026	0,195	0,1967	0,198	0,203	0,723
NYLS	11,948	28,406	-24,703	17,664	18,485	1,606	-0,167	0,221	0,277	0,231	0,226	0,782

Bloc Austral (BA)
142 sites utilisés dans l' inversion du pôle de rotation de la plaque Nubie

Vitesses par rapport (prp) à l'ITR2008 et à la Nubie fixe.

OKNY	6,6447	26,738	-26,934	18,111	17,863	2,964	0,641	-0,577	0,8624	0,424	0,394	1,022
PBWA	15,2526	31,134	-23,952	17,998	17,62	1,436	0,319	-0,323	0,454	0,218	0,202	0,673
PELB	11,9973	25,611	-33,985	15,531	19,169	1,99	-0,126	0,619	0,6317	0,259	0,284	0,826
PLBA	3,3566	25,611	-33,984	15,751	19,19	1,936	0,094	0,64	0,6469	0,6	0,514	1,504
PMBG	11,5893	30,383	-29,601	15,901	18,28	1,84	-0,263	0,244	0,3588	0,213	0,241	0,86
PRE1	13,0678	28,224	-25,746	17,731	18,525	0,416	0,153	0,241	0,2855	0,212	0,219	0,66
PRET	13,5742	28,283	-25,732	17,794	17,582	2,574	0,22	-0,696	0,7299	0,219	0,274	0,685
PSKA	13,0075	22,749	-29,668	17,365	19,242	1,956	0,005	0,445	0,445	0,228	0,216	0,68
PTBG	15,4168	29,466	-23,923	17,753	18,639	1,496	-0,146	0,494	0,5151	0,212	0,221	0,664
QTWN	12,9664	26,922	-31,908	15,835	18,7	1,045	-0,207	0,278	0,3466	0,323	0,323	0,742
RBAY	16,857	32,078	-28,796	16,772	17,647	0,876	0,624	-0,176	0,6483	0,22	0,194	0,677
RUS1	3,9315	27,282	-25,654	18,094	19,052	3,288	0,361	0,667	0,7584	0,462	0,456	1,129
SBAS	3,3868	18,85	-34,187	16,406	19,487	1,534	-0,439	0,429	0,6138	0,72	0,624	2,248
SBOK	16,5092	17,879	-29,669	17,928	19,455	0,819	-0,229	0,345	0,4141	0,196	0,19	0,582
SCO1	8,4216	30,754	-30,286	16,116	18,497	1,923	0,217	0,506	0,5506	0,282	0,288	0,906
SECD	3,8631	29,176	-26,523	17,497	18,48	0,957	0,265	0,302	0,4018	0,642	0,536	1,551
SOFL	2,642	34,836	-19,835	18,846	17,173	-5,764	0,474	-0,27	0,5455	0,807	0,839	4,306
STBS	10,6721	18,837	-33,845	16,28	19,53	0,768	-0,658	0,471	0,8092	0,267	0,264	1,03
SUT1	7,6495	20,81	-32,38	16,478	19,36	1,369	-0,493	0,422	0,6489	0,336	0,286	0,806
SUTH	19,3238	20,81	-32,38	16,817	19,202	0,351	-0,154	0,264	0,3056	0,206	0,169	0,501
SUTM	15,4333	20,811	-32,381	16,922	19,447	0,967	-0,048	0,509	0,5113	0,208	0,194	0,555
SUTV	8,0329	20,81	-32,38	16,498	19,305	1,127	-0,473	0,367	0,5987	0,332	0,268	0,806
ULDI	16,898	31,421	-28,293	16,428	17,978	-0,132	0,031	0,071	0,0775	0,207	0,218	0,68
