



UNIVERSITÉ PARIS-SUD

ÉCOLE DOCTORALE 534 MIPEGE
Laboratoire GEOPS

SCIENCES DE LA TERRE

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenance prévue le 3 Novembre 2014

par

Aurore L.R. SIBRANT

Évolution des îles volcaniques de Graciosa, S. Miguel et
Santa Maria : implications pour la limite de plaque
Nubie/Eurasie dans les Açores

Evolution of the Graciosa, S. Miguel and Santa Maria
volcanic islands: Implications for the Nubia/Eurasia
plate boundary in the Azores

Directeur de thèse : Anthony HILDENBRAND, Chargé de Recherche CNRS, HDR (Université Paris-Sud)

Co-directeur de thèse : Fernando Ornelas MARQUES, Assistant Professor, HDR (Universidade de Lisboa)

Composition du jury :

Rapporteurs: Valerio ACOCELLA, Permanent Researcher (Università Roma Tre, Italie)
Mathilde CANNAT, Directrice de Recherche CNRS (Institut de Physique du Globe de Paris)

Examineurs: Andrew CALVERT, Volcanologist (US Geological Survey, USA)
Hermann ZEYEN, Professeur HDR, (Université Paris-Sud)

Invités: Anne DAVAILLE, Directrice de Recherche CNRS (Université Paris-Sud)
Pierre-Yves GILLOT, Professeur HDR, (Université Paris-Sud)

Evolution des îles volcaniques de Graciosa, S. Miguel et Santa Maria : implications pour la limite de plaque Nubie/Eurasie dans les Açores

1. Introduction.....3

La théorie de la tectonique des plaques constitue une avancée majeure du siècle dernier pour l'étude de la Terre et de sa compréhension. Elle est basée sur l'hypothèse que la lithosphère est découpée en plaques rigides interconnectées, qui interagissent entre elles. Lorsque que trois plaques se rencontrent, leur point de rencontre est appelé point triple ou jonction triple (en anglais Triple Junction, TJ) (McKenzie and Morgan, 1969 ; McKenzie and Parker, 1967). La nature de la TJ dépend de la cinématique entre les différentes plaques. Sur les 16 configurations discutées par McKenzie and Morgan (1969), les TJ formées par 3 rides (R-R-R) sont considérées comme les plus stables dans l'espace et dans le temps. Cependant de nombreuses TJ de type R-R-R montrent une histoire géologique plus complexe que prédite (e.g. Bird et al., 1999 ; Ligi et al., 1999 ; Mitchell, 1991 ; Viso et al., 2005). L'archipel des Açores est situé proche d'une TJ (Figure 1), où la limite de plaque entre l'Eurasie et la Nubie a changé de configuration mais aussi de position, passant d'une faille transformante (EAFZ) à un rift ultra-lent actif, le Rift de Terceira (TR). Cette frontière de plaque a été récemment considérée comme diffuse proche de la TJ (Marques et al., 2013, 2014). L'archipel des Açores montre également un excès significatif de volcanisme ainsi qu'un plateau anormalement épais – épaisseur crustale deux fois supérieur à la normale - qui ne peut être expliqué par la géométrie de la TJ (Georgen and Sankar, 2010). La migration de la frontière de plaque ainsi que le volcanisme semblent indiquer la présence d'un panache mantellique fixe sous les Açores (Vogt, 1976 ; Schilling, 1985 ; Gente et al., 2003). Cependant le nombre de migrations successives de la frontière de plaque et leur séquence temporelle restent inconnus. Lors de cette thèse, nous étudions comment la frontière de plaque Eu/Nu à évoluer dans l'espace et dans le temps. Nous utilisons le volcanisme des îles de Graciosa, S. Miguel et Santa Maria comme marqueur de la déformation régionale. A partir d'une étude géomorphologique, stratigraphique, géochronologique, structurale et tectonique ainsi que l'étude de la bathymétrie et des données géophysiques existantes, nous reconstruisons les étapes de construction et de destruction des îles, puis discutons de leur signification géodynamique concernant l'évolution de la limite de plaque et de son architecture. Ensuite via une approche analogique de dynamique des fluides, nous examinons les relations possibles entre un panache mantellique, la migration de la frontière de plaque et le développement du volcanisme sur différentes échelles de temps et d'espace.

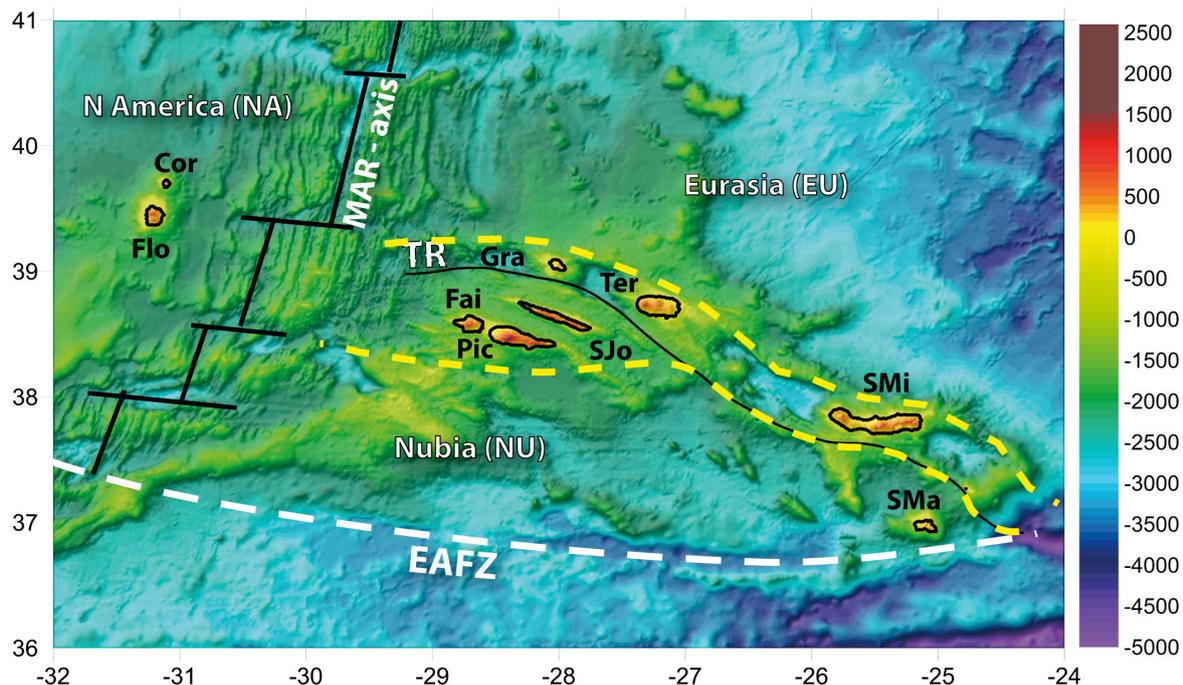


Figure 1. Bathymétrie de l'archipel des Açores (Lourenço et al., 1998). La dorsale médio-Atlantique (MAR) est représentée par les traits noirs épais. Les lignes pointillées blanche et jaune représentent respectivement l'ancienne frontière de plaque Eurasie/Nubie (East Azores Fracture Zone, EAFZ) et la nouvelle frontière proposée par Marques et al. 2013, 2014). La ligne noire fine marque la bordure sud du rift de Terceira (TR). Cor : Corvo ; Flo : Flores ; Gra : Graciosa ; Fai : Faial ; Pic : Pico ; SJo : S. Jorge ; Ter : Terceira ; SMi : S. Miguel ; SMa : Santa Maria.

2. Contexte de l'étude.....13

2. 1. Modèles géodynamiques existants.....17

De nombreux auteurs ont tenté de fournir un modèle géodynamique visant à résoudre l'instabilité de la frontière Eu/Nu. La première caractérisation de la TJ des Açores en un type RRR avec une cinématique d'extension oblique (avec création de croûte océanique) le long de la frontière Eu/Nu a été proposé par [Krause and Watkins, \(1970\)](#) et [McKenzie \(1972\)](#) à partir des données magnétiques et de sondeur marin. Cette hypothèse a été soutenue par [Buforn et al. \(1988\)](#) qui a proposé un modèle dans lequel la branche Est de la TJ serait un rift présentant un régime d'extension purement normal. Ces auteurs, basés sur des arguments sismologiques (séismes de haute et moyenne magnitude) montrent une composante normale prédominante et/ou de failles transformantes avec un axe de tension horizontal orienté N25°. L'extension du plancher océanique le long de la dorsale Atlantique (MAR) et le long du TR causerait un mouvement vers le nord de la plaque Eurasienne par rapport à la plaque Nubienne.

