Les marges passives volcaniques : origine, structure et développement

Huixin Guan

▶ **To cite this version:**

Huixin Guan. Les marges passives volcaniques : origine, structure et développement. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2018. Français. NNT : 2018BRES0068 . tel-02917958

HAL Id: tel-02917958
https://theses.hal.science/tel-02917958

Submitted on 20 Aug 2020

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.

UNIVERSITE SCIENCES BRETAGNE DE LA MER LOIRE ET DU LITTORAL

UBO Université de Bretagne Occidentale

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : « *Géosciences Marines* »

Par

Huixin GUAN

« Les marges passives volcaniques : origine, structure, et développement »

Thèse présentée et soutenue à « Plouzané », le « 12 Juillet 2018 »
Unité de recherche : Laboratoire Géosciences Océan

Rapporteurs avant soutenance :

Laurent GERNIGON — Chercheur de NGU (Norges Geologiske Undersøkelse)

Charles AUBOURG — Professeur de l'université de Pau et des pays de l'Adour

Composition du Jury :

Frank DESPINOIS	Ingénieur géologue, Total Pau
Maryline MOULIN	Chercheuse, Ifremer
Bernard LE GALL	Chercheur, UBO
Olivier DAUTEUIL	Directeur de recherche CNRS, Université de Rennes 1

Président du Jury :
Jacques DEVERCHERE — Professeur, UBO

Directeur de thèse :
Laurent GEOFFROY — Professeur, UBO

Invités :
Philippe WERNER — Chercheur, Université de Strasbourg

Remerciements

Au terme de cette thèse, j'adresse mes remerciements aux personnes qui m'ont aidé dans la réalisation et l'évaluation de ce travail :

Je tiens tout d'abord de grands remerciements à Monsieur Laurent Geoffroy, mon directeur de thèse, pour sa confiance, son aide à avancer dans le projet, ses conseils, et pour le temps et la patience qu'il a consacré à corriger ce mémoire. Son dynamisme et sa passion m'ont beaucoup encouragé et m'ont permis de connaitre un autre monde de recherche.

Je tien à exprimer toute ma gratitude aux membres du jury : Jacque Déverchère qui préside le jury, Frank Despinois, Maryline Moulin, Bernard Le Gall, Olivier Dauteuil et Philippe Werner, qui ont eu la gentillesse d'accepter mon invitation à juger ce travail.

Toutes les personnes que j'ai rencontrées pendant les voyages vers le Nord, François, Anne, France, Erik, Auror, Léonie, et Pavia pour leur aide et les échanges intéressants. J'ai beaucoup apprécié les jours que l'on a passés ensemble et j'espère pouvoir vous revoir un jour.

Bernard et François, pour m'avoir aidé dans la préparation de mon comité de thèse. Vos conseils sont très utiles et intéressants. Merci pour le temps et la patience que vous m'avez accordés.

Toute l'équipe du Laboratoire Géosciences Océan pour leur accueil chaleureux et Marc, Anne-Claire, Antoine et Jing que j'ai rencontré à Total (Pau) m'ont donné un excellent séjour et des beaux souvenirs.

Enfin, j'adresse un grand merci à mes parents pour m'avoir toujours supporté et encouragé. Ils sont toujours les soutiens les plus solids pour moi. Ils peuvent toujours me consoler quand je me déprime et également me critiquent raisonnablement quand je me perds.

Je voudrai aussi remercier sincèrement les amis qui m'ont accompagné pendant mes études. Je garderai toujours les plus beaux souvenirs et vous souhaits le plus bel avenir.

Résumé étendu de la thèse

Une marge passive est une zone de transition non-active entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique. De nombreuses marges passives présentent un fort développement magmatique (>50%). Ces marges passives volcaniques (MPVs) marquent la rupture lithosphérique au-dessus d'un manteau en fusion et sont typiquement caractérisées par l'intrusion et l'extrusion d'un volume significatif de produits magmatiques (>$10^6 km^3$) dans la croûte lors des périodes ante-rift, syn-rift et post-rift. Ces marges sont parties intégrantes des grandes provinces magmatiques (LIPs).

A partir d'une compilation bibliographique, de données sismiques (profils de sismique réflexion ION-GXT, sismique 3D) et d'observations réalisées sur le terrain à l'Est et à l'Ouest du Groenland, les objectifs de cette thèse sont : (1) de mieux définir la notion et la structure typique de marge passive volcanique dans les contextes d'extension lithosphérique polyphasée, (2) de mieux caractériser certains aspects mal compris comme la structure des MPVs obliques (par rapport à la cinématique), les modes tectoniques d'accommodation des flexures de la croûte supérieure sous les SDRs et l'interprétation des SDRs externes et, (3), de définir la place dans le temps et dans l'espace de la rupture magmatique à l'échelle de la fragmentation d'un super continent comme la Pangée.

Les principaux résultats obtenus au cours de cette thèse sont les suivants :

1) La rupture d'un supercontinent, ainsi que la formation des marges passives, l'œuf et la partie associée semblent être facilitées par l'injection de magma dans la lithosphère. La dynamique du manteau sous-lithosphérique fragilise cette lithosphère avant la fusion, en particulier le long des structures héritées, mais la rupture continentale, souvent associée à des points triples, est toujours syn-magmatique. Cette rupture peut se propager ensuite de manière non-magmatique (formation de marges passives non-magmatiques), ce qui est probablement lié aux forces à la limite des plaques (article en préparation);
2) La géométrie de la transition continent-océan peut être rendue complexe par un polyphasage tectonique (rift sédimentaire souvent précédant la formation d'une MPV). Dans ce cas, la vergence opposée entre détachements du rift sédimentaire et de la MPV conduit à l'isolement d'un « bloc L » dont la géométrie et la subsidence sont fonction de la quantité d'extension initale du rift sédimentaire et de la durée qui sépare les deux périodes tectoniques, sédimentaires et volcaniques;
3) La limite continent-océan n'est pas facile à définir au niveau des MPVs. Des arguments concordants montrent que les SDRs externes, même s'ils produisent des anomalies magnétiques claires, sont découplés tectoniquement d'une croûte ductile qui pourrait correspondre à une croûte inférieure continentale exhumée, en accord avec certains modèles thermomécaniques. Dans ce contexte, du matériel d'origine continental pourrait exister en profondeur de manière continue au niveau de rides asismiques transverses comme la GIFR dans l'Atlantique Nord, l'Islande constituant un « bloc C » (article soumis);
4) La construction des SDRs internes est contrôlée par des dykes, mais aussi par du magma qui circule dans les failles de détachement qui accommodent ces flexures crustales; ces failles particulières définissent un nouveau type de failles, les « failles magmatiques » (Fig.,

probablement asismiques. La flexuration de la croûte supérieure au niveau du « hanging-wall » de ces détachements est analogue à celle d'une entité rigide et élastique en permanence injectée de dykes. Les contraintes principales ne sont pas horizontales et un découplage peut exister à l'extrados des flexures accommodé par des injections de magma syn-tectoniques sous forme de laccolithes injectés entre la croûte supérieure et la base des SDRs.

Table des matières

Remerciements 3

Résumé étendu de la thèse 5

Avant-propos et organisation du mémoire 9

Chapitre I Introduction 13

1.1 Rappel sur la rhéologie de la lithosphère 15

1.1.1 Modèles rhéologiques de la lithosphère continentale 16

1.1.2 Facteurs contrôlant la déformation lithosphérique 20

1.1.3 Couplages et découplages dans la lithosphère en extension 24

1.1.4 Rôle potentiel d'une «imprégnation» en roches mafiques d'une lithosphère continentale sur son comportement rhéologique 26

1.2 Les différents modes d'extension lithosphérique 34

1.2.1 Concepts anciens de rifting actif et de rifting passif 34

1.2.2 Géométrie de la lithosphère en extension 35

1.2.3 Rifts étroits et larges 38

1.2.3 Fusion du manteau et déformation lithosphérique 40

1.3 Etat des lieux sur la structure détaillée des marges passives 45

1.3.1 Les marges sans magmatisme apparent avant et pendant l'extension 45

1.3.2 Les marges avec magmatisme apparent avant, pendant et après l'extension 50

1.3.3 Synthèse : comparaison entre marges non-volcaniques et marges volcaniques 55

Chapitre II Géométrie et origine des SDRs 57

2.1 Les SDRs internes 59

2.1.1 Géométrie 3D des SDRs internes en déformation non-oblique (Atlantique Sud) 59

2.1. 3 Géométrie 3D d'un prisme de SDR interne 66

2.1. 4 Etude des structures intra-SDR 67

2.1.5 Caractéristiques des failles sous les SDRs internes en sismique 72

2.1.6 Géométrie 3D des SDRs internes dans un contexte d'ouverture oblique (Nuussuaq, Groenland de l'Ouest) : étude conjuguée de terrain et par imagerie satellitaire 77

2.2 Limite SDRs internes/SDRs externes et structure des SDRs externes 102

2.2.1 Particularité des SDRs externes 102

2.2.2 Limite entre SDRs internes/SDRs externes 106

2.2.3 Mécanisme possible et hypothèse sur le développement des SDRs externes et conséquences sur l'extension du domaine continental (Article 1) 109

Chapitre III Etude de la croûte supérieure sous les SDRs internes (croûte infra-SDRs) 127
3.1 Rappel des différents types d'intrusions (intrusions planaires et non-planaires) 129
3.1.1 Les intrusions planaires 129
3.1.2 Intrusions non-planaires 139
3.2 Les flexures crustales identifiées à terre au niveau des marges proximales 142
3.2.1 La flexure de Panvel (Inde) 143
3.2.2 La flexure du Lebombo (Est de l'Afrique) 145
3.2.3 Marge proximale du Groenland Est 147
3.3 Etude de la croûte infra-SDRs internes 151
3.3.1 Etude de profils sismiques 152
3.3.2 Etude au SE du Groenland de l'accommodation de la flexuration syn-magmatique par le système intrusif 158
3.3.3 Conclusion et modèle proposé 183
Chapitre IV Du rift sédimentaire à la marge volcanique (Article 2) 185
Chapitre V. Les marges passives volcaniques à l'échelle de la fragmentation d'un supercontinent, la Pangée (Article 3) 213
Chapitre VI. Conclusion et synthèse des principaux résultats 245
5.1. Mécanismes de formation des SDRs internes des marges volcaniques 247
5.2. Mécanismes de formation des SDRs externes des marges volcaniques et la limite continent-océan 248
Annexes 251
Bibliographie 271

Avant-propos et organisation du mémoire

- Avant-propos

Durant la longue histoire de la Terre, les continents ont subi successivement des cycles de convergence et de divergence. Les blocs continentaux s'agrègent en formant les supercontinents, qui se fragmentent plus tard. C'est que l'on appelle le cycle de Wilson (Wilson, 1966).