UMTA	11,3648	28,673	-31,549	16,136	18,411	0,108	0,282	0,176	0,3324	0,249	0,295	0,829
UPTA	9,7604	21,258	-28,407	17,825	19,514	1,883	-0,095	0,606	0,6134	0,251	0,25	0,744
UPTN	3,1814	21,256	-28,414	18,057	18,44	3,957	0,138	-0,468	0,4879	0,637	0,56	2,33
WORC	7,655	19,445	-33,645	16,618	19,297	1,723	-0,261	0,273	0,3777	0,371	0,345	1,059
CLBR	5,3306	8,352	4,95	21,764	19,176	1,467	-0,653	-0,144	0,6687	0,547	0,486	1,861
DNDO	5,2868	20,821	-7,407	21,551	18,858	-2,555	-0,295	-0,079	0,3054	0,594	0,501	1,491
FG08	6,2778	14,503	-22,95	19,669	19,061	1,475	-0,401	-0,184	0,4412	0,292	0,291	1,138
FUTY	5,5469	12,498	9,35	21,852	18,926	-1,297	-0,551	-0,368	0,6626	0,397	0,337	1,302
GEMB	4,2738	11,184	6,917	21,953	19,296	0,348	-0,487	-0,017	0,4873	0,405	0,339	1,239
HUAM	4,7501	15,733	-12,774	21,607	19,673	-2,095	0,11	0,469	0,4817	0,433	0,471	1,045
KASM	4,0849	31,225	-10,172	20,705	17,792	1,955	-0,199	-0,14	0,2433	0,516	0,402	1,216
LBNG	4,9829	13,498	-14,916	21,507	18,953	-1,742	0,096	-0,32	0,3341	0,457	0,445	1,288
LIVA	3,143	34,107	-10,614	21,057	17,501	1,528	0,403	-0,046	0,4056	0,612	0,584	1,951
LLNG	4,0575	33,79	-13,947	19,608	17,259	0,494	-0,331	-0,333	0,4695	0,561	0,435	1,29
MZUZ	6,6174	34,006	-11,425	20,61	17,807	2,234	0,123	0,245	0,2741	0,355	0,343	1,311
NKLG	17,3689	9,672	0,354	22,382	19,089	0,27	-0,148	-0,234	0,2769	0,237	0,205	0,715
NMBE	5,2047	12,144	-15,197	21,688	19,248	-1,67	0,193	-0,052	0,1999	0,322	0,313	1,136
RUND	4,7392	19,776	-17,91	19,751	19,129	-0,005	-0,612	0,125	0,6246	0,367	0,387	1,583
SRMO	3,9945	20,393	-9,655	21,277	18,341	-4,641	-0,313	-0,625	0,699	0,736	0,461	1,851
STHL	6,8145	-5,667	-15,943	22,424	18,565	0,577	-0,615	-0,098	0,6228	0,482	0,353	1,064
SUMB	5,421	13,837	-11,202	21,722	18,975	-3,061	-0,085	-0,289	0,3012	0,379	0,311	1,168
TETE	3,5756	33,576	-16,147	18,834	17,731	0,984	-0,602	0,109	0,6118	0,523	0,498	1,664
TEZI	6,2368	26,016	-15,747	19,76	18,925	2,716	-0,42	0,413	0,589	0,346	0,337	1,363
UIGE	5,1362	15,053	-7,612	22,122	19,279	-2,258	0,045	0,051	0,068	0,502	0,371	1,503
UKAM	2,3683	25,003	-8,733	21,345	18,686	-3,657	-0,132	0,079	0,1538	0,906	0,701	3,004
WIND	13,9302	17,089	-22,575	19,443	19,558	0,499	-0,362	0,411	0,5477	0,275	0,223	0,59