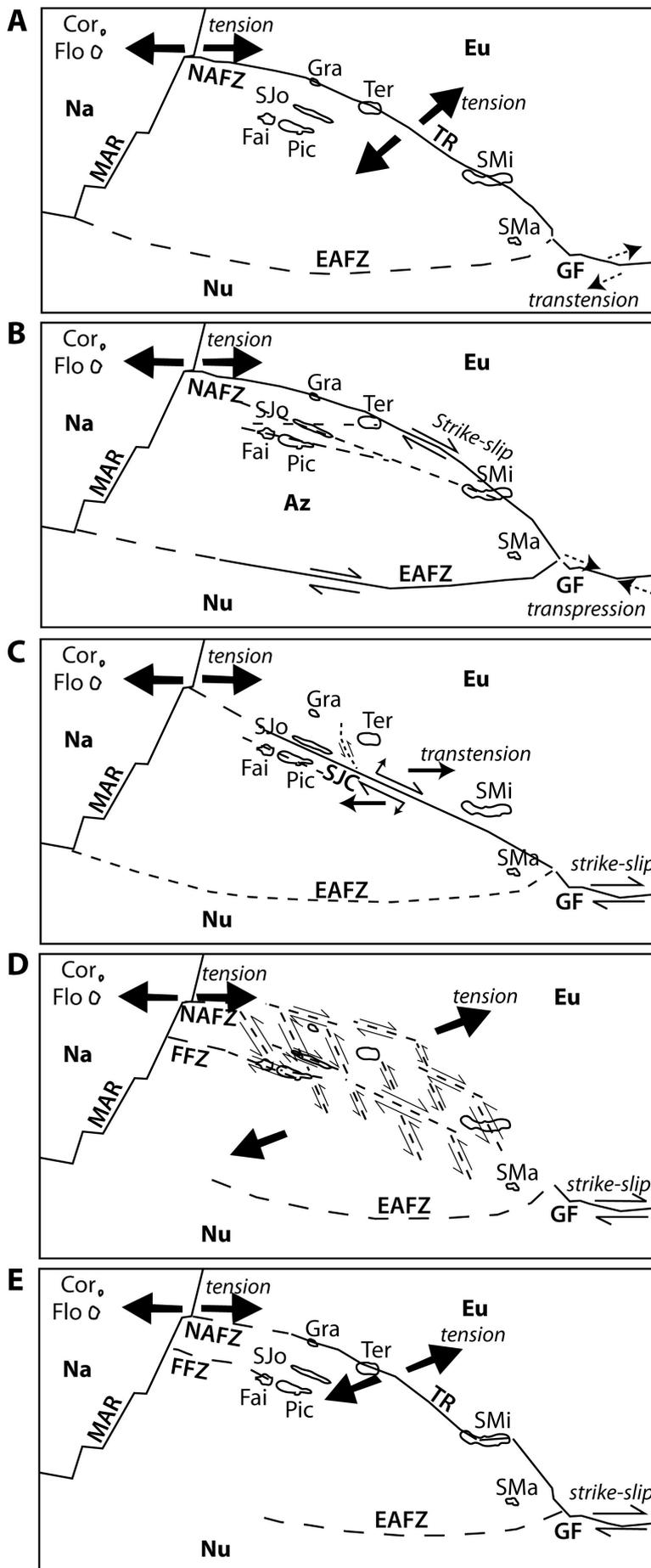


Figure 2. Différents schémas tectoniques de la jonction triple des Açores proposés par les nombreux modèles existants. (A) Terceira Axis ; (B) Microplaque des Açores ; (C) Leaky oblique ; (D) Bloc des Açores ; (E) Rift de Terceira. Mar : Na : North America plate ; Eu : Eurasia plate ; Nu : Nubia plate ; Az : Azores plate ; Mid Atlantic Ridge; TR: Terceira Rift; FFZ: Faial Fault Zone; SJC: S Jorge Channel; NAFZ: North Azores Fracture Zone; EAFZ: East Azores Fracture Zone; GF: Gloria Fault.

Searle (1980) à l'aide de données magnétiques et de sonar, réévalue ces premières interprétations et décrit pour la première fois la morphologie segmentée du TR. Dans cette interprétation, la TJ est de configuration RFF (ride-faille-faille) puis RRR (ride-ride-ride). La TJ est située à l'intersection entre le TR et la MAR le long de la zone de fracture nord des Açores (NAFZ - figure 2), et les segments sont principalement orientés selon une direction NO-SE (Figure 2).

Le modèle de la microplaque des Açores (Forjaz, 1988) suggère l'existence d'un bloc triangulaire limité par la MAR, la EAFZ et un regroupement de failles passant par l'ensemble des îles situées à l'est de la MAR à l'exception de Santa Maria (Figure 2). La frontière serait une faille transformante dextre qui impliquerait un régime transpressif au niveau de la faille de Gloria (GF).

Plus tard, Madeira et Ribeiro (1990) présentent le modèle « leaky Oblique » qui postule que la frontière Nubie/Eurasie une zone de failles obliques orientée ONO-ESE (Figure 2). L'accrétion de la MAR induirait une trans-tension dans la structure oblique (Leaky transform). Ce mouvement serait transféré à la GF comme un régime décrochant dextre pur.

L'ensemble de ces modèles ont fourni une première évaluation de la nature de la limite de plaque Eu/Nu. Cependant, les nouvelles données et observation remis en cause ces modèles : (1) l'existence de failles N150 avec des mécanismes au foyer montrant une composante décrochante senestre (Hirn et al., 1980); (2) la distribution de la sismicité détectée par le réseau sismique régional (Nune et al., 1992) et une OBS passive (Miranda et al., 1998), où la distribution de l'épicentre suit l'élongation des îles et donc en faveur d'une limite de plaque diffuse et enfin ; (3) les données aéro-magnétiques détaillées (Miranda et al., 1991 ; Luis et al., 1994) qui montrent des anomalies magnétiques associées à de l'accrétion le long du TR corrélé avec les points hauts topographiques représentés par les îles et les hauts reliefs volcaniques voisins.

Afin d'intégrer toutes ces observations, plusieurs études, basées sur des données bathymétriques (Lourenço et al., 1998), gravimétriques (Luis et al., 1998) et sismiques (Miranda et al., 1998) ont proposé un nouveau modèle appelé le modèle des « Azores blocks ». Ces auteurs affirment qu'actuellement le domaine des Açores est une étroite zone diffuse composé de plusieurs blocs tectoniques limitées par deux systèmes de failles orientés N120 et N150, respectivement. Cette zone serait également le siège d'une expansion oblique ultra-lente, couplée à une zone de transfert accommodant le mouvement de cisaillement différentiel entre les plaques eurasienne et nubienne à partir de la MAR jusqu'au début de la GF.

Le travail de Luis et al. (1994) consistant en l'analyse cinématique du secteur voisin de la MAR, sur les 10 dernier Myr à été déterminante. Leur travail a révélé que l'évolution récente de la segmentation de la dorsale Atlantique comprenait plusieurs migrations vers le

nord de la jonction triple d'un emplacement passé, près de 37°N jusqu'à son emplacement actuelle à la jonction entre l'alignement des îles de Pico-Faial avec la MAR. Cette migration aurait généré un vaste domaine (~200km), où la topographie perturbée (Lourenco et al., 1998) a été interprétée comme un morceau de croûte Eurasienne progressivement rattaché à la plaque Nubienne. Cette zone diffuse a ensuite été confirmée par Marques et al. (2013, 2014) à partir de données GPS.

Récemment, Vogt and Jung (2004) ont suggéré que le TR est la frontière de plaque extensive la plus lente dans le monde (4mm/yr). Selon ces auteurs, le mélange de mécanismes de failles normales et de déformation plus complexe offre au TR des caractéristiques similaires et typique à celle d'autres dorsales ultra-lentes (actives ou éteintes). Vogt et Jung (2004) proposent également que le plateau des Açores aurait été formé par des sauts successifs vers le NE de l'axe de la propagation oblique, dont le TR représente l'étape la plus récente. L'absence d'anomalie magnétique le long de l'axe du TR comme indiqué par Luis et al. (1998) pourrait s'expliquer par la relative jeunesse du TR et son taux d'extension ultra-lent. Selon les différents auteurs, le rifting le long du TR se serait initié il y a 45 Myr (Krause and Watkins, 1970), 36 Myr (Searle, 1980), durant les derniers 25 Myr (Luis and Miranda, 2008) il y a moins de 5 Myr (Luis et al., 1998) et enfin durant le dernier 1 Myr (Vogt et Jung, 2004). Ces derniers postulent que la TJ des Açores serait actuellement située dans le prolongement du TR. En fait, ils considèrent qu'une seconde TJ active pourrait être située à la latitude de Faial, tel que proposé par Luis et al. (1994).

2. 2. Nature et possible cause de l'excès du volcanisme.....26

La région des Açores est caractérisée par une anomalie bathymétrique positive couramment appelée le plateau des Açores. Sa formation aurait peut-être commencé il y a 36 Myr (Cannat et al., 1999). L'anomalie de profondeur s'étend à peu près entre les zones de fracture de l'Atlantis et Kourchatov le long de la MAR (e.g. Schilling, 1991 ; Detrick et al., 1995 ; Ito et Lin, 1995 ; Cannat et al., 1999) et le long du TR (e.g. Vogt et Jung, 2004). Plusieurs estimations de l'épaisseur de la croûte sont disponibles pour le plateau des Açores et toutes sont systématiquement supérieures à la moyenne. Searle (1976) a proposé une épaisseur crustale de 8 km pour le plateau central en utilisant des mesures de dispersion d'onde de surface. À partir de données gravimétriques et bathymétriques, Detrick et al. (1995) suggèrent une épaisseur de 8 à 9 km. Toutefois, ces calculs attribuent l'ensemble de l'anomalie de gravité à une variation de l'épaisseur de la croûte océanique et donc constitue une estimation maximale. Avec les mêmes hypothèses sur l'origine des anomalies de gravité, Gente et al. (2003) a constaté que l'épaisseur de la croûte le long du TR et à proximité de la MAR est d'environ 5 à 10km, avec des valeurs localement plus élevées autour des îles

volcaniques. Ces auteurs proposent que le plateau se serait formé entre 20 et 10 Ma. Une modélisation de la réponse de la plaque élastique donne une épaisseur de 9-12km (Luis et al., 1998). Plus récemment, à partir de fonction récepteurs P et S, Silveira et al. (2010) ont proposé une épaisseur crustale supérieure à 20-30 km sous les îles.