Les questions concernant les forces motrices de la fragmentation lithosphérique et les mécanismes responsables des architectures des régions en extension ne sont toujours pas complètement résolues (Chatterjee et al., 2013 ; Ganne et al., 2016).

Il est généralement accepté qu'un flux mantellique convectif, entrainé par la subduction d'une vielle lithosphère océanique froide, est la force motrice majeure du mouvement des plaques (Forsyth & Uyeda, 1975 ; Kearey & Vine, 1990 ; Anderson, 1994 ; Condie, 2001). D'autres forces lithosphériques interviennent, telles que l'étalement gravitationnel des dorsales océaniques (Ridge Push Forces), la traînée à la base de la lithosphère et la résistance aux limites des plaques lors d'une collision (Forsyth & Uyeda, 1975; Turcotte & Schubert, 1982; Kearey & Vine, 1990).

Le rifting continental et l'accrétion océanique sont les processus fondamentaux de la divergence lithosphérique, mais l'origine et les processus de la rupture continentale restent débattus. Les marges passives, anciennes limites de plaques en divergence et transition lithosphère continentale/lithosphère océanique sont les clés de la compréhension de ces processus.

L'extension continentale est souvent associée à une fusion mantellique, avec des volumes produits de magma très variables, et de nombreuses questions se posent :

1) Qu'est-ce que précisément le breakup continental et pourquoi et comment s'initie ce breakup?
2) Quelle est la nature des forces qui sont responsables de l'extension au cours des processus du rifting ? Quelle est notamment la part des contraintes d'origine gravitationnelles ?
3) Quel est le rôle du magmatisme dans la rupture continentale ? La géométrie et les processus au niveau des marges riches en magma sont-ils comparables à ceux des marges pauvres en magma ?

L'objectif général de ce travail de thèse est de comprendre les relations temporelles et spatiales entre extension lithosphérique et magmatisme, notamment au niveau des marges passives volcaniques et de préciser les mécanismes en jeu dans la rupture syn-magmatique. Malgré plus de 70 ans d'exploration active sur les marges passives, le mécanisme de formation des différents types de marges continentales passives reste encore controversé.

Une marge passive volcanique correspond à une zone de transition entre lithosphère océanique et continentale au niveau de laquelle les processus de rupture sont accompagnés d'un grand volume de

magma. Les marges passives représentent plus de 50% des marges passives mondiales (Eldholm & Grue, 1994) et sont difficiles à observer et à étudier.

Plusieurs méthodes de prospection géophysique sont habituellement utilisées pour comprendre leur architecture, telles que la sismique réflexion, la sismique réfraction et les anomalies gravimétriques et magnétiques. Grâce aux soulèvements récents du Groenland, la partie proximale des marges volcaniques Tertiaire de l'Atlantique Nord-Est affleure, ce qui permet de confronter données de sub-surface aux données géophysiques. Ici nous allons présenter successivement :

- Organisation du mémoire

Chapitre I «Introduction». Je vais préciser certaines notions clés en rapport avec mon sujet de thèse. Je rappelle notamment les concepts sur la rhéologie d'une lithosphère en extension, le rôle potentiel du magma dans l'extension et j'expose l'état des connaissances sur les marges passives.

Le chapitre II «Géométrie et origine des SDRs (seaward dipping reflectors) » porte essentiellement sur une étude structurale des SDRs internes (plus près de la zone proximale, avec une épaisseur variée de 5 à 15 km, §2.1) et externes (plus près de la zone distale, avec une épaisseur variée de 3 à 5km, §2.2.1). Je précise certains points qui ne sont pas encore résolus, à partir d'un jeu de données sismiques et également d'observations de terrain. En particulier, je tente de caractériser la nature des réflecteurs des SDRs internes en sismique (laves ou sills ?) à partir d'un bloc sismique 3D (au niveau de la marge de l'Uruguay). J'étudie également la géométrie particulière des prismes de SDRs successifs au niveau d'un segment de marge volcanique oblique -affleurant à l'Ouest du Groenland- relativement à l'extension régionale. Enfin, je présente à partir d'observations sismiques, des résultats et des concepts nouveaux sur l'interprétation des SDR externes et sur la limite continent-océan. Un article est soumis sur ce thème (page 106, <volcanic passive margins and the extent of continental-derived material in oceanic domains>).

Le chapitre III «Etude de la croûte supérieure sous les SDRs internes» se focalise sur les structures et la déformation crustale de la croûte supérieure flexurée infra-SDRs internes et sur le contact entre cette croûte et la base des SDRs internes. Après une présentation synthétique des données disponibles sur les flexures crustales de ce type, je présente les résultats d'une étude de terrain réalisée à l'Est du Groenland. Cette analyse montre des résultats inédits sur les processus d'accommodation de ces flexures en relation avec les intrusions magmatiques.

Le chapitre IV «Etude des marges polyphasés» élargit la problématique des MPVs à l'échelle de l'extension lithosphérique, en particulier au niveau des marges polyphasées où un rift sédimentaire ante-magmatique se trouve adjacent à une marge passive volcanique. Dans un article soumis, je caractérise la géométrie finie des systèmes extensifs polyphasés. Je discute si on peut, ou non, intégrer l'histoire de ces rifts dans le mécanisme très spécifique de la rupture continentale des marges passives volcaniques, même si ces rifts ont pu être associés à de l'hyper-extension.

Le chapitre V «Fragmentation de la Pangée» traite de la rupture magmatique à l'échelle de la tectonique globale**.** A partir d'une synthèse bibliographique sur la Pangée et en utilisant le logiciel G-Plate, je replace les zones de ruptures magmatiques et non-magmatiques dans le temps et dans l'espace lors de la

fragmentation de ce supercontinent. Cette étude, développée dans un article en préparation, montre l'importance des ruptures localisées magmatiques dans l'initiation de la fragmentation globale d'un supercontinent.

Les principaux résultats de cette thèse sont synthétisés dans un chapitre VI récapitulatif qui se focalise sur le retour entre ces résultats et nouveaux concepts et les modèles rhéologiques et conceptuels sur les marges passives décrits dans le premier chapitre.

Chapitre I

Introduction

1.1 Rappel sur la rhéologie de la lithosphère

La lithosphère continentale est constituée de la croûte continentale d'épaisseur de 15 à 60 km, et de la partie supérieure du manteau supérieur. La réponse de la lithosphère à une force tectonique appliquée est contrôlée par les propriétés rhéologiques des différents matériaux constitutifs de cette lithosphère.

Au premier ordre, la lithosphère, située au-dessus de l'asthénosphère, est une enveloppe rigide (ou visqueuse) et élastique. Elle est capable de supporter des surcharges sans beaucoup se déformer et de reprendre sa forme si la charge disparaît. Cette propriété d'élasticité est modélisable par celle d'une plaque mince purement élastique dont l'épaisseur élastique effective T_e est très inférieure à celle de la lithosphère réelle (thermique). Par exemple, T_e dans le domaine continental est entre 30 à 50 km en moyenne alors que T_e océanique est généralement inférieure à 50 km (Le Pichon et al., 1973). Au contraire, l'asthénosphère se déforme lentement par fluage et sa viscosité est beaucoup plus faible que celle de la lithosphère. En dehors de la notion de couche élastique effective, il existe plusieurs définitions de la lithosphère selon les phénomènes et l'échelle du temps que l'on considère.

1) **Définition chimique**. La lithosphère continentale a une composition chimique hétérogène, car elle est constituée de la croûte continentale et de la partie haute du manteau supérieur. La croûte continentale est constituée principalement de tectosilicates riches en silicium et en aluminium. La roche représentative du manteau est la péridotite, qui est riche en olivine donc en Silicium, Fer et Magnésium. Le manteau lithosphérique, très hétérogène chimiquement, est certainement composée essentiellement d'harzburgites progressivement fertilisées au cours du temps par des magmas asthénosphériques (e.g. Griffin et al., 2009). L'asthénosphère a une composition chimique relativement homogène : ce manteau a été progressivement appauvri en éléments incompatibles par extraction des lithosphères océaniques et continentales.

2) **Définition thermique**. Dans la lithosphère, la chaleur se transmet par conduction depuis sa base jusqu'à la surface. La lithosphère peut être considérée comme le couvercle rigide de cellules dissipant la chaleur en convection. Dans l'asthénosphère, c'est la force de gravité (ou la poussée d'Archimède) qui provoque le mouvement. La chaleur se transmet par convection, qui tend à homogénéiser la température par un lent brassage. La viscosité permettant d'obtenir une convection (très lente) est atteinte pour une température de 1330°C (Fig. 1.1, Burov, 2011). Ainsi la base de la lithosphère thermique est l'isotherme 1300°C. L'épaisseur de la lithosphère thermique dépend donc des éventuelles variations de la température du manteau asthénosphérique.

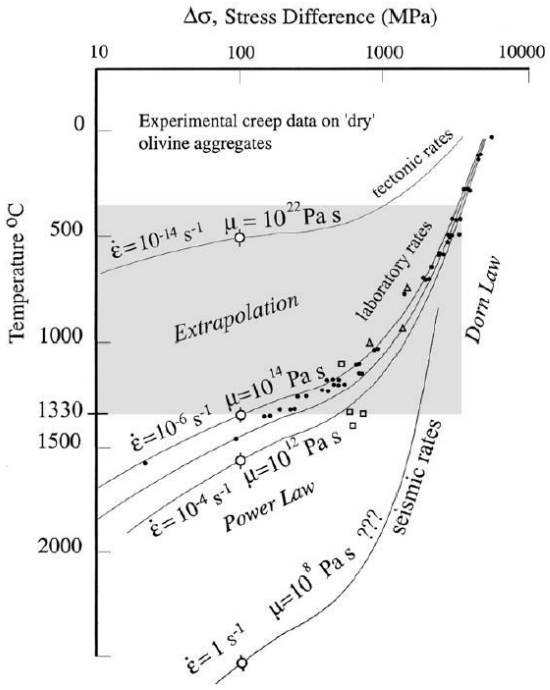


Figure 1.1 Données expérimentales sur écoulements ductiles de l'agrégat d'olivine (les points noirs, les triangles et les carrés présentent différents variantes du principalement même type de l'agrégat de l'olivine). L'agrégat d'olivine montre une déformation du type <creep> quand la température est supérieure à 1330°C. Il faut noter que la vitesse de déformation utilisée (10^{-6}-$10^{-4}$$s^{-1}$) est beaucoup plus rapide que celle dans la nature (10^{-14}-$10^{-17}$$s^{-1}$).