Bloc Central (BC)

Vitesses par rapport (prp) à l'ITR2008 et à la Nubie fixe.

ZAMB	15,1951	28,311	-15,426	19,915	18,33	0,381	-0,133	0,055	0,1439	0,195	0,185	0,622
ABUZ	5,5441	7,649	11,152	21,651	19,307	0,586	-0,342	-0,008	0,3421	0,372	0,324	1,11
AGUI	7,3319	-15,446	27,904	15,88	17,692	-0,551	-0,238	0,15	0,2813	0,347	0,287	1,093
ALDE	7,2772	-15,78	27,985	16,323	17,081	-0,571	0,278	-0,413	0,4978	0,321	0,363	1,218
ANTI	7,2197	-14,014	28,423	16,186	17,84	-0,19	0,019	0,101	0,1028	0,298	0,3	0,951
ARG1	6,6913	-15,681	27,761	16,222	17,284	-0,943	0,094	-0,224	0,2429	0,28	0,285	0,883
BJAB	8,3833	2,001	7,182	22,323	19,001	-1,21	0,279	-0,164	0,3236	0,299	0,277	1,046
BJCO	8,3833	2,45	6,385	21,961	18,803	0,558	-0,171	-0,38	0,4167	0,292	0,272	0,934
BJKA	8,1917	2,928	11,125	21,697	18,663	0,575	0,008	-0,539	0,5391	0,375	0,295	1,052
BJNA	8,0657	1,381	10,253	21,347	19,252	0,104	-0,346	0,115	0,3646	0,348	0,274	0,95
BJNI	8,0876	3,204	9,951	21,713	18,589	2,408	-0,12	-0,623	0,6345	0,363	0,347	1,227
BJPA	8,2026	2,626	9,358	22,072	18,726	-0,149	0,21	-0,464	0,5093	0,289	0,267	0,892
BJSA	8,2026	1,993	7,928	21,979	18,747	0,069	0,006	-0,417	0,417	0,298	0,254	0,974
BKFP	5,9521	4,229	12,469	21,802	19,316	-0,011	0,176	0,07	0,1894	0,374	0,372	1,142
DAKA	5,2101	-17,465	14,685	19,209	17,256	0,976	-0,375	0,011	0,3752	0,784	0,676	1,355
DAKR	6,0014	-17,439	14,721	19,95	16,905	0,38	0,373	-0,344	0,5074	0,347	0,437	1,162
DEBK	4,9145	37,894	13,15	23,406	17,464	0,51	-0,634	0,489	0,8007	0,39	0,39	1,331
DJOU	5,5141	1,662	9,692	21,709	18,908	-0,419	-0,064	-0,242	0,2503	0,327	0,272	1,213
ERRA	1,8617	-4,439	31,923	16,553	19,215	-1,022	-0,134	0,448	0,4676	0,383	0,387	1,696
ETAD	5,8891	38,763	9,02	23,391	17,449	-2,525	-0,348	0,616	0,7075	0,332	0,326	1,969
ETJI	2,3491	36,817	7,668	23,628	17,189	0,771	0,11	0,044	0,1185	0,845	0,778	2,759
FUNC	13,9056	-16,908	32,648	14,886	17,782	-0,407	0,528	0,453	0,6957	0,287	0,256	0,931
GAO1	4,5859	-0,006	16,252	20,8	18,807	0,235	0,05	-0,259	0,2638	0,305	0,287	1,304
GMAS	10,475	-15,634	27,765	16,817	17,446	-0,144	0,683	-0,069	0,6865	0,206	0,176	0,859
GRAF	7,3319	-16,268	28,454	16,135	17,217	0,226	0,307	-0,207	0,3703	0,351	0,342	1,009
HARI	3,7399	-13,485	29,145	15,875	17,801	-0,944	-0,15	-0,008	0,1502	0,355	0,322	0,887
HRIA	7,3319	-13,485	29,145	16,246	17,539	-1,257	0,221	-0,27	0,3489	0,34	0,291	1,024
HUKP	3,6906	7,591	12,921	21,667	18,988	-0,676	-0,16	-0,326	0,3631	0,618	0,513	1,743
LAF1	4,5886	3,395	6,518	22,19	19,016	-0,139	0,033	-0,203	0,2057	0,737	0,588	2,901
LPAL	16,2574	-17,894	28,764	16,192	17,041	-0,043	0,699	-0,139	0,7127	0,176	0,179	0,466
MAS1	21,5606	-15,633	27,764	16,769	17,438	-0,585	0,635	-0,077	0,6397	0,149	0,143	0,507
MAZO	6,7022	-17,779	28,606	15,9	17,213	0,241	0,339	0,016	0,3394	0,336	0,378	1,039
NIA1	5,0814	2,183	13,479	21,569	18,979	-0,926	0,222	-0,193	0,2942	0,331	0,298	1,095
OLIV	7,2197	-13,928	28,61	16,592	17,166	-0,148	0,47	-0,584	0,7496	0,293	0,359	0,916
OSGF	5,9055	7,486	9,028	21,68	19,254	-0,989	-0,472	-0,059	0,4757	0,389	0,309	1,27
OUAG	7,6687	-1,512	12,356	21,21	18,592	-1,815	-0,019	-0,385	0,3855	0,314	0,254	0,963
PSA2	3,4798	-16,338	33,086	13,947	17,333	-0,817	-0,357	-0,081	0,3661	0,451	0,547	1,421
RIBJ	3,488	-17,16	32,845	14,253	17,038	-0,999	0,003	-0,254	0,254	0,534	0,552	1,795
SNMG	8,5284	-16,615	28,097	16,281	17,274	-1,343	0,391	-0,099	0,4033	0,277	0,257	0,929
STEI	7,3319	-16,816	28,298	16,28	16,65	-1,038	0,482	-0,693	0,8441	0,32	0,323	1,129
TARA	6,7022	-14,115	28,194	16,484	17,357	-0,808	0,263	-0,368	0,4523	0,316	0,341	1,047
TENE	3,6933	-16,314	28,48	16,333	17,169	-2,594	0,52	-0,248	0,5761	0,472	0,426	1,401
TN01	10,245	-16,241	28,477	16,371	17,307	-0,32	0,547	-0,121	0,5602	0,274	0,268	0,895
TN02	10,2368	-16,551	28,418	15,898	16,823	-2,27	0,1	-0,559	0,5679	0,28	0,25	1,024
TN03	3,6933	-16,719	28,047	16,491	16,931	-2,119	0,6	-0,427	0,7364	0,375	0,452	1,208
ULP1	4,0219	-15,456	28,07	16,631	17,555	-2,177	0,566	0,015	0,5662	0,356	0,352	1,298
YAIZ	7,3319	-13,766	28,952	16,219	17,449	-0,755	0,177	-0,323	0,3683	0,288	0,3	0,977
YKRO	18,0726	-5,24	6,871	21,667	18,532	1,045	-0,119	-0,168	0,2059	0,182	0,178	0,633

Bloc Sahara Occidental (BSOc)

Vitesses par rapport (prp) à l'ITR2008 et à la Nubie fixe.