Ces anomalies géophysiques mais aussi la signature géochimique des produits volcaniques ont conduit plusieurs auteurs à proposer que la formation du plateau et des îles résulte de l'existence d'un panache mantellique. Des campagnes d'échantillonnage relativement dense ont révélé des anomalies géochimiques le long de l'axe de la MAR (e.g. Dosso et al., 2003 ; Yu et al., 1997 ; Goslin et al., 1999). L'anomalie bathymétrique associée pourrait refléter une augmentation de fusion partielle ponctuelle le long de l'axe de la MAR (Cannat et al., 1999 ; Escartin et al., 2001). Cependant, les îles des Açores sont jeunes (<1Ma) et les données géochronologiques disponibles ne supportent pas une progression d'âge clair (Beier et al., 2008), comme classiquement observé pour d'autres chaînes intra-plaque en contexte de point chaud. De plus, bien que des études de tomographie sismique révèlent généralement une anomalie mantellique peu profonde dans la région des Açores, la connexion en profondeur n'est pas claire (Zhang et Tanimoto, 1992; Courtillot et al., 2003; Montelli et al., 2004; Silveira et al., 2006). Une explication alternative à un panache thermique invoque une hétérogénéité de composition, due à un manteau enrichi en volatiles (e.g. Bonatti, 1990 ; Asimow et al., 2004 ; Métrich et al., 2014). L'analyse des péridotites de la MAR suggère une zone étendue appauvrie (en volatile et H₂O), et ceux sans une anomalie de température mantellique (Bonatti, 1990). Ainsi, la croûte épaissie pourrait résulter d'une source enrichie sans pour autant induire un panache mantellique. Les échantillons le long du TR révèlent également des processus de fusion assez complexe le long du TR influencé par le contexte géologique de la frontière de plaque, à savoir le taux d'extension très lent, une obliquité variable, ainsi que la présence probable de structures lithosphériques préexistantes.

Le modèle d'évolution de la TJ et de la frontière de plaque Eu/Nu proposé par Vogt et Jung (2004) semble être le plus satisfaisant actuellement. Il est basé sur l'abandon d'une vieille TJ au niveau de la EAFZ et sa progression vers le NE, incluant notamment l'existence de rifts successifs suivant la migration de la TJ, en lien avec le déplacement progressif des plaques au dessus un panache mantellique. Néanmoins, les îles et rifts formés par l'alignement de Faial-Pico et S. Jorge sont aujourd'hui compris dans la frontière de plaque diffuse, ce qui n'a pas été considéré dans ce modèle. Ainsi, la calibration temporelle de la migration est d'une importance capitale afin d'aborder les relations existantes entre les îles, le plateau, la structure de la lithosphère et une possible interaction avec un panache mantellique. Avant d'examiner l'évolution probable de la frontière de plaque dans le passé nous avons besoin de caractériser l'actuelle frontière et sa relation avec le TR. Pour cela,

nous devons vérifier que le développement des îles dépend bien de la tectonique régionale puis sélectionner les îles clés et pertinentes dans la résolution des questions posées ci-dessus. Ainsi, nous avons étudié une île comprise à la fois dans le TR et dans la zone diffuse de la frontière de plaque : Graciosa. Nous nous sommes notamment interrogés sur la relation existante entre l'évolution de l'île (construction et destruction) et la tectonique régionale. En d'autres termes, les phases volcaniques et destructrices sont-elles liées au stade classique de développement d'une île océanique ou sont-elles liées à la déformation régionale, incluant la sismicité active, l'extension du rift ainsi que le développement de structure tectonique.

3. Construction et destruction d'une île volcanique développée à l'intérieur d'un rift océanique : l'île de Graciosa, Rift de Terceira, Açores.....41

Une étude préliminaire des données bathymétriques et gravimétriques basse résolution (1km) disponible nous ont tout d'abord permis de montrer que Graciosa est bordée dans ses parties ONO et ESE par deux bassins profonds. Le bassin ouest montre notamment un fond irrégulier ressemblant à une morphologie en hummocks. Nous notons également la présence d'une plateforme au SO de l'île, délimitée dans sa bordure NE par une structure concave. Ainsi, malgré la faible résolution de ces données, il semblerait que Graciosa a été l'objet de plusieurs épisodes de destruction catastrophique. L'analyse d'un modèle numérique de terrain (DEM) d'une résolution de 10m révèle en outre que la morphologie de Graciosa comprend plusieurs cicatrices séparant et découpant les différents systèmes volcaniques. Suite à ces repérages, les objectifs de terrain ont consisté à déterminer (1) le nombre de systèmes volcaniques constituant Graciosa ; (2) effectuer un échantillonnage précis afin de contraindre l'activité temporelle de ces systèmes ; (3) observer les relations stratigraphiques entre ces systèmes et la relation avec les cicatrices visibles sur le DEM et enfin ; (4) déterminer la nature de ces cicatrices ; (5) dater les échantillons volcaniques par la méthode K-Ar (technique Cassinot-Gillot) afin de contraindre la dynamique d'évolution de l'île.

Sur le terrain, nous avons pu dénombrer 6 systèmes volcaniques différents : Serra das Fontes, Baia do Filipe, Serra Branca, Basaltic Cover, le volcan elliptique du SE et enfin les cônes récents stromboliens. Nous avons également constaté que le contact stratigraphique entre plusieurs systèmes volcaniques est discordant, chacun séparé par une cicatrice matérialisant soit une faille normale ou une cicatrice d'effondrement sectoriel. L'ensemble des datations K-Ar ont permis de confirmer les contacts anormaux, de fournir des contraintes temporelles sur la période de construction de chaque système, et de contraindre l'âge des principaux épisodes de destruction (**Figure 3**).

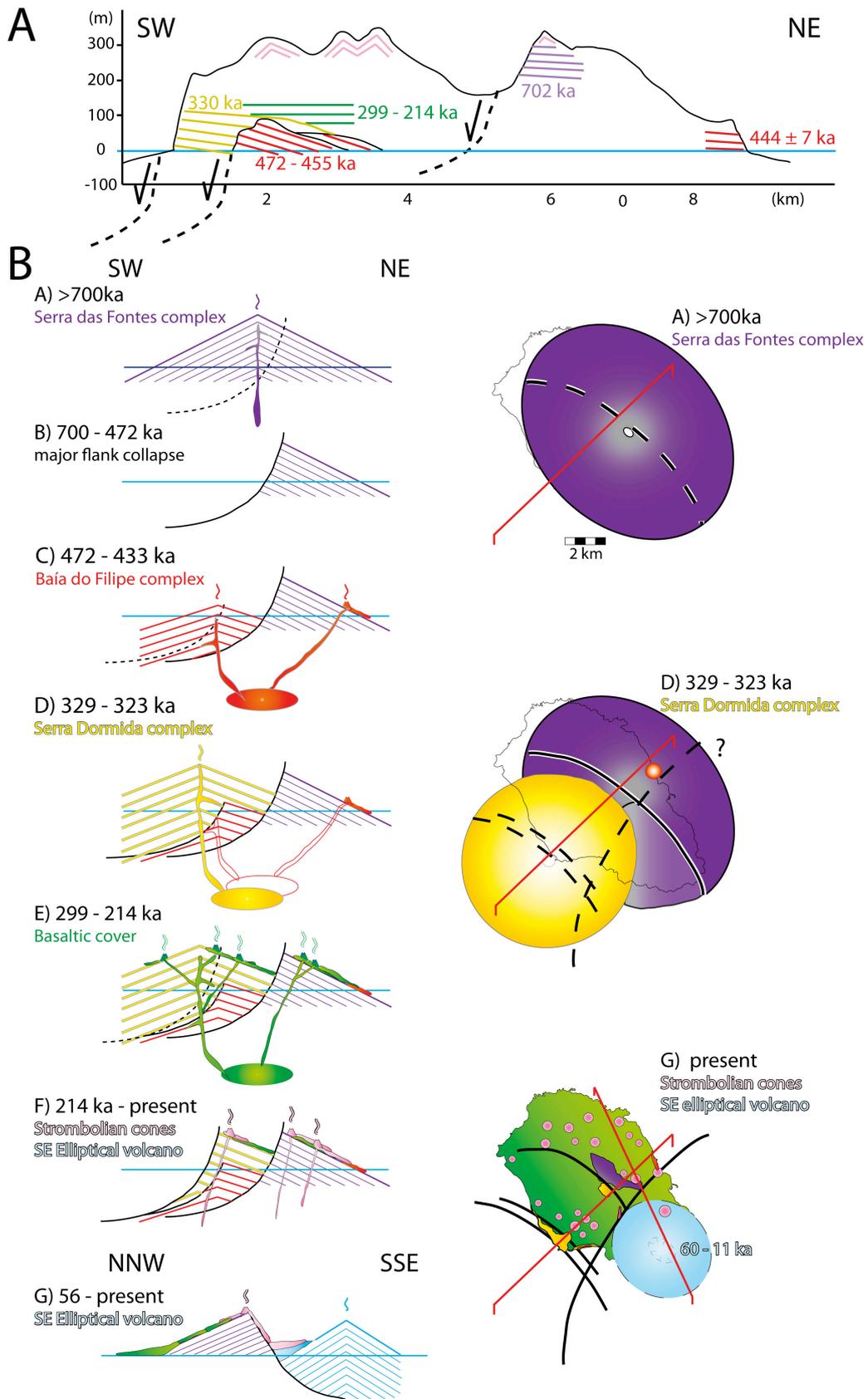


Figure 3. (A) Coupe topographique schématique résumant nos observations de terrain et nos nouveaux ages K-Ar. (B) Nouvelle modèle d'évolution volcano-structurale proposé pour l'île de Graciosa (Sibrant et al., 2014).