1.1.1 Modèles rhéologiques de la lithosphère continentale

- **Notions de stratification rhéologique de la lithosphère**

La rhéologie de la lithosphère continentale est définie en combinant des lois de déformation déterminées expérimentalement comme la loi de Byerlee (friction) et des lois de diffusion ou des lois de puissance proches de la loi d'Arhénius déterminées pour des mécanismes de glissement de dislocations (fluage plastique), pour décrire les mécanismes de déformation « plastique ».

La loi de friction de Byerlee (Byerlee, 1978) définit le comportement cassant. Elle détermine les conditions du glissement entre deux compartiments séparés par une fracture préexistante, qui forme un angle inférieur à 45° avec la direction de la compression maximale. Ce critère est presque indépendant de la lithologie (Fig. 1.2a).

$$\tau = 0{,}85\,\sigma_n;\ \sigma_n < 200\ \text{MPa} \qquad (1)$$

$$\tau = 60 + 0{,}6\,\sigma_n;\ \sigma_n > 200\ \text{MPa} \qquad (2)$$

τ : contrainte de cisaillement ; σn : contrainte normale

La loi de puissance définit le comportement ductile (Kirby, 1985). Le terme ductile est lié à la capacité des matériaux à changer de forme de façon irréversible sans fracturation. La roche se déforme par fluage de l'agrégat polycrystallin. Chaque minéral réorganise son réseau cristallin, par déformation le long

des joints de grains, diffusion ionique, ou activation de plans de glissement à l'intérieur du réseau ionique (fluage de dislocations). Les lois sont différentes pour chaque minéral ou chaque roche (Weertman, 1969 ; Ranalli, 1997) (Fig. 1.2b).

L'activation de dislocations obéit à une loi de seuil du type :

$$(\sigma 1-\sigma 3)_c=[A^{-1}.d\varepsilon/dt.\exp[Q/RT(z)]]^{1/n} \qquad (3)$$

ε : vitesse de déformation ; $(\sigma 1 - \sigma 3)_c$: contrainte déviatorique seuil ; Q : énergie d'activation ; R : constante de gaz parfaits ; T : température ; n : exposant de σ compris entre 3 et 5. Q,A,n dépendent du matériau (roche ou minéral)

Olivine: n= 3, A=5.7-7 10^{11} S.I. (Goetze& Poirier, 1978)

Quartzite: n=3, A=5 10^{6} S.I. (Brace&Kohlstedt, 1980)

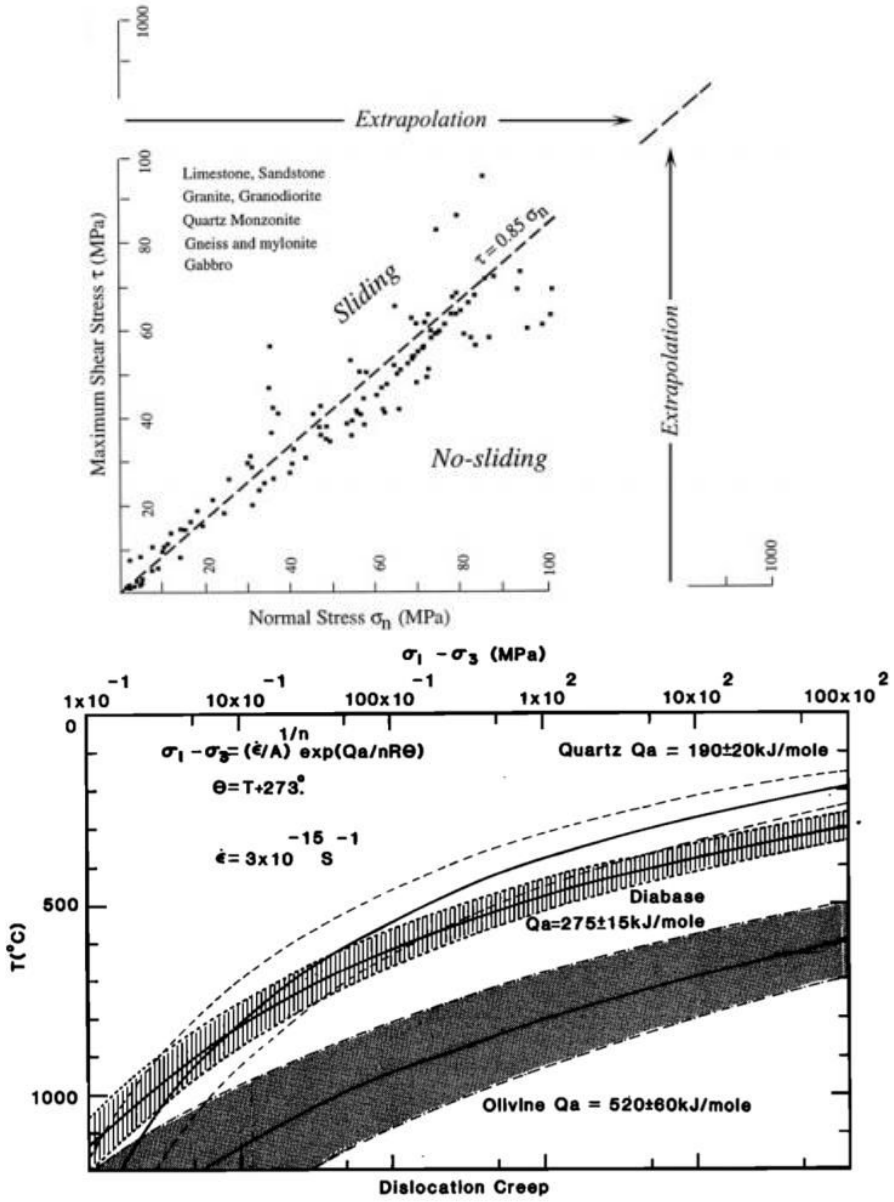


Figure 1.2 : a) Données expérimentales montrant la relation linéaire entre contrainte normale et contrainte tangentielle pour une fracture en compression de différents types de roches (Burov, 2011). b) Schéma illustrant la résistance ductile de différents matériaux mesurée au laboratoire (Chen & Molnar, 1983).

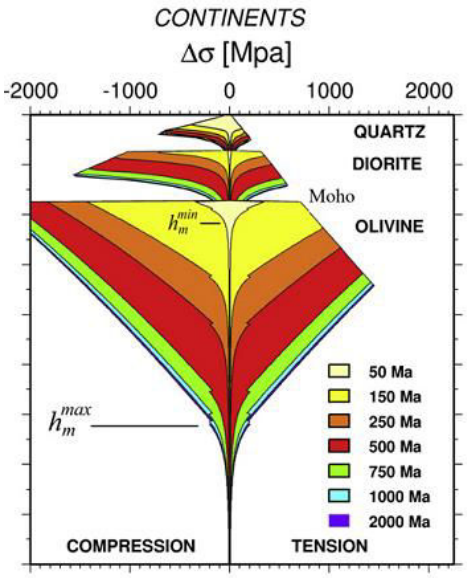


Figure 1.3 : Profil rhéologique de la lithosphère continentale avec une croûte bicompositionnelle (Burov, 2011).

A partir de la combinaison des lois de friction et de déformation continue, on établit une enveloppe rhéologique de l'ensemble de la lithosphère en considérant le minimum de contrainte différentielle nécessaire pour déformer les niveaux compositionnels de la lithosphère en fonction de la profondeur. Lorsque le minimum de résistance correspond au différentiel critique de la loi de Byerlee, on considère que le milieu se déforme par friction et on fait de même pour la déformation plastique (Turcotte & Schubert, 1982 ; Ranalli, 1997).

Si on considère une composition homogène pour la croûte continentale (quartz sec ou hydraté, granite…) et pour le manteau lithosphérique (olivine, dunite…), on obtient une stratification rhéologique à quatre couches pour la lithosphère continentale, avec un maximum de résistance dans le manteau lithosphérique supérieur (comportement théorique frictionnel). Il est à noter cependant que le manteau lithosphérique supérieur ne se déforme pas a priori par friction compte tenu de la rareté des séismes sous le Moho, en domaine continental (Afonso & Ranalli, 2004).

Si on introduit dans ces modèles analytiques, une stratification compositionnelle de la croûte continentale (ex : diabases pour la croûte inférieure) on augmente le nombre de niveaux fragile et ductile (Fig. 1.3), et donc on augmente le nombre de découplages potentiels entre ces niveaux de rhéologie contrastée.

- **Critiques du modèle classique**

Le modèle poly-couches (ou sapin de Noël ou Jelly Sandwich) est contesté par certains auteurs qui réfutent l'existence d'un niveau très rigide dans le manteau lithosphérique supérieur.

Depuis longtemps, on accepte le modèle «Jelly sandwich» avec une croûte supérieure fragile et un manteau supérieur rigide de part et d'autre d'une croûte inférieure ductile (Chen & Molnar, 1983). Néanmoins, d'après les observations des profondeurs des séismes sous l'Inde, Jackson (2002) propose que les séismes sous Tibet de profondeur entre 70 et 90 km sont d'origine crustale et qu'il existe qu'une seule couche sismique qui réside dans la croûte.

D'après Jackson, si on utilise toujours le modèle de «Jelly sandwich» et considère que T_e (épaisseur élastique) est supérieure à T_s (épaisseur sismique), dans certains cas (Te =100 à 130km), les roches dans le manteau lithosphérique sont faibles à cette température élevée, et ne peuvent pas supporter la force considérable qui doit être appliquée théoriquement, surtout en compression (Fig. 1.3). Il propose donc un modèle nommé «Crème brûlée» montrant que dans une lithosphère continentale, la seule couche fragile réside dans la croûte supérieure (ou dans la croûte entière dans certains cas).