ASMA	4,167	38,91	15,34	24,735	16,897	0,871	0,486	0,089	0,4941	0,888	0,931	2,114
JDID	1,6975	-8,502	33,248	16,192	19,015	-7,227	0,598	0,622	0,8628	0,482	0,454	1,847
METU	4,8515	35,586	8,271	23,257	17,586	16,217	-0,267	0,253	0,3678	0,245	0,234	1,813
SHEB	12,063	39,054	15,853	24,834	16,241	0,149	0,545	-0,543	0,7693	0,216	0,224	0,715

BSOr

ABOO	5,306	37,809	8,992	22,904	17,406	0,908	-0,788	0,418	0,892	0,471	0,411	1,438
ADD1	2,9213	38,766	9,035	25,159	17,59	5,125	1,418	0,758	1,6079	0,832	0,562	1,489
ADIS	10,0452	38,766	9,035	25,011	18,835	-1,154	1,27	2,003	2,3717	0,356	0,291	0,933
ANKO	1,1964	39,742	9,583	25,299	19,36	1,242	1,456	2,692	3,0605	1,792	1,818	5,395
ARMI	8,7748	37,561	6,062	25,223	15,239	-0,507	1,854	-1,789	2,5764	0,693	0,732	1,385
ASAB	9,1444	42,654	13,063	39,673	27,74	-2,464	15,328	11,59	19,217	0,303	0,252	0,812
ASC1	11,3676	-14,412	-7,951	-5,218	11,081	-0,515	-28,608	-6,604	29,36	0,331	0,32	0,975
ASCG	1,8973	-14,333	-7,916	-3,683	11,538	1,214	-27,067	-6,158	27,759	1,201	0,984	2,576
ASOS	4,9966	34,553	10,051	22,855	17,967	0,101	-0,765	0,483	0,9047	0,401	0,359	1,313
BDAR	4,4161	37,36	11,6	22,071	17,212	-0,115	-1,823	0,152	1,8293	0,382	0,352	1,511
BDMT	4,8268	37,36	11,6	22,119	17,24	0,331	-1,775	0,18	1,7841	0,401	0,449	1,238
BENI	10,5434	28,341	-26,195	15,021	18,944	5,522	-2,419	0,672	2,5106	0,392	0,284	1,067
BFTA	3,551	26,205	-29,111	16,965	19,22	1,963	0,007	0,727	0,727	0,587	0,439	1,213
BISO	6,8254	27,429	-32,864	14,892	18,593	1,598	-0,778	0,224	0,8096	0,393	0,354	0,941
BNGL	5,4154	13,408	-12,584	18,993	17,671	-5,153	-2,698	-1,604	3,1388	0,535	0,617	1,847
CBND	4,7913	12,191	-5,558	21,323	18,696	-3,323	-1,008	-0,604	1,1751	0,907	0,582	1,429
CEUD	1,5058	-5,281	35,895	4,719	17,692	-28,041	-10,671	-1,005	10,718	1,28	0,911	4,284
CGGN	5,0596	9,118	10,123	22,595	20,352	0,002	0,43	1,029	1,1152	0,579	1,321	1,176
CGGT	2,6803	9,118	10,123	24,437	12,691	3,876	2,272	-6,632	7,0104	0,695	0,731	2,208
CHMO	1,7112	33,42	-19,143	18,458	16,952	10,405	-0,242	-0,691	0,7322	1,778	1,523	7,79
CTPM	4,0985	33,263	-9,701	19,86	16,561	5,044	-1,028	-1,104	1,5085	0,735	0,551	1,462
CUIT	5,2047	16,942	-12,382	19,194	18,935	-3,745	-2,264	-0,219	2,2746	0,393	0,291	1,885
DA25	2,7187	40,368	12,337	-49,538	2,026	45,597	-73,675	-14,534	75,095	2,945	0,912	2,061
DA35	3,8028	40,272	12,332	-51,957	2,365	21,197	-76,088	-14,212	77,404	2,488	0,779	1,575
DA45	3,6824	40,235	12,202	-53,781	-10,05	13,989	-77,898	-26,633	82,325	3,192	1,378	1,771
DA60	3,7755	40,071	12,066	-17,164	1,851	-2,47	-41,26	-14,761	43,821	0,848	0,625	1,336
DABB	1,451	40,496	12,651	59,389	83,669	98,118	35,217	67,131	75,808	2,331	2,46	5,478
DABT	2,6174	40,358	12,644	9,493	19,729	35,647	-14,669	3,167	15,007	0,646	0,591	2,03
DAFT	2,6037	40,317	12,068	-46,189	-27,292	16,234	-70,3	-43,861	82,861	3,174	1,197	1,594
DAKE	1,3415	39,483	13,481	26,488	13,926	-1,279	2,318	-2,786	3,6242	0,838	1,081	2,327
DAMY	2,7023	42,034	9,423	28,034	17,515	-1,383	4,1	1,251	4,2866	0,481	0,461	1,453
DASA	1,0924	40,977	12,04	43,952	27,097	-17,667	19,804	10,644	22,483	1,2	1,374	5,302
DASL	1,4347	41,179	12,398	85,7	38,328	-16,043	61,508	21,91	65,294	1,782	1,052	4,651
DASM	2,6365	41,009	11,779	47,64	56,558	-15,75	23,514	40,11	46,494	1,32	1,536	3,465
DATR	2,2231	40,315	12,481	-6,355	6,634	30,951	-30,501	-9,935	32,078	0,999	1,147	2,127
DAYR	1,0705	40,461	12,253	-212,757	-91,608	72,822	-236,89	-108,15	260,41	4,013	4,161	12,612
DJIG	3,3977	42,847	11,526	31,43	18	-0,017	7,224	1,886	7,4661	0,907	0,511	1,498
DKHL	1,8645	-15,941	23,686	16,983	18,872	-8,241	-0,333	1,401	1,44	0,5	0,557	2,669
EH01	1,5414	-17,923	27,815	18,584	15,965	65,645	2,789	-1,21	3,0402	1,106	0,868	3,932
ETDD	5,2594	41,858	9,613	28,213	14,997	-3,011	4,265	-1,299	4,4584	0,584	0,532	2,347
FG03	1,0486	11,854	-4,797	21,067	19,252	2,042	-1,313	-0,053	1,3141	1,226	1,044	4,468
FG07	6,2778	6,733	0,338	22,949	20,148	-1,169	0,425	0,845	0,9459	0,388	0,385	1,291
FG42	5,1882	18,508	-33,87	18,528	15,241	-3,776	1,535	-3,836	4,1317	0,378	0,601	1,302