Lors de cette étude nous avons identifié pas moins de 4 glissements de flanc catastrophique pouvant avoir été déclenchés par des tremblements de terre. Nous proposons ainsi un nouveau modèle d'évolution de l'île de Graciosa comprenant des phases successives de construction volcanique et de destruction via des glissements de flanc majeurs (Figure 3). Malgré la position centrale de l'île dans le TR, les phases de destructions ne semblent pas être liées au développement graduel et lent de failles normales, mais plutôt à plusieurs événements d'effondrement de flanc catastrophique. Cependant, nous ne pouvons exclure que ces déstabilisations successives puissent avoir été facilitées et/ou initiées par des tremblements de terre liés à la tectonique régionale entre les plaques Eurasie et Nubie.

4. L'île de São Miguel.....57

Il semblerait qu'à première vue, l'évolution de Graciosa situé dans le TR et dans la zone diffuse de la frontière de plaques ne semble pas directement affectée par la déformation régionale (Faille normale et graben). Mais qu'en est-il lorsque la frontière de plaque et le TR sont confondus et concentrés dans une zone beaucoup plus étroite ? L'île de S. Miguel possède une forme allongée, dont l'élongation semble traverser obliquement le TR. En effet, la partie est semble située sur le mur du rift, alors que la partie ouest semble se situer au centre du rift. Nous tirons partie de cette position clé afin d'étudier dans un premier temps l'évolution de l'île puis dans un second temps, les informations données par l'étude des dykes et failles mesurés sur l'île.

4.1. Evolution morpho-structurale d'une île volcanique développée dans un rift océanique actif : l'île de S. Miguel (Terceira Rift, Azores).....59

La stratégie afin d'étudier S. Miguel est similaire à celle appliquée sur Graciosa : (1) identifier les principales unités volcaniques en utilisant un DEM à haute résolution spatiale (10m); (2) déterminer la zone de contact entre les différents édifices et les structures potentielles de destruction (grabens, cicatrices d'effondrement, figures d'érosion); (3) observer le contact sur le terrain et échantillonner les édifices afin de les contraindre temporellement; (4) identifier la nature des structures gravitaires; (5) dater les principaux échantillons (technique K/Ar) afin de reconstruire de manière quantitative les principaux stades d'évolution de l'île. Nous avons également eu accès à des données bathymétriques et des profils sismiques acquises au large du Sud-Est de l'île, dans une zone où nous suspectons un glissement de flanc majeur, afin d'investiguer la présence ou non de dépôt d'avalanche de dépôts en mer. Puis nous avons utilisé les données aéromagnétiques

existantes pour S. Miguel afin d'examiner la signature magnétique des complexes et roches et voire leurs relations potentielles avec plusieurs glissement de flanc suspectés.

Morphologiquement, l'île de S. Miguel est relativement régulière et symétrique à l'exception de la partie Est qui montre une morphologie symétrique, chaotique, et profondément incisée par des canyons. La partie Est montre également un escarpement en forme de fer à cheval orienté vers le Sud séparant le flanc régulier au nord, de deux dépressions sub-circulaire au sud ([Figure IV.8 p112](#)). C'est sur cette extrémité Est que l'essentiel de notre travail s'est concentré puisqu'elle constitue une zone atypique et qui est située, qui plus est, dans le mur nord du TR.

La morphologie globale des édifices, le pendage des laves, la nature des roches de part en d'autre de plusieurs canyons, et nos nouvelles datations K/Ar sur phases séparées indiquent que la partie est de S. Miguel est constituée de structures volcaniques emboîtées. Le complexe ancien de Nordeste a été affecté par un glissement de flanc majeur vers le Sud, dont les dépôts d'avalanche de débris sont visibles sur les profils de sismique réflexion. Les datations obtenues sur le complexe de Nordeste s'échelonnent entre 880 et 750 ka. Elles sont totalement compatibles avec les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus antérieurement ([Johnson et al., 1998](#)), et indiquent qu'une partie significative de l'île s'est formée pendant la période d'inversion de Brunhes-Matuyama datée à environ 789 ka ([Quidelleur et al., 2003](#)). Ainsi Nordeste montre des anomalies essentiellement négative alors que les autres édifices volcaniques montrent une anomalie positive. Sur la carte des anomalies aéromagnétique de S. Miguel, la transition entre les zones à polarité positive et négatives correspond à la cicatrice de glissement affectant Nordeste. De ce fait, l'utilisation de ces anomalies permet de localiser en partie des glissements de terrain. Deux autres effondrements sont ainsi suspecté sur le flanc NE de Sete Cidades et sur le flanc sud de Fogo. Le premier correspond à une anomalie topographie et de lave cascading cohérente avec un glissement de flanc. Le second correspond à une zone déprimée visible le long d'une coupe topographique E-W constitué de dépôt d'ignimbrite et de ponce alors que le flanc Nord de Fogo est constitué essentiellement de lave. Ceci associé aux différences d'âge des unités (85 ka et 270 ka, au sud et au nord, respectivement) nous indique que les volcans de Sete Cidades et Fogo ont également fait l'objet d'une destruction partielle. Les glissements de flancs suspectés à partir des données à terre et géochronologique sont donc confirmés grâce aux données magnétiques. L'évolution complète de l'île, étape par étape est montrée [Figure 4](#).

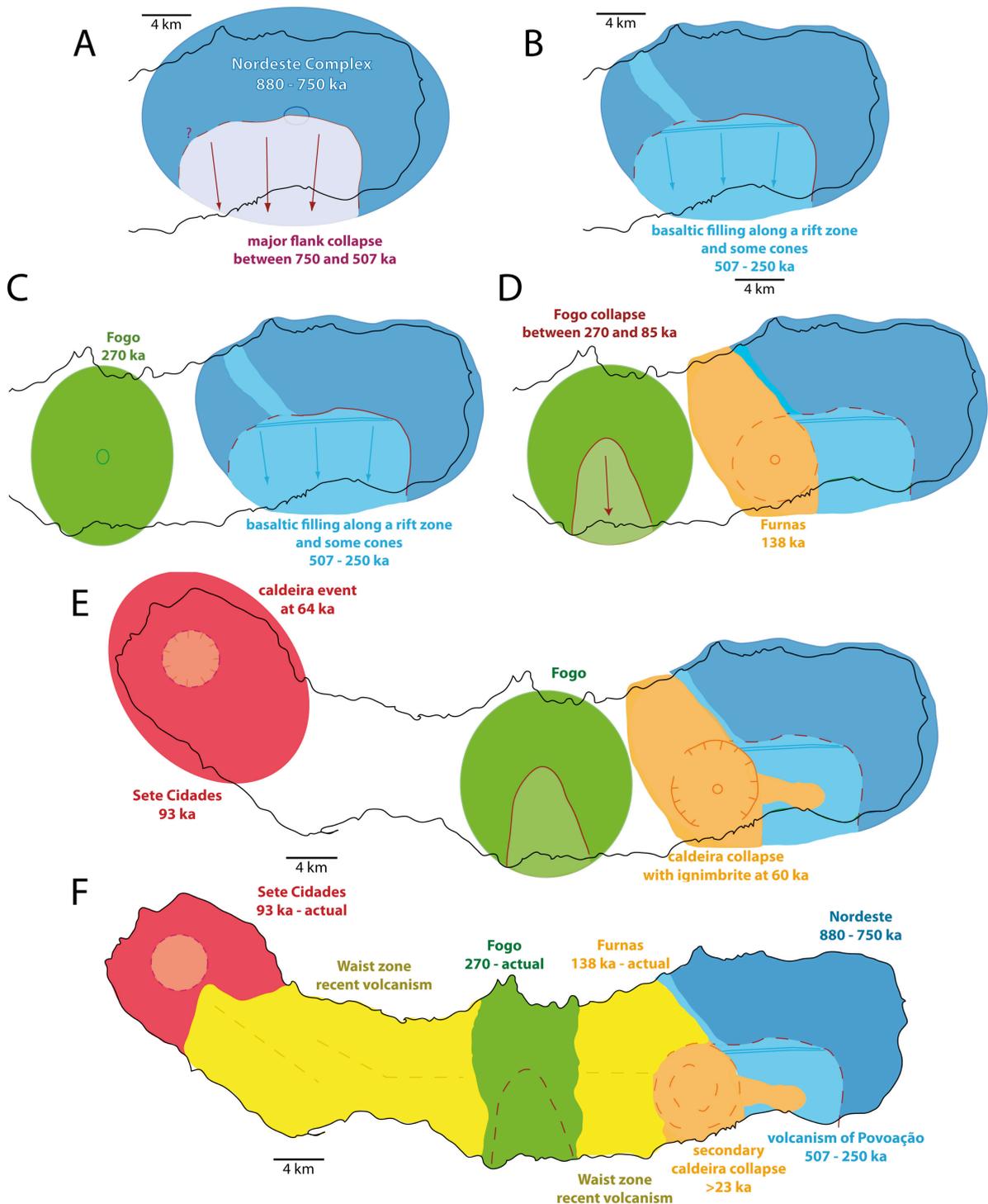


Figure 4. Nouveau modèle d'évolution morpho-structurale de l'île de S. Miguel proposé dans le cadre de cette thèse.