Plus tard, Burov & Watts (2006) ont réalisé une modélisation numérique des deux modèles «Crème brulée» et «Jelly sandwich». Ils suggèrent que le modèle «Jelly Sandwich» a une application beaucoup plus

large sur Terre et que le modèle «Crème brûlée» ne peut être appliqué que sous certains cas (e.g. les rifts jeunes avec un fort gradient thermique), et ce pour trois raisons :

1) les roches dans le manteau lithosphérique sont rigides et peuvent supporter des différentiels de contrainte forts ;
2) le flux de chaleur de 40mWm^{-2} des cratons Archéens suggère un manteau lithosphérique d'une viscosité élevée, incompatible avec les flux convectifs sous le Moho suggérés par Jackson (2002) ;
3) dans les modèles numériques testant les deux hypothèses (Fig. 1.4), le modèle «crème brulée» montre une instabilité de la base de la lithosphère seulement 1,5 à 2Ma après une déformation appliquée sur la lithosphère. Après 10 Ma, la lithosphère se désintègre en raison d'une délamination du manteau remplacé par l'asthénosphère. Le modèle «Jelly sandwich» reste lui toujours stable (Fig. 1.4A,B.). Dans les tests de subduction, le modèle «Jelly Sandwich» reste stable et on voit un "slab" qui subducte sous un autre continent en conservant sa forme, ce qui s'accorde avec les observations sur terre. Mais aucune subduction n'est observée dans le modèle «Crème brulée» (Fig. 1.4C).

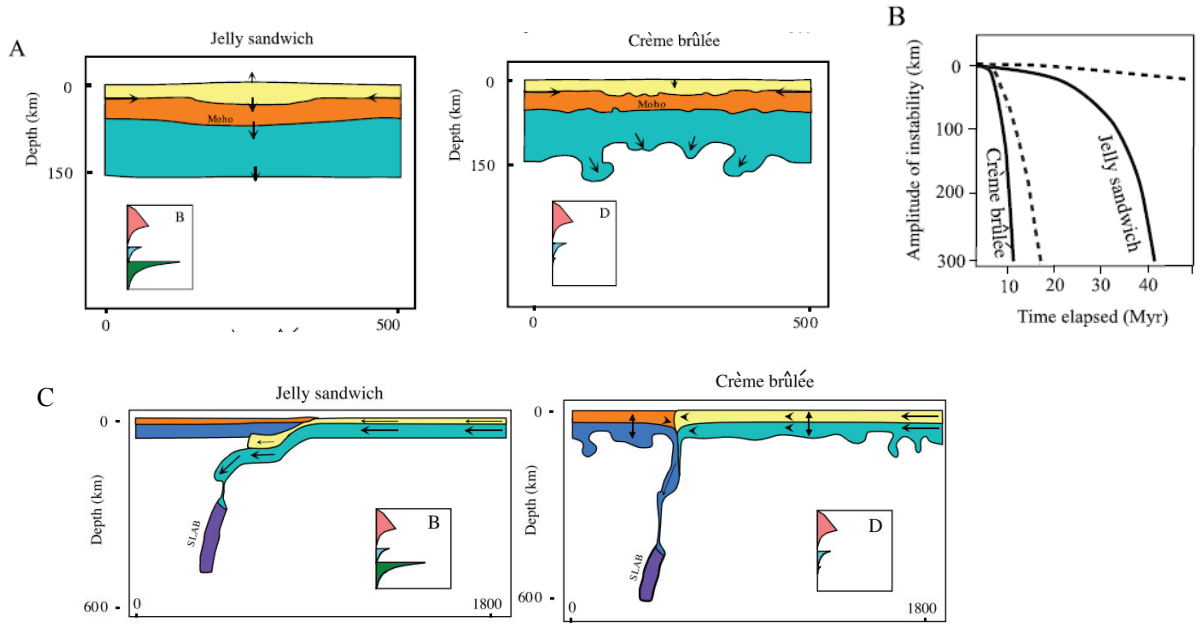


Figure 1.4 : Tests de stabilité d'une chaîne de montagne utilisant les enveloppes rhéologiques des modèles «Jelly Sandwich» et «Crème Brûlée». La structure thermique est équivalente à une plaque de 150 Ma. A) Déformation de la lithosphère après 10 Ma. B) Amplitude de l'instabilité de la racine du manteau en fonction du temps. Les courbes solides correspondent aux plaques jeunes et faibles de 150 Ma et les courbes en pointillé correspondent aux plaques vieilles et lourdes de 500 Ma. C) Tests de stabilité d'un système de collision continentale utilisant les enveloppes rhéologiques des modèles «Jelly Sandwich» et «Crème Brulée». T_e=20km, Température du Moho=600°C. Les modèles subissent un raccourcissement de 300 km après 5 Ma (Burov & Watts, 2006).

- **Modèle analytique de Kusznir & Park (1984) définissant le <breakup>**

Les modèles réalisées par Kusznir & Park (1984) utilisent une loi de comportement unique de type Maxwell avec possibilité de rupture :

$$\epsilon_x = \frac{1}{E}(\sigma_x - \sigma_x^0) - \frac{\nu}{E}(\sigma_y - \sigma_y^0) - \frac{\nu}{E}(\sigma_z - \sigma_z^0) + \epsilon_x^v \qquad (4)$$

ε_x : déformation horizontale totale ; ε^v_x : fluage plastique (creep) ductile dans la direction de x ; σx : la contrainte totale dans la direction de x ; E : module de Young ; υ : coefficient de poisson ; σ_x^0, σ_z^0, σ_y^0 sont les contraintes initiales dans les direction x, z, et y.

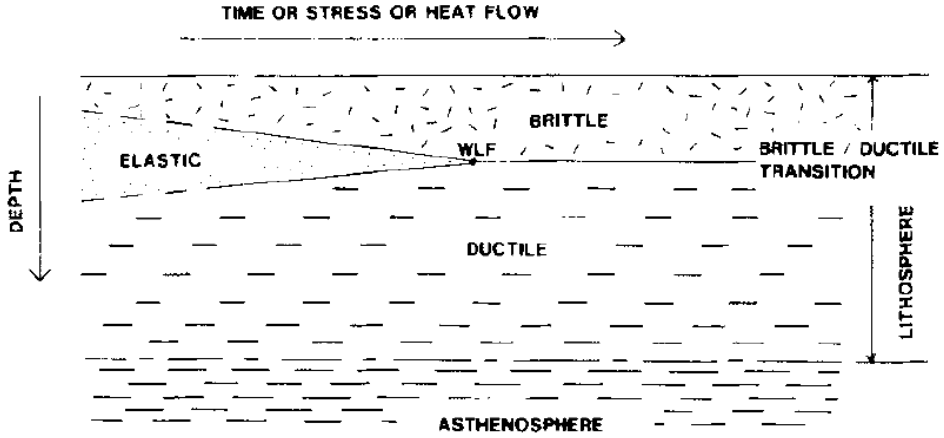


Figure 1.5 Diagramme représentatif d'une lithosphère viscoélastique simplifiée sous une force latérale appliquée. Suivant l'étalement de la lithosphère, la couche élastique diminue et les couches fragile et ductiles s'étendent vers le haut et vers le bas. La rupture continentale arrive quand le niveau élastique disparaît.

Ces auteurs partent de l'hypothèse que la contrainte différentielle horizontale appliquée reste constante au cours du temps quand elle est intégrée sur la hauteur de la lithosphère. Les contraintes relâchées par fluage ductile dans la croûte inférieure et la partie inférieure du manteau lithosphérique s'accumulent dans les niveaux rigides et élastiques. Ils proposent que la rupture de l'ensemble de la lithosphère, définissant le "breakup", se produise lorsque le seuil élastique des niveaux les plus rigides est atteint (Fig. 1.5).

1.1.2 Facteurs contrôlant la déformation lithosphérique

- **Fluide et friction**

Dans la lithosphère continentale, les contraintes déviatoriques nécessaires pour un glissement par friction augmentent avec la pression (équations 1 et 2) et sont généralement indépendantes du taux de déformation, de la température et de la lithologie (Byerlee, 1978 ; Stetsky, 1978).

Le coefficient de friction varie cependant de 0.85 à 0.6 lorsque la pression de confinement est supérieure à 200Mpa (équation 1 et 2). Ceci n'a que peu de conséquence sur la forme des enveloppes rhéologiques.

Par contre, la présence d'eau dans la lithosphère a un effet majeur sur la loi de friction, car la pression de fluide peut diminuer la contrainte normale au plan de cisaillement (postulat de Terzaghi, 1920):

$$\sigma_{n\,eff} = \sigma_n - \alpha.Pf \quad (5)$$

σn : contrainte normale, $\sigma n_{\,eff}$: contrainte normale effective, Pf : pression de fluide, α= (1-(K/Ks)) avec K : module de compressibilité avec pores, Ks sans pores.

En conséquence la résistance à la déformation des niveaux frictionnels/rigides diminue fortement si des fluides sont présents dans la colonne lithosphérique (Fig. 1.6).

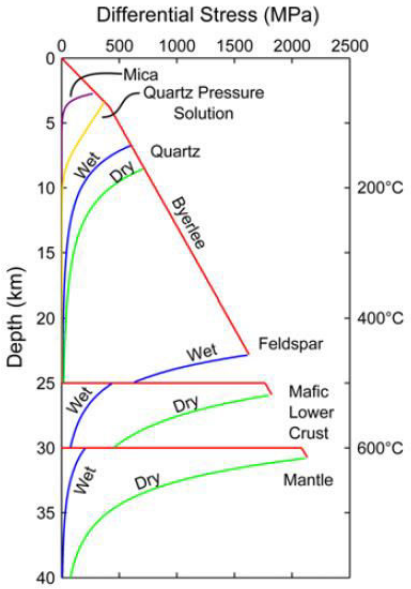


Figure 1.6 : Enveloppe rhéologique de la colonne continentale lithosphérique. La rhéologie de la croûte supérieure fragile est définie par le quartz, le feldspath pour la croûte intermédiaire, la dolérite pour la croûte inférieure et l'olivine pour le manteau. La vitesse de déformation est de 10^{-15} s^{-1}. Le gradient thermique est de 20°C/km (Mariani et al.,2015).