Autres sites de la plaque Nubie

Vitesses par rapport (prp) à l'ITR2008 et à la Nubie fixe.

FPNO	1,5058	7,033	5,435	20,417	18,319	6,698	-1,938	-0,989	2,1758	1,783	1,72	5,672
FRON	7,0418	-18,011	27,754	19,172	21,143	18,895	3,37	3,981	5,2159	2,708	1,589	4,164
GABH	1,0842	40,545	12,683	58,311	29,138	299,31	34,133	12,609	36,387	1,562	4,398	12,796
GEOA	5,5496	22,383	-34,002	16,314	20,147	2,502	0,073	1,321	1,323	0,47	0,413	1,027
GULM	1,8617	-10,049	29,002	15,528	18,08	-6,471	-1,065	-0,146	1,075	0,527	0,534	2,034
HARK	3,1649	27,708	-25,887	20,931	19,763	-0,896	3,319	1,423	3,6112	1,126	0,818	1,986
HART	1,4428	27,708	-25,887	14,128	21,559	-30,76	-3,484	3,219	4,7434	3,843	4,079	15,816
IFR1	7,7591	-5,126	33,514	17,199	17,233	0,414	1,082	-1,477	1,8309	0,29	0,276	0,783
IGCA	3,5592	13,232	-8,812	21,28	19,505	-2,193	-0,783	0,226	0,815	0,514	0,523	1,799
INHB	4,0383	35,383	-23,871	12,493	15,086	0,044	-4,677	-2,277	5,2018	1,728	0,827	1,699
INZG	1,8617	-9,547	30,363	14,266	17,894	-5,718	-2,01	-0,388	2,0471	0,661	0,433	1,808
ISGN	2,4175	-4,548	34,932	14,358	11,826	2,571	-1,455	-6,932	7,0831	0,842	0,907	2,318
JPRE	1,5633	28,283	-25,732	19,64	19,626	1,69	2,066	1,348	2,4669	0,93	0,928	3,48
KOKS	5,1307	29,422	-30,564	16,82	19,207	3,101	0,793	1,057	1,3214	0,487	0,495	1,25
KRUG	10,5352	27,766	-26,083	16,102	18,763	2,181	-1,449	0,429	1,5112	0,432	0,427	0,862
KUKU	1,6153	-0,368	6,192	22,336	18,704	-8,832	0,289	-0,342	0,4478	1,247	1,066	4,415
LAF2	9,0678	4,674	8,482	21,308	19,36	-0,362	-0,743	0,101	0,7498	0,798	0,771	2,3
LAMP	18,3737	12,606	35,5	20,186	18,308	1,105	1,207	-0,984	1,5573	0,162	0,183	0,59
LAYN	1,3251	-13,191	27,15	15,83	17,998	1,763	-0,837	0,151	0,8505	1,85	1,27	3,169
LNDA	3,217	13,183	-8,903	21,766	21,87	3,557	-0,292	2,59	2,6064	0,577	0,505	1,612
LP01	1,6099	-17,849	28,487	16,705	14,737	0,041	1,115	-2,45	2,6918	1,227	0,792	3,238
LUNA	4,9747	19,908	-11,788	19,295	17,765	-3,46	-2,036	-1,231	2,3792	0,515	0,618	1,612
MBRG	15,3922	29,454	-25,774	17,14	18,898	0,65	-0,26	0,752	0,7957	0,225	0,235	0,682
MDGR	3,2197	13,131	11,838	22,084	21,252	1,474	-0,228	1,971	1,9841	0,468	0,412	1,94