Enfin, la nature des édifices suivant leur ordre de construction indique une différenciation croissante et généralisée des magmas. Nordeste est principalement composé de basaltes, tout comme les laves remplissant la dépression générée par l'effondrement du flanc Sud de Nordeste. En revanche, les autres édifices centraux présente une dynamique éruptive explosive avec émission de lave trachy-andésitique, ignimbrites et ponces. Nous

suggérons que ce changement de dynamique éruptive varie en fonction de l'accessibilité du magma vers la surface. Ceci dépend de la localisation de l'édifice central dans le TR. Près du mur, les failles bordières ne favorisent pas le stockage du magma contrairement au bloc central. Cependant la mise en place de cônes stromboliens sur une grande partie de l'île semble indiquer que le stade d'ouverture du rift serait suffisamment avancé actuellement afin de ne plus bloquer les magmas basaltiques en profondeur. Ainsi le champ de contraintes régionales et la position de l'île dans le TR semble être un facteur crucial contrôlant l'ascension du magma vers la surface et influencent probablement l'intensité et la nature du volcanisme.

4.2. Déformation dans un rift océanique ultra-lent : contraintes à partir de l'étude de la tectonique de l'île de S. Miguel (Terceira Rift, Açores).....103

Après avoir étudié la relation entre le volcanisme et l'ouverture du TR, nous étudions les informations fournies par la répartition et la densité des structures tectoniques tel que les grabens, failles et dykes mesurés et identifiés sur S. Miguel.

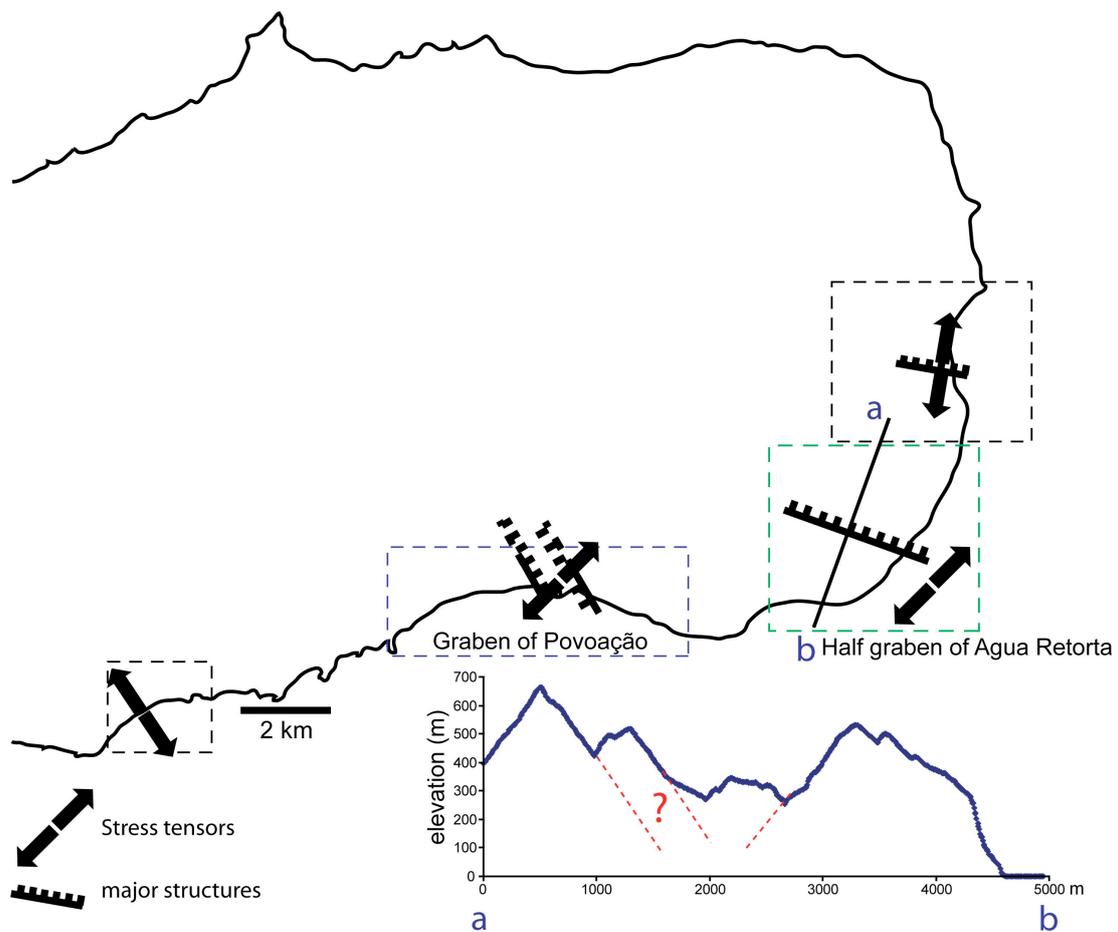


Figure 5. Localisation des principales structures tectoniques reconnues sur S. Miguel. Les

rectangles en pointillés représentent les 4 zones distinguées durant ce travail, et les flèches indiquent les champs de contraintes déduites à partir des mesures de failles.

A partir d'observations de terrain incluant la mesure de miroirs de failles avec stries, les variations de la nature des roches de part et d'autre des plans de failles, et l'expression topographique sur le DEM, nous reconnaissons de nouvelles structures tectoniques : un graben affectant le volcanisme du remplissage de la loupe de glissement de Nordeste (**Figure 5**) et un demi-graben affectant le complexe de Nordeste lui-même. Le premier montre une orientation N150 alors que le second est orienté N110. Ces deux directions sont les deux orientations principales volcano-tectoniques reconnues sur l'ensemble de l'île à partir d'environ 350 mesures de failles et de dykes. Près de 90% de ces mesures ont été effectuées dans la partie est de l'île. Une nouvelle direction orientée N50 a également été mesurée et identifiée pour la première fois sur l'île de S. Miguel. Cette direction associée à l'élongation ~N75 de la moitié est de l'île est cohérente avec les mouvements d'accommodation existant entre les plaques Eurasie et Nubie. En effet, cette orientation a été identifiée par [DeMets et al. \(2010\)](#) à partir de son modèle globale de cinématique des plaques. Il interprète notamment ces structures comme des failles transformantes héritées de la tectonique régionale. Ces structures similaires liées au tremblement de terre de 1998 ont également été identifiées au large de Faial ([Marques et al., 2014](#)).

La géométrie des dykes et failles indiquent que la partie est de l'île matérialise la limite nord du TR, de plus la raréfaction de ces structures dans les parties centrales et ouest de l'île suggèrent que le rifting est probablement et essentiellement concentré le long des failles bordières du TR.

A partir de la géométrie du TR déduite de la bathymétrie basse résolution, des critères structuraux (faille normale avec une pendage d'environ 60°), la rhéologie en profondeur (limite de la partie cassante déterminée à partir des tremblements de terre profonds) et de la cinématique des plaques, nous estimons que le TR s'est initié entre 1 et 1.7 Ma, et qu'il n'y a probablement pas suffisamment d'épanchement volcanique le long du TR afin de détecter la création d'une nouvelle croûte océanique actuellement.

Lors de ce chapitre nous avons donc vu que le mouvement extensif du TR était accommodé principalement pour les failles bordières du rift, qu'il ne produisait pas suffisamment de croûte océanique pour trancher avec certitude cette question. Il semblerait également que le TR se soit initié entre 1 et 1.7 Ma. Dans ce cas, où se localisait la frontière Eu/Nu avant l'existence du TR actuel ? Pour tenter de répondre à cette question, nous nous sommes intéressés à l'île la plus ancienne des Açores et sa signification : l'île de Santa Maria.

5. Evolution volcano-tectonique de l'île de Santa Maria (Açores) : implications sur l'évolution des paléo-contraintes au niveau de la partie ouest de la frontière de plaque Eurasie-Nubie.....149

Santa Maria est une île particulièrement intéressante car elle se situe près de la jonction entre la EAFZ et le TR, soit entre l'ancienne et l'actuelle frontière de plaque Eu/Nu. Santa Maria a été daté entre 9 et 4.5 Ma ([Abdel-Monem et al., 1975](#)), ce qui fait d'elle l'île avec la durée de vie la plus longue des Açores, mais aussi la plus ancienne. Ainsi, Santa Maria a non seulement pu enregistrer une partie de la déformation régionale durant près de 4 Ma, mais a aussi enregistré des informations qu'aucune autre île de l'archipel ne peut fournir.