- **Régime tectonique et friction**

Un autre effet majeur sur la loi de friction est l'orientation des contraintes principales et donc le régime tectonique, compressif ou extensif. Lorsque la contrainte maximale est verticale (σv = σ1), c'est-à-dire en régime extensif, la déformation par friction est beaucoup plus facile qu'en compression (σv=σ3). Ce comportement fragile peut être décrit par le critère de rupture de Mohr-Coulomb (Turcotte & Schubert, 1982 ; Ranalli, 1995).

Même si les lois de fluage sont indépendantes de l'orientation des contraintes, ceci a pour conséquence de rendre la résistance de la déformation de l'ensemble de la lithosphère continentale beaucoup plus difficile en compression qu'en extension (Fig. 1.3).

- **Paramètres contrôlant le fluage de la lithosphère**

La résistance ductile d'une roche dépend directement de la magnitude de la contrainte différentielle, de sa composition chimique, de la température et du taux de déformation (Kirby & Kronenberg, 1987). A l'échelle du minéral comme de la lithosphère, les deux derniers paramètres sont souvent liés, car le taux de déformation est fonction de la température, et la vitesse de déformation lithosphérique (lente ou rapide) contrôle directement le gradient géothermique.

- Effet des compositions minéralogiques et de l'eau

Dans la loi de fluage (équation 3), la composition minéralogique joue sur les paramètres n, Q et A.

La croûte continentale a une composition chimique extrêmement hétérogène, surtout dans sa partie inférieure qui reste mal connue. Basée sur des données expérimentales (Kusznir & Park, 1987), la figure 1.7a montre la déformabilité par fluage non newtonien de certains minéraux en fonction de la température. Le quartz (partie crustale de la lithosphère) est le matériau le plus déformable de la lithosphère continentale. Plus le rapport épaisseur de croûte siliceuse sur épaisseur de lithosphère sera important, plus la lithosphère continentale sera déformable. Avec un gradient thermique continental normal (flux thermique en surface 70 mWm^{-2}, Davies & Davies, 2010), le plagioclase est deux fois plus résistant que le quartz humide (Fig.1.7b).

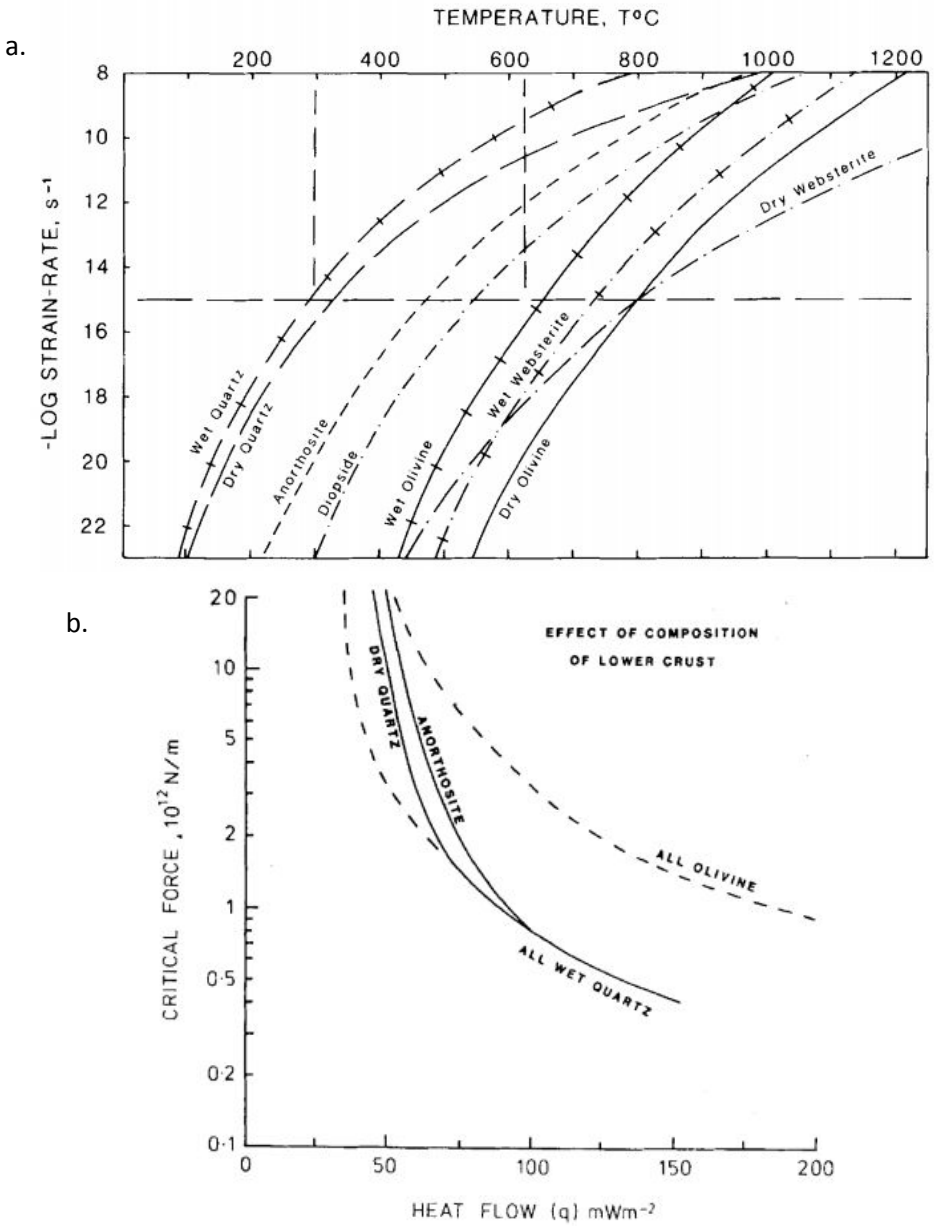


Figure 1.7 : a) Le taux de déformation plastique de différentes roches et de minéraux en fonction de la température en régime extensif dans la lithosphère. La contrainte différentielle (σ1-σ3) est de 50 Mpa. b) Résistance de différents minéraux majeurs dans la lithosphère continentale en fonction de flux thermique (Kuznir & Park, 1987).

L'eau comme pour la friction joue un rôle très important dans les mécanismes de glissement et peut faciliter les dislocations dans des réseaux ioniques. Pour une même température, le quartz hydraté est moins résistant que le quartz sec, et l'olivine hydratée et serpentinisée est considérablement moins résistante que l'olivine sèche (Fig. 1.7a).

- Effet de la température et de l'épaisseur de la croûte

La température intervient directement sur les mécanismes de fluage-dislocation et de fluage-diffusion (équation 3). La figure 1.8 illustre l'effet de gradients thermiques sur la déformation de la lithosphère continentale en régime d'extension.

Pour un gradient thermique important (>90 mWm^{-2}) ou une croûte épaisse (Fig. 1.8B en haut), la rhéologie de la lithosphère est principalement contrôlée par la résistance du quartz dans la croûte supérieure. Quand le gradient thermique est faible (<50mWm^{-2}) ou la croûte est moins épaisse (Fig. 1.8B en bas), la rhéologie de la lithosphère est notamment contrôlée par la résistance de l'olivine dans le manteau (Kusznir & Park, 1987 ; Cloetingh et al., 2008).

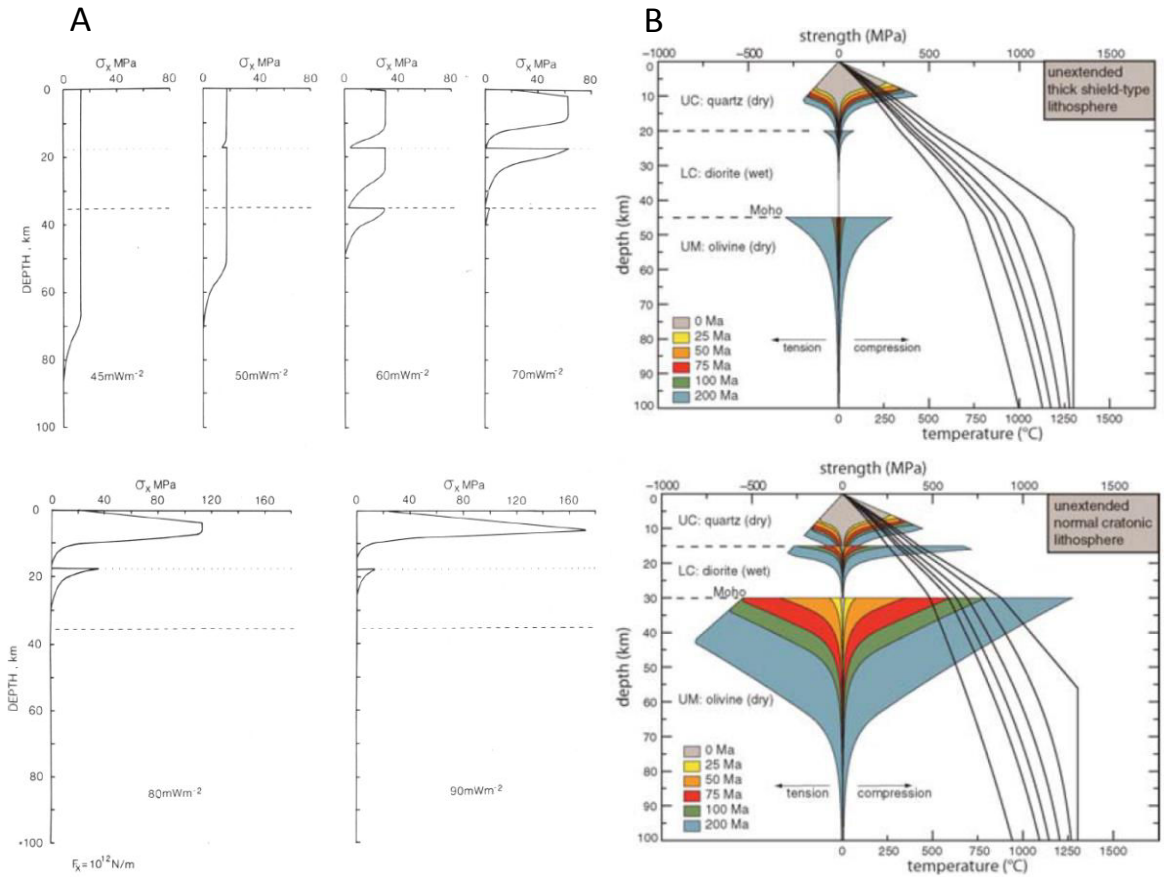


Figure 1.8 : A) Courbes illustrant la contrainte différentielle en fonction de la profondeur pour divers gradients thermiques après 1 Ma de force appliquée de 10^{12}N.m^{-1}. Les flux de chaleur en surface correspondant varient de 45 à 90 mWm^{-2} (Kusznir & Park, 1987). B) Modèle rhéologique de la lithosphère avec épaisseurs de croûte différentes. En haut, l'épaisseur de la croûte est de 45 km et celle du manteau lithosphérique est de 55 km. En bas, l'épaisseur de la croûte est de 30 km et celle du manteau lithosphérique est de 70 km (Cloetingh et al., 2008).