MFKG	15,2827	25,54	-25,805	18,354	19,414	1,031	0,416	0,857	0,9526	0,212	0,237	0,561
MLNJ	5,0568	16,346	-9,546	20,041	16,956	-2,479	-1,787	-2,223	2,8522	0,84	0,613	2,544
MONG	5,3689	23,151	-15,254	20,394	19,514	0,891	-0,129	0,748	0,759	0,385	0,355	1,34
MORJ	1,7084	-14,36	28,052	17,721	16,065	28,11	1,492	-1,627	2,2075	1,235	1,207	4,224
MPTB	2,3244	32,568	-25,966	13,992	20,811	-7,125	-2,928	3,053	4,2301	0,84	1,289	2,676
MSKU	5,859	13,552	-1,632	20,862	20,835	5,185	-1,618	1,564	2,2503	0,973	0,567	1,877
MTND	2,8227	33,609	-16,14	26,062	19,893	22,613	6,627	2,276	7,0069	1,454	0,76	5,179
NDLT	5,0048	14,911	-9,301	20,992	18,929	-1,584	-0,939	-0,303	0,9867	0,631	0,481	1,461
PAR9	3,3895	42,847	11,526	36,945	18,866	-24,779	12,739	2,752	13,033	1,345	0,852	5,132
PGMD	3,5975	42,556	11,617	42,875	24,784	2,455	18,676	8,616	20,568	1,005	0,899	2,733
PHLW	2,3901	31,343	29,862	22,611	19,37	-0,954	-0,531	1,453	1,547	0,486	0,551	1,913
PLET	5,1115	23,367	-34,055	15,676	19,495	2,558	-0,369	0,747	0,8332	0,378	0,4	1,167
POTG	6,4093	28,93	-24,013	17,397	19,6	1,928	-0,548	1,394	1,4978	0,418	0,383	1,18
PRE3	1,7522	28,224	-25,746	19,438	19,406	1,824	1,86	1,122	2,1722	0,841	0,724	2,59
PRE4	1,7522	28,224	-25,746	19,533	19,441	1,567	1,955	1,157	2,2717	0,795	0,738	2,606
PTDJ	9,8234	42,884	11,789	42,279	26,596	1,368	18,043	10,489	20,87	0,459	0,267	2,262
RUST	2,5079	6,979	4,802	19,263	17,314	1,287	-3,121	-1,993	3,7031	2,024	1,937	5,88
S121	8,5092	28,224	-25,746	17,689	19,046	-0,717	0,111	0,762	0,77	0,349	0,319	0,835
SERB	4,1752	37,022	12,512	22,629	17,549	-0,043	-1,31	0,436	1,3807	0,435	0,481	1,886
SHIS	4,909	38,988	11,985	22,153	17,099	1,153	-1,87	0,304	1,8945	0,576	0,442	1,408
SIMO	14,5133	18,44	-34,188	16,218	19,317	-0,739	-0,703	0,236	0,7416	0,246	0,205	0,634
SOSH	2,9596	28,113	-25,458	18,272	19,436	4,082	0,601	1,14	1,2887	0,575	0,503	1,455
SPRT	11,0226	30,185	-24,672	18,715	18,801	0,903	1,111	0,741	1,3354	0,323	0,335	0,788
STAN	2,5736	31,29	-29,344	15,244	13,145	-16,853	-0,857	-4,779	4,8552	1,005	1,338	3,168
STNG	5,9384	31,291	-29,346	15,082	18,193	1,809	-1,018	0,269	1,0529	0,475	0,45	1,006
TEMB	2,5681	28,273	-25,384	18,918	19,966	-3,283	1,25	1,687	2,0996	0,57	0,529	1,802