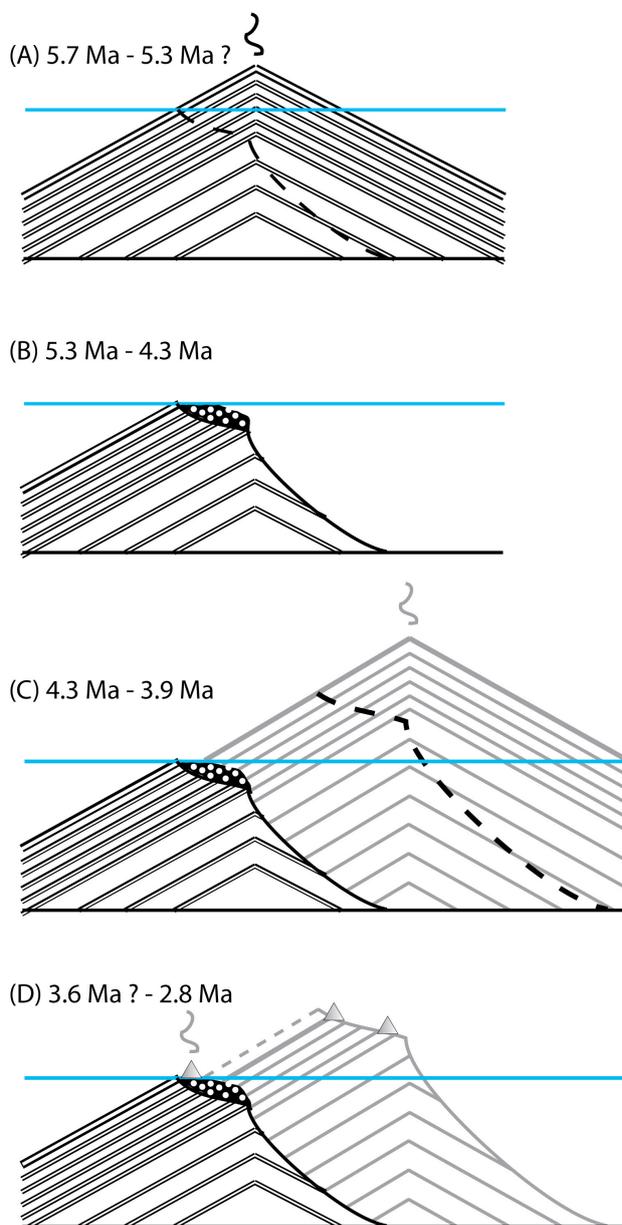


Figure 6. Cartoon illustrant l'évolution de Santa Maria.

Tout comme l'étude de Graciosa, l'évolution de Santa Maria a pu être reconstruite grâce au couplage des données morphologiques, stratigraphiques, tectoniques et géochronologiques (nouvelles datations K-Ar par la technique Cassinot-Gillot). Deux principaux édifices volcaniques ont été reconnus. Ils sont séparés par un complexe volcano-sédimentaire. Pour plus de facilité, nous appelons ces unités le vieux volcan bouclier, le complexe volcano-sédimentaire intermédiaire et le jeune volcan bouclier. Nos résultats montrent que Santa Maria a été active entre 5.7 et 2.8 Ma, ce qui tranche significativement avec les études et déterminations antérieures. Le complexe ancien est ici daté entre 5.7 et 5.33 Ma et le volcan récent entre 4.02 et 3.94 Ma. L'île a aussi connu une activité parasite tardive, avec des éruptions stromboliennes sporadiques entre 3.6 Ma et 2.8 Ma. A partir des pendages des coulées de lave, et le contact anormale entre ces deux volcans, nous proposons également que le vieux comme le jeune complexe ont été affectés par des glissements de flanc catastrophiques orientés vers l'Est (Figure 6).

Deux directions de dykes ont été mesurées sur Santa Maria, une direction N45 recoupant exclusivement le volcan ancien et une direction N150 recoupant exclusivement le volcan récent. La distribution de ces deux directions de dykes n'est pas radiaire aux deux volcans. Ainsi, ils ne peuvent refléter les contraintes locales dues à l'inflation des volcans au dessus d'une chambre magmatique et sont probablement liés aux contraintes tectoniques régionales. La direction N150 a été mesurée sur l'ensemble des îles des Açores et sur l'ensemble du plateau c'est une direction régionale, l'orientation N45 a été mesurée également sur les îles de S. Miguel et Graciosa dans ce travail mais aussi récemment reconnu au large de Faial, S. Jorge par exemple. Le changement d'orientation des dykes entre 5.3 Ma et 4.3 Ma reflète probablement une variation dans le champ de contrainte régionale.

6. Synthèse géologique : implications pour la frontière de plaque Eu/Nu.....179

L'implication de la tectonique régionale dans la localisation, la forme et sur l'aspect des îles (suite aux destructions) semblent importante et donc, en d'autre termes, l'impact de la tectonique régionale sur le volcanisme est significatif. Notre prochaine question sera donc dans quelle mesure la tectonique régionale influence la construction des îles ? Pour y répondre nous avons séparé d'une part les îles actuellement actives pouvant nous fournir des informations sur la frontière de plaque durant le dernier Ma, et d'autre part le cas de Santa Maria. En comparant les stades de constructions et de destructions de chaque îles (Graciosa, S. Miguel - cette étude - Terceira, Faial Pico et S. Jorge), il semblerait qu'elles évoluent selon un schéma similaire : leur évolution est en effet marquée par des phases

courtes de construction volcanique robuste, séparés par des phases de destruction majeure (effondrements de flanc catastrophiques notamment). Plus précisément, plusieurs phases majeures de constructions et de destructions sont synchrones sur des îles parfois séparées par 300 km. Nous reconnaissons notamment des pulses synchrones il y environ ~700 ka, entre 400 et 350 ka, autour de 200 ka et 120 ka ainsi qu'une concentration de l'activité durant les 50 derniers kyr. Dans un premier temps, les îles situées aux extrémités du TR sont actives, puis ce sont les îles intermédiaires qui semblent s'activer. Ces pulses synchrones de constructions montre également une cyclicité de plus en plus rapprochée vers les temps actuels. Nous proposons donc, qu'une partie que la déformation régionale influence certaines phases majeures du volcanisme des îles mais aussi que la diminution temporelle entre les différents pulses révèle un stade d'ouverture du rift avancé, où l'ensemble des îles montrent des éruptions relativement synchrones à l'échelle de la frontière diffuse actuelle.

Plusieurs phases de destructions avec la formation de structures similaires semblent montrer également une certaine coïncidence temporelle. La formation des grabens sur Faial, Terceira et S. Miguel il y a environ 300 ka, les glissement de flanc sur S. Miguel et Graciosa entre 700 et 500 ka, mais aussi la formation d'effondrement caldérique sur S. Miguel et Graciosa.

Ces résultats suggèrent que la distribution du volcanisme, les épisodes de remontée magmatique et les phases de destructions des îles ont été largement contrôlés par la tectonique régionale associée à l'évolution de la partie ouest de la frontière Eu/Nu durant le dernier 1 Myr. Un tel contrôle tectonique existait-il avant la formation du TR ? Et surtout où pouvait bien se situer la frontière de plaque avant 1 Ma ?

Là encore, la position et l'âge de Santa Maria est crucial. En effet, à partir des données bathymétrique et gravimétrique existantes, il semble que Santa Maria est bordée à l'ouest comme à l'est par des bassins profonds tout comme les îles situées dans le TR. Ces bassins montrent une anomalie gravimétrique négative et sont bordés à leur tour par une anomalie positive accompagnée par un rehaussement bathymétrique. Enfin de proche en proche, il semblerait qu'en partant de Santa Maria nous pouvons suivre une successions de points hauts (volcans sous-marins) et de point bas (bassins) se prolongeant jusqu'à l'île de S. Jorge. Cette morphologie est extrêmement semblable à la morphologie du TR. La forme de segmentation similaire mais décalée vers le sud est également observée. [Marques et al. \(2013, 2014\)](#) ont également montré que S. Jorge se situe dans un graben. Dans cette étude, nous suggérons l'existence d'un graben reliant Santa Maria à S. Jorge. Ce graben pourrait probablement être un ancien rift abandonné, qui aurait localisé la frontière de plaque Eu/Nu jusqu'à environ 2.8 Ma dans la zone de Santa Maria.