- Effet des taux de déformation

A l'échelle du minéral ou de la roche, pour un même module de Young, plus la vitesse de déformation est importante, plus la contrainte au seuil élastique est forte (« yield stress »), plus la rigidité élastique du matériau est importante et plus la rupture est atteinte facilement après la déformation plastique (Zhao et al., 2017).

A l'échelle de la lithosphère en extension, lorsque le taux de déformation est élevé (>$10^{-14}s^{-1}$), l'augmentation du gradient thermique devient importante. Le flux de chaleur est concentré dans la zone d'amincissement lithosphérique et la lithosphère subit un affaiblissement net. Mais quand le taux de déformation est faible (<$10^{-16}s^{-1}$), le manteau asthénosphérique se refroidit pendant la déformation par dissipation thermique latérale vers le manteau lithosphérique de la lithosphère non déformée. Le gradient thermique augmente moins vite (Fig. 1.9), et la lithosphère se durcit (Kusznir & Park, 1987 ; Huismans & Beaumont, 2009).

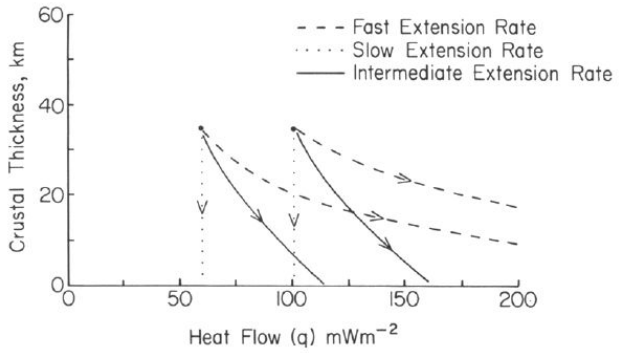


Figure 1.9 : Evolution du flux thermique dans l'axe d'un rift avec différentes vitesses de déformation en régime extensif. En ordonnée amincissement crustal au cours du temps.

1.1.3 Couplages et découplages dans la lithosphère en extension

Comme montré précédemment, la lithosphère est constituée d'une croûte inférieure ductile (cf. Fig. 1.3), ce qui permet un découplage mécanique de cette croûte avec la croûte supérieure et avec le manteau (Chen & Molnar, 1983 ; Lobkovsky & Kerchman, 1991).

Il est généralement accepté que le découplage ou le couplage entre croûte et manteau dépend de la composition de la croûte inférieure et de l'épaisseur de la croûte.

En effet, ce découplage se produit à condition que la température d'activation du fluage du minéral dominant dans la croûte inférieure soit inférieure à la température à la transition entre croûte et manteau (Moho). Si on suppose que la croute est dominée par une composition de quartz, ce découplage doit être permanent, sauf lorsque la croûte est très mince (<20-25km) (Burov & Diament, 1995).

Le découplage se produit d'autant plus facilement que la croûte est épaisse (Stephenson & Cloetingh, 1991 ; Burov et al., 1993). L'épaisseur critique de la croûte pour produire un découplage augmente en fonction de l'âge de la lithosphère quand la lithosphère est jeune et donc peu épaisse et chaude (<750 Ma)

(Fig. 1.10). A partir de 750Ma, l'épaisseur critique de la croûte est de 32+/-5 km. (Fig. 1.10) (Burov & Diament, 1995).

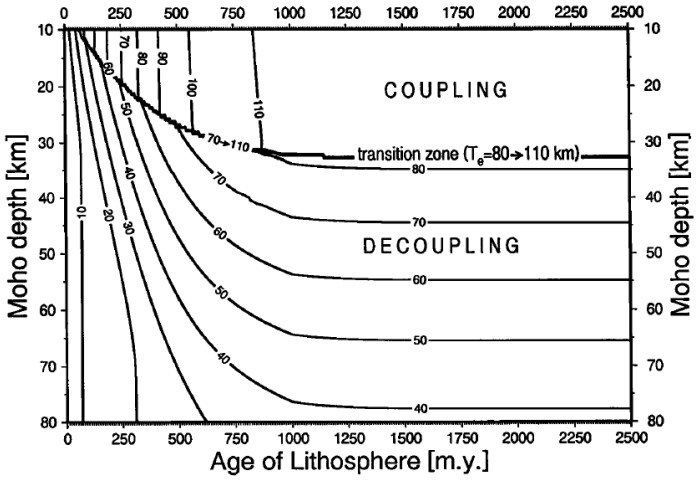


Figure 1.10 : Condition de couplage et de découplage pour différentes profondeurs de Moho en fonction de l'âge de la lithosphère (Burov&Diament, 1995).

Par ailleurs, la vitesse de déformation influe aussi sur le régime couplage versus découplage dans la lithosphère et dans la localisation précise du découplage. Lorsque la vitesse de déformation est supérieure à $10^{-13}s^{-1}$, le découplage se produit à la base de la croûte inférieure ou encore plus profond. Quand la vitesse de déformation est moins élevée, un découplage additionnel se produit à la base de la croûte supérieure (Carter & Tsenn, 1987 ; Ter Voode et al., 2000). La présence de fluide peut aussi faciliter le découplage dans la lithosphère (Fig. 1.11) (Ter Voode et al., 2000).

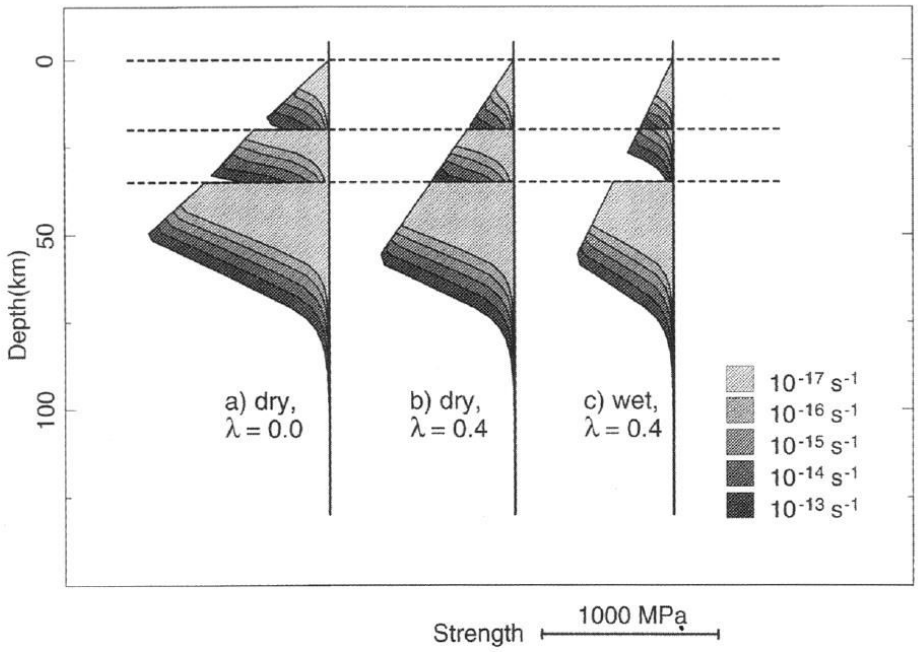


Figure 1.11 : Profils de résistance de la lithosphère continentale en extension, en supposant une croûte supérieure de 20km, une croûte inférieure de 15 km, et une épaisseur totale de lithosphère de 125 km. Pour a) et b), les croûtes supérieure et inférieure sont constituées de quartzite et de diabase non hydratés. Mais en c), les croûtes supérieure et inférieure sont constituées de quartzite humide et de diorite. λ correspond à la pression interstitielle (Ter Voorde et al.,2000).

Les réponses isostatiques de la lithosphère en post-rift sont différentes suivant l'existence ou non d'un découplage au niveau de la croûte inférieure (Fig. 1.12) (Ter Voorde et al., 1998). Dans ce qui suit, le mode « couplage complet » et le mode « découplage complet » peuvent être considérés comme des cas extrêmes.

Après le rifting, si la lithosphère est en mode « couplage complet », la compensation isostatique se produit par flux mantellique asthénosphérique et il en résulte une atténuation de la subsidence syn-rift (Fig. 1.12b). Si la lithosphère est en mode « découplage complet », la compensation isostatique se produit par flux de croûte inférieure et résulte en un fort soulèvement de la croûte supérieure et un approfondissement de la limite croûte manteau (Fig.1.12c).