Vitesses par rapport (prp) à l'ITR2008 et à la Nubie fixe.

TIAS	8,5284	-13,654	28,952	16,375	18,496	-0,714	0,316	0,709	0,7762	0,26	0,317	1,032		
TOMB	3,707	-2,997	16,731	21,372	17,989	-0,331	0,985	-0,887	1,3255	0,4	0,332	1,21		
TRGE	1,7523	18,469	-33,951	12,955	18,036	-2,458	-4,023	-1,043	4,156	4,075	3,195	6,422		
VERG	10,527	27,904	-26,661	16,577	18,376	1,921	-0,798	0,057	0,8	0,268	0,255	0,907		
VWZM	4,2738	33,574	-11,175	16,645	18,083	2,993	-3,921	0,461	3,948	1,096	0,58	1,323		
WELK	5,2046	26,737	-27,978	16,42	18,586	1,899	-0,768	0,146	0,7818	0,444	0,404	0,919		
YAOU	3,4579	11,457	3,87	21,466	18,645	-0,984	-1,06	-0,665	1,2513	0,603	0,588	2,209		
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
BAKC	3,1759	29,893	0,35	27,533	19,083	3,243	4,962	0,988	5,0594	0,52	0,507	1,784	MP Victoria	
EBBE	5,2594	32,445	0,038	24,903	16,21	-3,352	2,368	-1,565	2,8384	0,367	0,4	1,573		
FG04	3,8329	32,587	0,313	25,105	16,238	-0,284	2,534	-1,518	2,9539	0,731	0,609	1,861		
GETA	4,2409	32,217	-2,881	24,379	18,124	-2,514	2,255	0,319	2,2775	0,328	0,325	1,182		
HOID	2,527	31,34	1,449	21,674	17,633	9,046	-1,032	-0,285	1,0706	0,828	0,856	3,792		
MBAR	16,0712	30,738	-0,601	24,684	17,569	0,914	2,229	-0,424	2,269	0,209	0,212	0,685		
MOIU	8,4983	35,29	0,288	24,313	18,254	-1,444	1,741	0,877	1,9494	0,302	0,315	1,104		
NURK	6,4148	30,09	-1,945	24,894	17	-4,877	2,609	-1,071	2,8203	0,487	0,329	1,723		
ABPO	9,0075	47,229	-19,018	18,258	14,227	0,571	0,824	-1,025	1,3151	0,305	0,266	0,866		MPL
VOIM	3,9781	46,7933	21,9063	17,439	14,837	1,816	0,919	-0,505	1,0486	0,606	0,514	1,681		
ZMBT	2,2067	44,7327	-22,827	16,191	14,66	-0,779	-0,234	-1,094	1,1187	0,83	0,72	2,089		
KA01	1,0842	33,896	-9,954	21,39	15,932	-6,149	0,587	-1,645	1,7466	5,947	2,912	13,279	MP Rovuma	
KFNY	4,5722	35,103	-9,547	23,362	17,958	2,196	2,537	0,554	2,5968	0,405	0,451	1,134		
LCNG	1,7303	35,244	-13,301	19,847	18,474	5,429	-0,137	1,091	1,0996	1,144	0,974	3,425		
LIVA	3,143	34,107	-10,614	21,057	17,501	1,528	0,403	-0,046	0,4056	0,612	0,584	1,951		
MATL	5,0349	34,585	-9,592	23,695	17,03	1,844	2,853	-0,449	2,8881	0,524	0,423	1,965		
MBBC	5,0295	34,8	-11,274	20,763	16,166	6,055	0,291	-1,282	1,3146	0,804	0,54	1,829		
MBEY	4,4353	33,459	-8,912	23,466	17,535	1,818	2,431	-0,103	2,4332	0,492	0,442	1,29		
MOCU	2,2861	36,835	-16,869	18,589	17,346	0,8	0,423	0,204	0,4696	0,626	0,641	1,91		
MTDK	4,208	36,421	-7,544	-11,27364	16,295	1,693	-2,685	-0,911	2,8353	0,851	0,669	2,027		
MTVE	3,8494	40,166	-10,26	22,12	15,893	-0,302	1,714	-0,702	1,8522	0,515	0,504	1,693		
MTWA	6,1875	40,2	-10,269	25,257	15,902	-2,707	4,855	-0,687	4,9034	0,455	0,464	1,347		
NMPL	4,679	39,258	-15,123	19,78	16,158	0,7	0,544	-0,592	0,804	0,578	0,438	1,667		
PMBA	4,3285	40,484	-12,964	20,427	16	-0,404	0,713	-0,54	0,8944	0,519	0,478	1,561		
QLMN	1,2841	36,887	-17,883	21,381	17,535	1,27	2,683	0,401	2,7128	1,301	1,571	4,509		
SNGC	5,0322	35,673	-10,69	19,804	18,085	2,268	-0,745	0,765	1,0678	0,722	0,751	1,562		
TUKC	5,2348	33,752	-9,332	23,248	14,648	-1,894	2,311	-2,949	3,7466	0,5	1,142	1,817		
ZOMB	6,2478	35,325	-15,376	19,507	16,94	0,473	0,028	-0,431	0,4319	0,43	0,385	1,261		
ARSH	3,3949	36,698	-3,387	23,384	17,113	2,958	1,418	-0,051	1,4189	0,603	0,615	2,059	Plaque Somalie	
ASUM	1,7303	34,617	-0,619	24,113	18,795	-0,702	1,674	1,32	2,1318	1,536	0,967	3,229		
BOM1	2,2177	55,709	-21,24	217,486	39,795	157,38	201,553	26,459	203,28	1,203	1,703	3,722		
BONG	3,7864	55,71	-21,24	9,448	46,129	1,123	-6,485	32,793	33,428	7,592	7,803	5,853		
BOR5	10,1109	55,707	-21,246	2,469	7,19	-12,33	-13,462	-6,146	14,799	4,217	1,121	3,271		
BPAN	3,7782	55,643	-20,982	17,185	11,785	-4,82	1,151	-1,567	1,9443	0,642	0,884	2,025		
CHA7	4,9582	55,7	-21,233	1,352	29,752	5,913	-14,585	16,414	21,958	1,222	1,16	1,784		
CITG	4,1396	55,687	-21,218	20,979	7,303	-14,402	5,036	-6,038	7,8625	1,909	2,916	5,715		
DERG	5,4538	55,72	-21,242	74,354	28,937	14,641	58,422	15,604	60,47	28,298	4,218	12,06		
DODC	1,2238	35,748	-6,17	25,711	15,764	-3,541	4,235	-1,544	4,5077	1,114	1,599	2,77		
DODM	6,7734	35,748	-6,186	22,872	17,363	-2,216	1,399	0,055	1,4001	0,381	0,372	1,195		

Vitesses par rapport (prp) à l'ITR2008 et à la Nubie fixe.