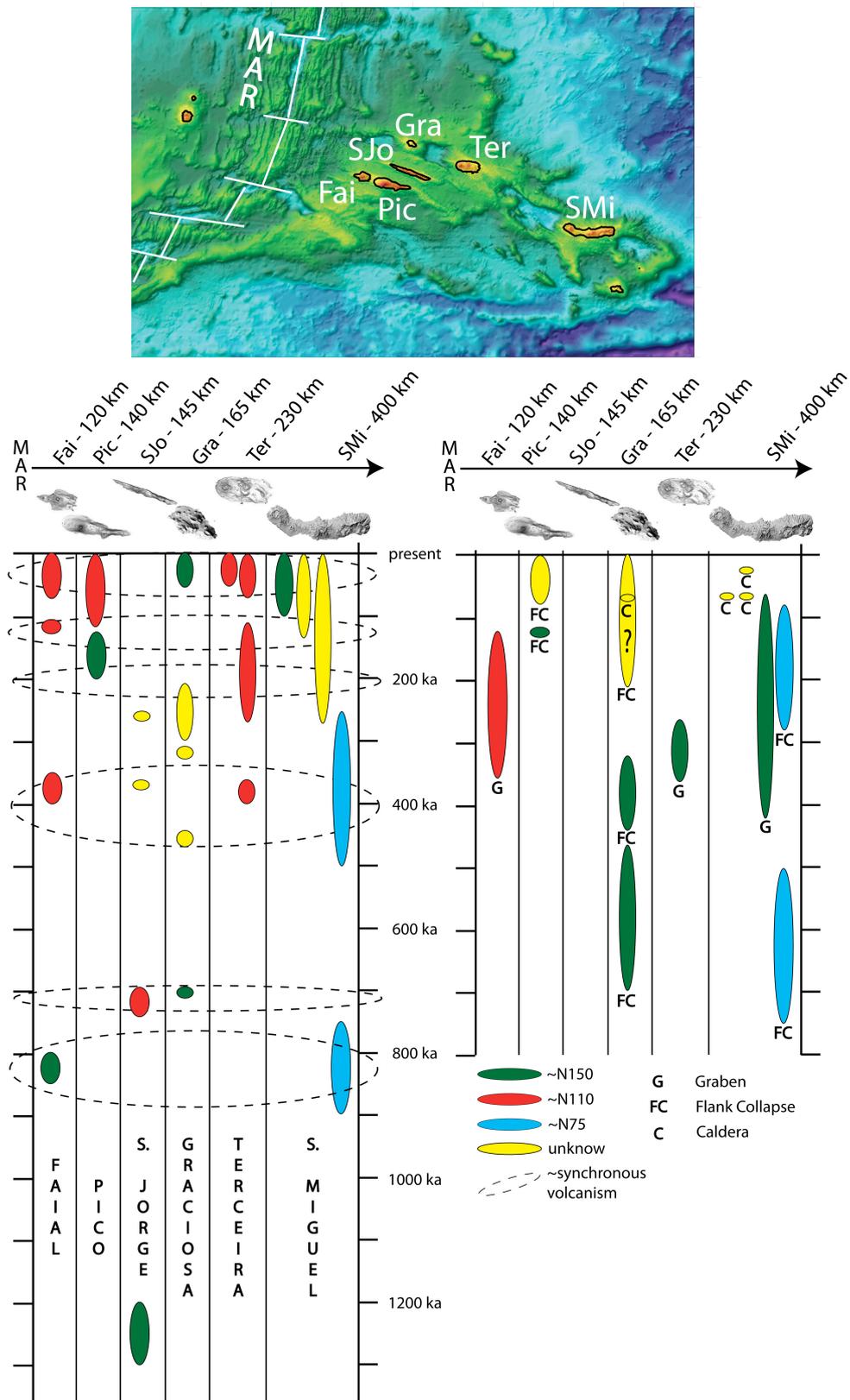


Figure 7. Echelle chronologique résumant les étapes de constructions (gauche) et de destructions (droite) des îles volcaniques présentes à l'Est de la MAR active durant les derniers 1.3 Myr (Johnson et al., 1998 ; Calvert et al., 2006 ; Hildenbrand et al., 2008 ; Hildenbrand et al., 2012b, 2013a ; Costa

et al., 2014 ; Costa et al., in prep ; Sibrant et al., 2014, cette étude).

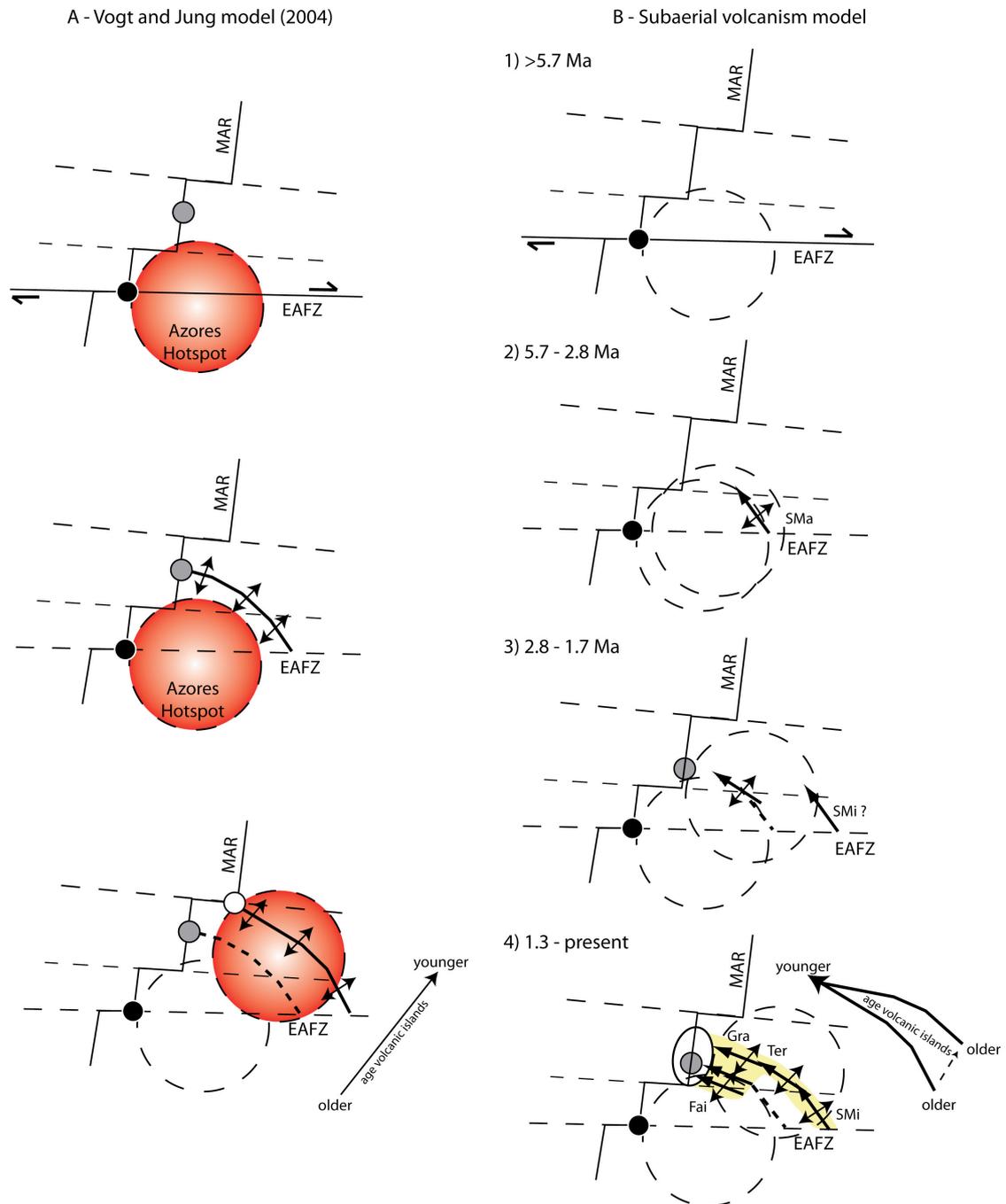


Figure 8. Evolution de la migration du point triple des Açores. (A) Modèle de Vogt et Jung (2004) basé sur le saut successif de la frontière de plaque au dessus d'un point chaud. (B) Notre nouveau modèle proposé.

Grace à cette identification, nous proposons également une évolution de la frontière de plaques dans le temps durant les derniers 6 Myr (Figure 8). Ce nouveau modèle d'évolution diffère du modèle de Vogt et Jung (2004) par plusieurs aspects :

- Pour [Vogt et Jung \(2004\)](#) les rifts sont actifs successivement alors que notre modèle suggère qu'il existe une période de transition où deux rifts peuvent être actifs en même temps.
- La migration ne se fait pas exactement vers le NE. Les périodes d'activités des îles indiquent en effet que la migration s'effectue à la fois vers le NE mais aussi vers le NO.
- L'ouverture des rifts ne suit pas une progression géographique simple mais semble d'abord s'ouvrir aux extrémités puis se connecter ensuite aux centres.
- Nous proposons aussi de nouvelles contraintes temporelles : le graben de S. Jorge/ Santa Maria se serait ouvert à l'est il y a au moins 5.8 Ma et à été actif jusqu'à environ 2.8 Ma, puis le graben s'est propagé à l'ouest (près de S. Jorge) aux environs de 1.3 Ma.
- Le Rift de Terceira s'ouvre d'abord à l'est avec l'île de S. Miguel alors que le graben de S. Jorge/Santa est encore actif à l'ouest.
- Puis la frontière de plaque devient diffuse à l'ouest depuis au moins les derniers 750 kyr.

Malgré toutes les nouvelles contraintes apportées dans cette thèse, ce modèle reste imparfait puisqu'il n'explique pas l'origine de la migration. En effet, ce modèle est exclusivement basé sur les observations de surface et donc essentiellement sur le rôle de la tectonique régionale sur l'extraction du magma, et ne fournit pas de réponse sur la ou les causes probables de l'instabilité de la frontière de plaque. Afin de proposer un scénario combinant à la fois la triple jonction - et son instabilité - ainsi que la décompression du manteau (riche en volatiles ou présentant un excès de température) sous une lithosphère épaissie, nous avons procédé à des expériences de mécanique des fluides au laboratoire du FAST à l'Université Paris-Sud.