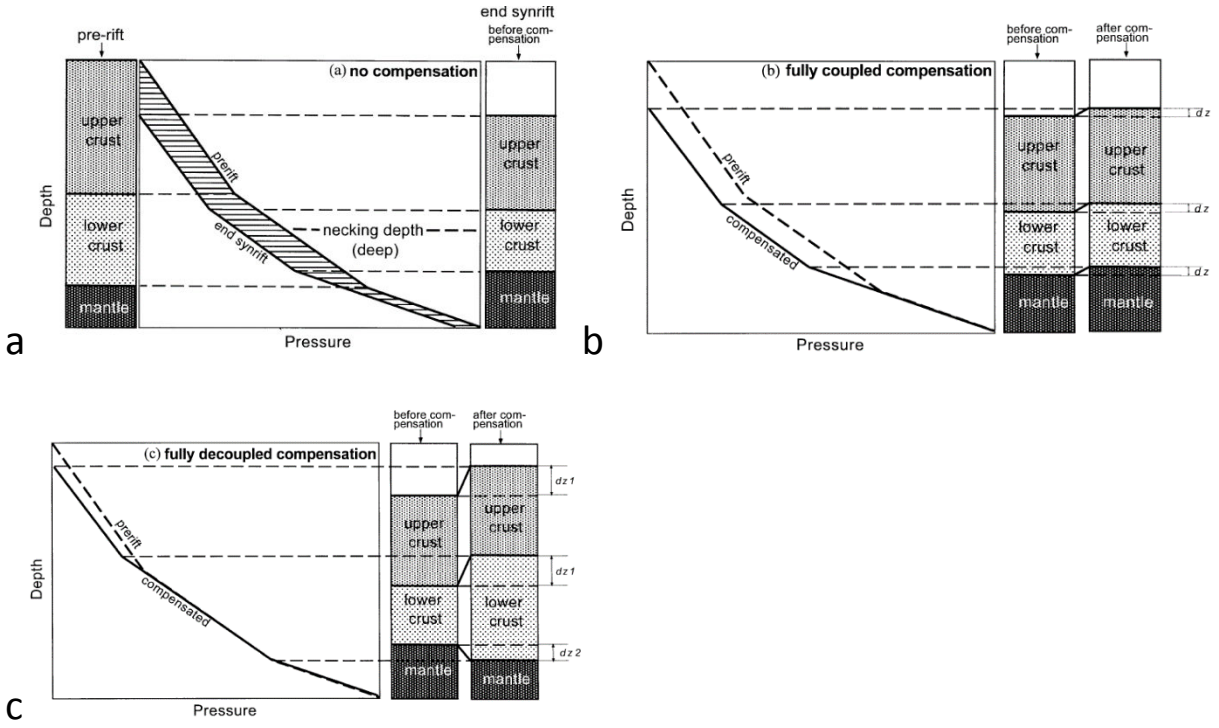


Figure 1.12 : Réponse isostatique suite à un amincissement crustal en supposant une isostasie locale. Au niveau de la compensation, la pression doit être identique à la pression pré-rift. a) Sans compensation isostatique. b) Compensation isostatique profonde en mode « couplage complet ». c) Compensation isostatique crustale en mode « découplage complet » (Ter Voorde et al., 1998).

Le mode « couplage complet » est associé à une lithosphère froide et le mode « découplage » est associé à une croûte inférieure avec une température anormalement élevée. Dans la nature, on observe souvent le cas intermédiaire, le mode « découplage partiel ». Le niveau de découplage dépend de l'épaisseur et de la viscosité de la croûte inférieure (Ter Voorde et al., 1998).

1.1.4 Rôle potentiel d'une «imprégnation» en roches mafiques d'une lithosphère continentale sur son comportement rhéologique

L'extension continentale est souvent associée aux grandes provinces magmatiques (LIPs ; Hill, 1991 ; cf. §1.2.3). Dans ce cas, le magmatisme précède ou accompagne souvent les processus du rifting (Courtillot & Renne, 2003). Les modèles d'extension continentale ignorent souvent l'influence du magmatisme dans

l'extension (McKenzie, 1978 ; Royden & Keen, 1980 ; Braun & Beaumont, 1989 ; Buck, 1991 ; Davis & Kusznir, 2004).

Le magmatisme doit jouer un rôle important dans la rupture des continents (Buck, 2006 ; Daniels et al., 2014). Pour Buck (2006) compte tenu de la magnitude des forces tectoniques (en général inférieures à 5.10^{12}N/m), le rifting continental ne peut se développer sans présence de magma si l'épaisseur de la lithosphère est inférieure à 30 km (Fig. 1.13).

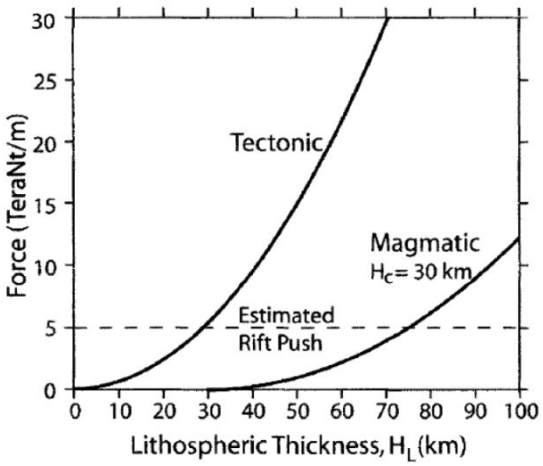
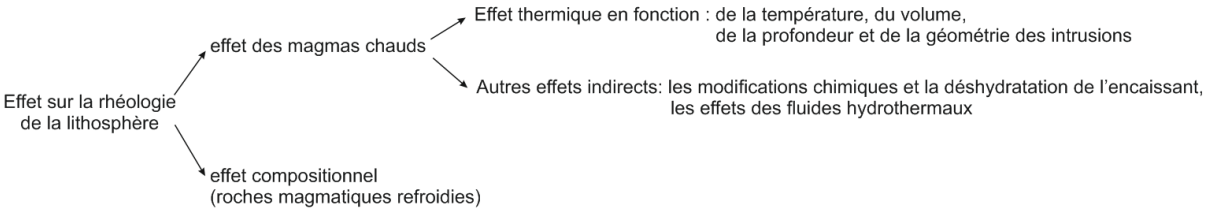


Figure 1.13 : Diagramme illustrant la force nécessaire pour conduire à un rift continental (rift push force) en fonction de l'épaisseur de la lithosphère avec ou sans la présence de magma (Buck, 2006).

L'introduction de larges volumes de magma au travers de la lithosphère continentale peut engendrer des modifications thermiques et modifier la répartition des contraintes régionales dans la lithosphère lors de sa mise en place. Et le refroidissement du magma, peut aussi avoir une modification de la composition chimique de la croûte continentale et du manteau lithosphérique, ce qui peut affecter la rhéologie de la lithosphère.

Suite à une intrusion magmatique, plusieurs facteurs peuvent entraîner le changement de la rhéologie de la lithosphère :



- **Effet des intrusions chauds dans la croûte continentale**

➢ Température/volume/profondeur de l'intrusion

L'intrusion de magmas peut entrainer une perturbation du gradient thermique de la lithosphère qui conduit à son affaiblissement. La chaleur se transfert du chaud vers le froid selon la loi de Fourier (Fourier, 1822) :

$$\vec{\varphi} = -\lambda.\overrightarrow{\mathrm{grad}}(T) \qquad (6)$$

λ : conductivité thermique du matériau ; T : température ; $\vec{\varphi}$: flux de chaleur

La conductivité thermique caractérise l'aptitude d'un corps à conduire la chaleur. Elle dépend principalement de la nature du matériau mais d'autres paramètres tels que la teneur d'eau et la pression du milieu interviennent également (Hay et al., 2010).

Le volume de l'intrusion magmatique, et l'écart de température entre magma et encaissant déterminent la quantité de chaleur diffusée sur l'encaissant (Arzi, 1978).

Pour un volume d'intrusion fixé, plus l'écart de température entre le magma et son encaissant est grand (ce qui dépend surtout de la profondeur de mise en place), plus la chaleur diffusée dans la croûte est importante et moins elle sera résistante. Pour un écart de température entre le magma et encaissant fixé, un grand volume de magma agit n'ont seulement en diffusant plus de chaleur mais aussi en augmentant le taux de fusion partielle (anatexie) à son contact. Ces 2 effets rendent la croûte moins résistante.

La figure 1.14 montre que la diffusion de chaleur est généralement assez rapide dans la croûte. La perturbation du gradient thermique, surtout localisée de part et d'autre de l'intrusion, est quasi-disparue après 2Ma quel que soit la profondeur et l'épaisseur de l'intrusion. Mais ce délai reste significatif en cas de déformation lithosphérique rapide, ce qui est le cas des marges passives volcaniques.