DSRG	9,1855	55,715	-21,249	87,001	-62,111	37,728	71,072	-75,445	103,65	14,165	13,629	22,329
FERG	6,3683	55,733	-21,241	53,773	21,689	-10,385	37,842	8,359	38,754	3,526	1,999	2,3
FG06	4,2108	57,496	-20,272	16,548	10,557	0,014	0,401	-2,336	2,3702	0,653	0,533	2,346
FG96	2,4284	57,482	-20,263	17,709	11,202	0,273	1,557	-1,695	2,3016	0,787	0,604	2,883
FJAG	3,5373	55,722	-21,229	53,022	64,235	-1,423	37,086	50,902	62,979	2,682	5,291	2,314
FJSG	2,8063	55,722	-21,23	55,808	-3,003	53,725	39,872	-16,336	43,089	2,599	3,643	2,771
FOAG	1,2786	55,719	-21,262	23,329	-3,507	-24,494	7,405	-16,84	18,396	2,363	11,588	7,135
FORG	5,1498	55,719	-21,262	33,544	-28,169	-6,375	17,62	-41,502	45,087	1,029	5,039	1,765
GITG	7,2115	55,572	-21,208	106,906	29,427	-7,251	90,949	16,058	92,356	37,119	11,385	33,938
HDLG	2,2259	55,791	-21,251	27,761	7,386	-31,783	11,838	-5,93	13,24	1,378	0,918	4,403
MAIG	2,0643	55,383	-21,08	18,808	12,415	0,418	2,788	-1	2,9619	0,916	0,754	1,993
MAL2	9,0897	40,194	-2,996	26,353	16,164	-0,139	4,372	-0,426	4,3927	0,276	0,275	0,909
MALI	12,6954	40,194	-2,996	26,154	16,43	-1,384	4,173	-0,16	4,1761	0,441	0,306	1,239
MAYG	3,6386	45,258	-12,782	21,974	15,05	1,562	2,51	-0,601	2,5809	0,709	0,607	1,852
MOS2	2,5051	37,337	-3,35	25,797	16,708	1,566	3,836	-0,356	3,8525	1,072	1,05	4,09
MTDK	4,208	36,421	-7,544	18,495	16,295	1,693	-2,685	-0,911	2,8353	0,851	0,669	2,027
NEGE	5,4565	39,589	5,335	27,855	17,186	1,415	4,518	0,492	4,5447	0,385	0,365	0,983
OLO3	1,139	35,871	-2,754	26,962	15,896	6,149	4,873	-1,394	5,0685	1,715	1,121	5,163
PANO	6,9322	55,687	-21,002	16,429	11,154	1,362	0,406	-2,187	0,403	0,428	1,541	PANO
RCMN	9,7851	36,894	-1,221	26,452	16,983	-2,904	4,118	-0,15	1,403	0,268	0,254	0,883
RDRG	7,592	63,426	-19,681	17,087	8,908	48,34	1,143	-2,429	2,6845	0,224	0,211	0,872
REDG	1,2621	39,531	8,266	26,935	20,526	-7,825	3,243	3,822	5,0125	2,409	2,519	5,921
REUN	18,3518	55,572	-21,208	17,533	11,892	-0,911	1,576	-1,477	2,1599	0,299	0,261	0,872
RIVG	3,5428	55,701	-21,254	34,835	13,314	-11,695	18,906	-0,024	18,906	8,731	6,687	4,634
ROBE	7,8275	40,026	7,113	27,94	14,674	4,516	4,363	-1,945	4,7769	0,715	0,616	1,422
RVLG	2,7872	55,701	-21,256	-4,731	-2,408	-6,675	-20,659	-15,746	25,976	3,26	2,64	2,487
SEY1	20,1067	55,479	-4,674	25,125	11,687	-2,352	3,805	-1,705	4,1695	0,373	0,332	1,142
SEY2	1,6099	55,479	-4,674	26,806	11,374	0,012	5,486	-2,018	5,8454	1,722	1,534	5,363
SEYG	5,1335	55,531	-4,679	24,914	12,053	0,166	3,597	-1,326	3,8336	0,747	0,607	1,801
SLEU	10,7899	55,288	-21,196	17,017	11,468	-0,467	1,032	-1,97	2,2239	0,377	0,387	1,313
SNEG	9,4182	55,718	-21,239	109,693	119,976	65,722	93,76	106,642	142	17,346	10,767	8,854
TANA	2,193	37,329	11,569	21,509	15,638	12,426	-2,381	-1,427	2,7759	0,902	0,818	3,503
TANZ	7,4004	39,208	-6,766	21,745	16,467	1,402	0,505	-0,291	0,5828	0,477	0,398	1,213
TRCG	3,3758	55,798	-21,291	18,096	16,241	-12,991	2,189	2,927	3,655	1,349	0,847	5,246
VACS	9,3224	57,497	-20,297	16,997	11,109	-0,429	0,859	-1,784	1,98	0,362	0,299	1,135
VHMR	2,4503	49,921	-13,458	20,338	13,007	0,137	1,352	-1,671	2,1495	1,225	1,12	4,004
ZNZB	3,5784	39,211	-6,219	24,342	16,519	0,632	2,987	-0,239	2,9965	0,948	0,837	3,673