7. Influence de la géodynamique de l'Atlantique centrale sur l'évolution des Açores.....207

A partir d'une approche analogue de mécanique des fluides, nous avons investigué l'origine de l'instabilité mantellique, ainsi que les interactions possibles entre des panaches secondaires et une lithosphère comme celle présente sous les Açores.

Toutes les expériences ont été effectuées avec le dispositif expérimental utilisé par [Androvandi et al. \(2011\)](#). Le fluide utilisé est un fluide newtonien (dont la rhéologie ne dépend pas des contraintes cisailantes), appelé le Syrup. Sa viscosité dépend fortement de

la température et augmente avec la diminution de la température. Le fluide est caractérisé avec des nombres adimensionnés comme le nombre de Rayleigh (Ra) comparant l'effet de la température ascendante (Poussée d'Archimède) aux effets dissipatifs du fluide. Les propriétés physique des roches du manteau, son épaisseur, sa viscosité et la différence de température à travers le manteau donnent un intervalle de valeurs compris entre $10^5 < Ra < 10^8$ ce qui est la même ordre de grandeur que nos expériences en laboratoire. Ainsi une comparaison et mise à l'échelle de ce que l'on observe dans la cuve peut être appliqué au manteau terrestre. Au total, 37 nouvelles expériences ont été effectuées. Lors des ces expériences, nous avons observé qu'un panache mantellique n'est pas fixe dans le temps et qu'il acquière une géométrie dissymétrique lié à la sensibilité au flux ambiant, mais aussi à la présence d'autres panaches (Davaille et Limare, 2007 ; Stienberger, 2000 ; Tarduno et al., 2003). Les espacements caractéristiques entre les instabilités dans notre fluide ne sont pas dépendants de la hauteur du fluide dans la cuve (relation (5), p221), ils dépendent de la dynamique que la couche limite thermique, zone qui génère et alimente les instabilités. En traçant la viscosité du manteau inférieur et supérieur en fonction de la différence de température nécessaire à la génération et à l'élévation du panache et en reportant la distance maximum et minimum des espacements entre les panaches de l'Atlantique central (Açores, Canaries, Cap Vert, Madeira et le complexe sous Marin de Great Meteor) nous sommes en mesure de déterminer l'origine des panaches. Si l'ensemble de ces panaches ont été générés dans le manteau inférieur, la différence de température nécessaire entre l'instabilité et le fluide ambiant doit être supérieure à 2000°C. Cette valeur est beaucoup trop grande pour le panache des Açores, dont l'excès de température est plus probablement comprise entre 150 et 50°C (Bonnatti, 1990 ; Métrich et al., 2014). De ce fait, les panaches des Açores et des autres archipels ont vraisemblablement été générés à la limite entre le manteau inférieur et supérieur. Ce sont des panaches secondaires générés par un dôme thermochimique situé dans le manteau inférieur visible sur les données tomographiques globales (e.g. Ritsema and Allen, 2003 ; Zhang and Tanimoto, 1992 ; Debayle et al., 2005). A partir de nos expériences, la récurrence des instabilités dans le fluide dépend du temps requis afin de recharger la couche limite thermique. En d'autres termes, cela dépend de la conduction thermique du fluide. En appliquant la loi d'échelle à la Terre, les panaches mantelliques naissant entre une ou deux couches libres montrent des temps de récurrence compris entre 30 et 300 Myr et entre 20 et 100 Myr, respectivement. Ainsi, les temps de récurrences des pulses volcaniques dans les Açores reconnus dans le chapitre précédent, ne peuvent être liés à des arrivées successives de panaches mantelliques. Ceci confirme donc l'implication des mouvements tectoniques dans l'accessibilité du magma vers la surface à ces échelles de temps. De plus, la frontière de plaque Eu/Nu n'a pas toujours été localisée dans les Açores. Elle a d'abord été reconnu le long du complexe de King's Trough

situé à 750 km au nord des Açores, complexe daté entre 60 et 10 Ma (Srivastava et al., 1990 ; Kidd and Ramsay, 1987 ; Srivastava and Roest, 1992). Cette échelle de temps montre que le panache des Açores ne peut être le même que celui identifié sous King's Trough. Cependant, la distance entre ces deux panaches est similaire à notre espacement caractéristique et suggère que ce sont probablement des instabilités secondaires générées par un même dôme thermochimique.

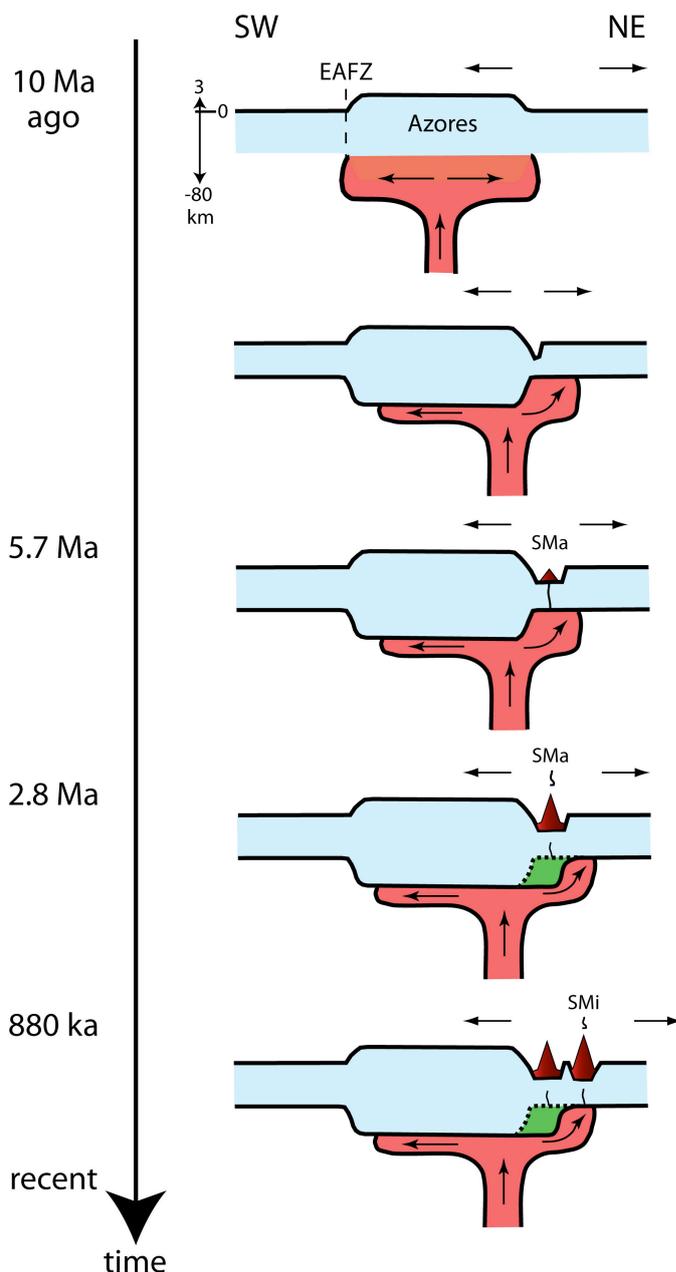


Figure 9. évolution de la bordure nord-est du plateau et de la lithosphère caractérisant la migration et la formation de plusieurs rifts.

La lithosphère située sous les Açores est deux fois plus épaisse qu'une lithosphère classique à la même distance de l'axe de la dorsale. Afin de simuler le comportement d'une instabilité avec ce type de lithosphère, nous avons disposé dans la cuve des radeaux de

polycarbonate. Systématiquement, le matériel moins dense flue sur l'un des cotés du radeau, même lors des expériences où nous avons préalablement crée une fracture entre ces derniers. Cette attitude du panache est similaire à la localisation du volcanisme des Açores : il se concentre le long de la bordure du plateau. Le matériel moins dense localise la formation du rift, donne du volcanisme qui fini par épaissir localement la lithosphère. Le matériel flue à nouveau vers une zone moins épaisse vers le nord est et le nord ouest suivant la topographie de la lithosphère proche d'une dorsale.

8. Conclusions.....234

La région des Açores constitue un laboratoire unique pour étudier l'interaction entre plusieurs processus géodynamiques importants. En effet, cette région comprend : une zone de croûte océanique anormalement épaisse associée à un point chaud non conventionnel, une jonction triple instable caractérisée par une géométrie et une cinématique complexe ; et une limite de plaque qui présente le taux d'ouverture le plus lent des rifts de la planète. Au cours de ce travail, nous avons analysé la variabilité spatio-temporelle à grande et petite échelle interagissant dans les Açores. Celle-ci est liée à l'interaction entre la jonction triple et le panache mantellique à différentes échelles de temps. Pour cela, nous utilisons une approche multidisciplinaire à différentes résolutions afin d'étudier l'évolution volcanique et tectonique des îles et leurs implications à l'échelle de la frontière de plaque. A grande échelle de temps, nous discutons des scénarii possible de l'évolution des Açores, des panaches secondaires et de leur origine via une approche de mécanique des fluides.