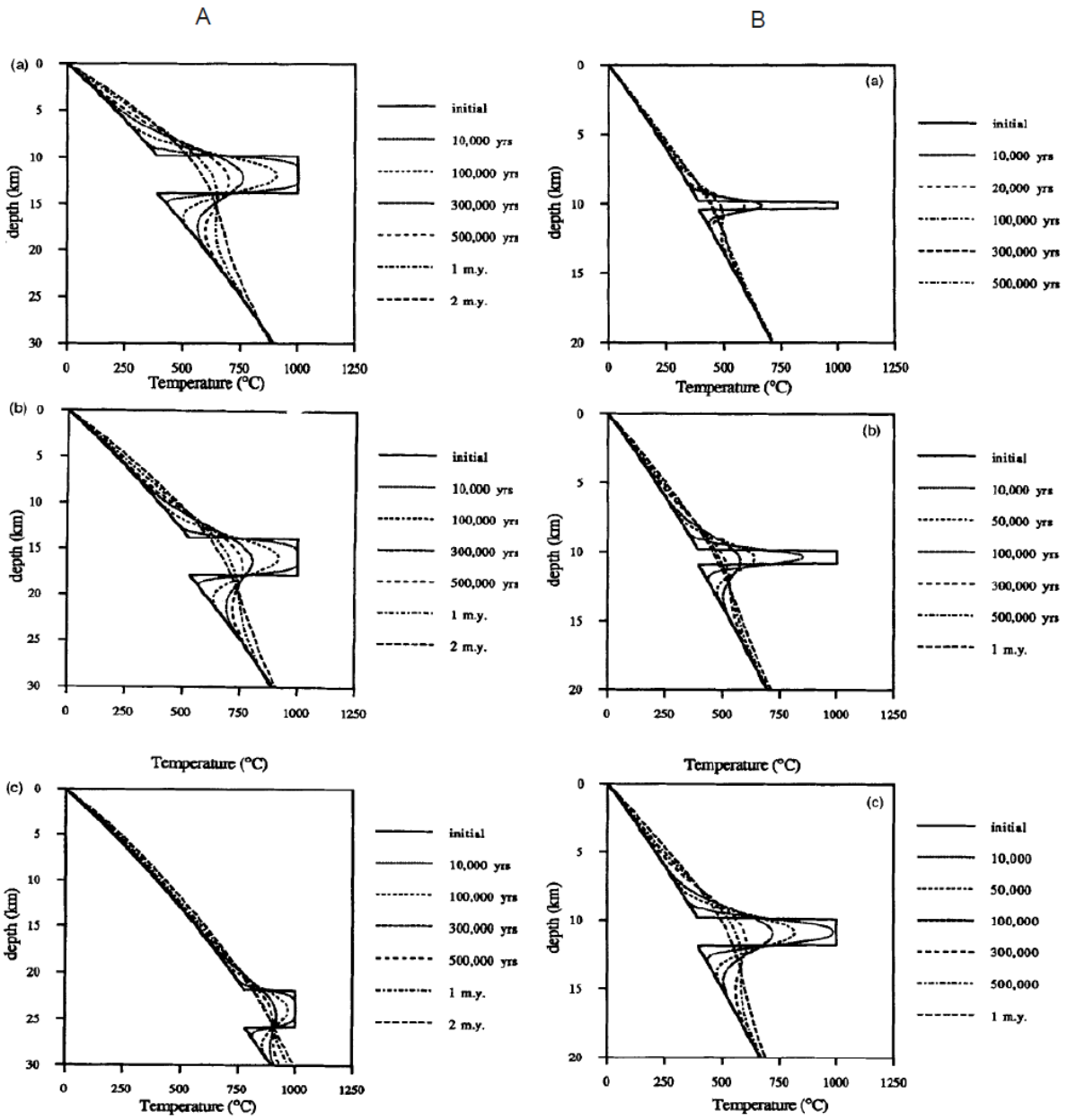


Figure 1.14 : A) Evolution du gradient thermique de la croûte suite à l'intrusion d'un sill d'épaisseur de 4 km à 1000°C à différentes profondeurs (10, 14, 22 km). La croûte initiale a un gradient thermique « normal ». B) Evolution du gradient thermique de la croûte suite à l'intrusion d'un sill de différentes épaisseurs (500 m, 1 km, 2 km) à une profondeur de 10 km. La croûte initiale a un gradient thermique normal (Pavlis, 1996).

- Rôle de la géométrie de l'intrusion

La continuité latérale de la rhéologie de la croûte peut être interrompue par la présence d'une couche ductile (White et al., 2008 ; Buck, 2006 ; Daniel et al., 2014).

Les intrusions magmatiques ont tendance à se propager perpendiculairement à la contrainte principale minimale (Anderson, 1951 ; Pollard, 1987).

Dans un contexte extensif, la contrainte principale maximale ($\sigma 1$) est verticale, et les contraintes intermédiaire ($\sigma 2$) et minimale ($\sigma 3$) sont horizontales. Par conséquent, les intrusions magmatiques tendent à

se mettre en place dans un plan vertical (dyke). En imaginant qu'un dyke puisse être d'extension verticale lithosphérique (Fig. 1.15b), les effets mécaniques du dyke dépendent de la densité du magma relativement à son encaissant. Dans le manteau lithosphérique, la pression lithostatique est supérieure à la pression magmatique, le manteau conservant alors une certaine résistance à la déformation, alors que ce n'est pas le cas dans la croûte (Fig. 1.15, Buck, 2006 ; Bialas et al., 2010).

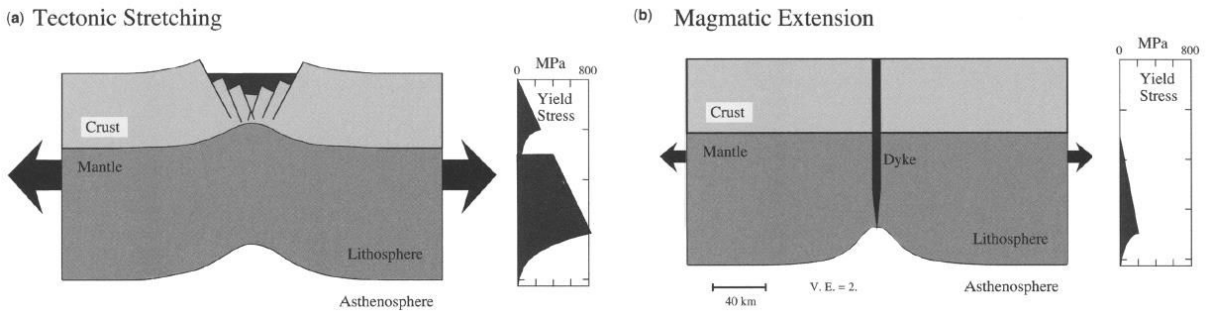


Figure 1.15 :a) extension lithosphérique tectonique sans présence de magma. b) extension lithosphérique dû à l'injection de magma (Buck, 2006). Il faut remarquer que dans le cas réel, il n'existe pas un dyke vertical qui traverse toute la lithosphère.

Remarques :

1. Modifications des états de contrainte par les dykes

Plus le nombre de dykes qui s'injecte dans la croûte est important et plus les effets élastiques (« stockage » de contrainte par déformation élastique du milieu) et inélastiques (contraintes résiduelles) liées à la pression du magma deviennent non-négligeable. L'augmentation de la pression du magma peut ainsi modifier la répartition des contraintes régionales et changer la géométrie de l'intrusion (Vigneresse et al., 1999).

Lors de l'injection d'un dyke, et avec un bord libre supérieur (surface de la Terre), l'application des équations d'élasticité montre que les contraintes horizontales augmentent de façon différente (Fig. 1.16b).

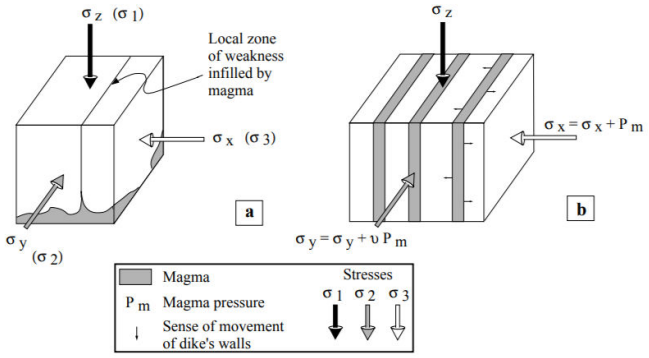


Figure 1.16 : Schéma illustrant les contraintes principales suite à une intrusion magmatique. Les contraintes horizontales augmentent après l'injection du magma (ν est le coefficient de Poisson) (Vigneresse et al., 1999).

Ceci peut entraîner des permutations de contraintes principales dans le plan horizontal favorisant la mise en place de dykes orthogonaux (Figs. 1.17 a à c). La contrainte verticale peut théoriquement devenir inférieure aux contraintes principales dans le plan horizontal et le magma s'injecter sous forme de sill (Fig. 1.17d).

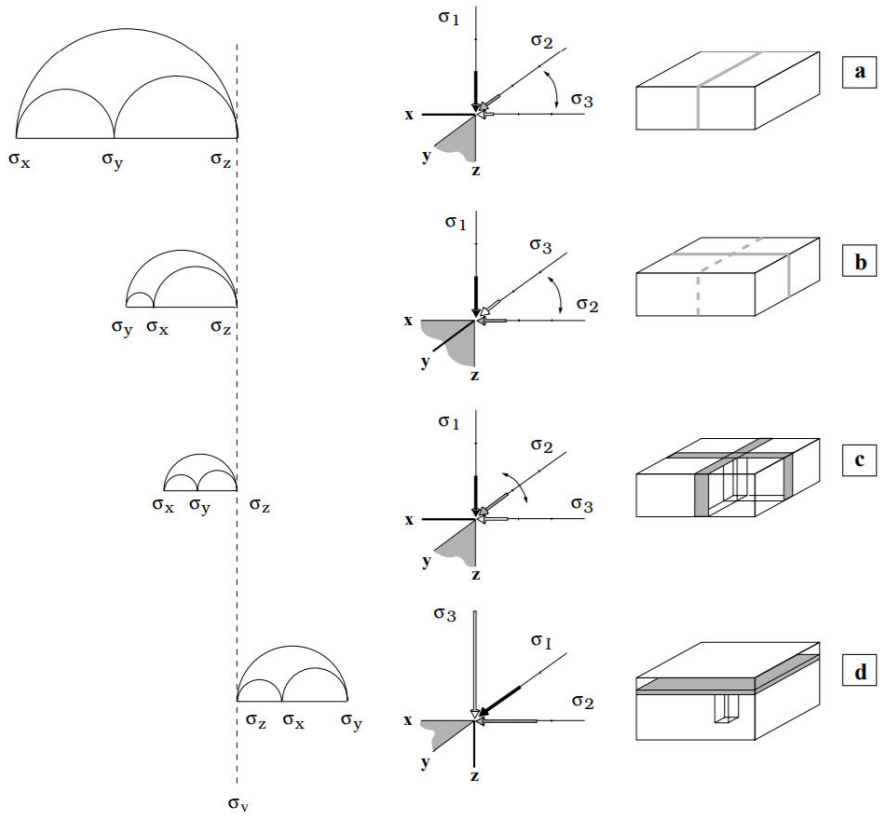


Figure 1.17 : Repartitionnement de contraintes principales régionales consécutives à l'injection de magma dans la croûte. a) le magma s'injecte dans le plan vertical au début. b) σ_3 change de σ_{h1} à σ_{h2}. c) σ_3 change successivement entre σ_{h1} et σ_{h2} car σ_{h1} et σ_{h2}ont des valeurs assez proches. d) σ_v devient σ_3 (Jean-Louis et al., 1999).

2. Continuité de l'injection magmatique de la croûte inférieure vers la croûte supérieure. Plusieurs auteurs (Handy & Streit, 1999 ; Petri et al., 2017) ont proposé une ascension du magma via des fractures ou des zones de cisaillement depuis un réservoir situé dans la croûte inférieure ductile (Fig. 1.18).

Lorsque la température est élevée et que les contraintes différentielles sont faibles (relaxation par déformation continue), la déformation visqueuse et fragile dans la croûte inférieure peut se produire simultanément à condition que la pression du fluide dépasse localement la pression lithostatique, ceci induisant une fracturation assistée. La vitesse de la propagation du magma et la largeur des fractures dépendent de la viscosité du magma, de la durée de la surpression et de l'état thermique de la croûte (Delaney & Pollard, 1981).

En plus, comme la teneur en eau du milieu a une influence importante sur la résistance de la roche (cf. Fig. 1.7a, et 1.11), la haute température du magma peut entrainer une déshydratation de l'encaissant et ainsi renforcer sa résistance. Des réactions chimiques entre magma et encaissant sont aussi possibles pendant l'emplacement de l'intrusion magmatique.

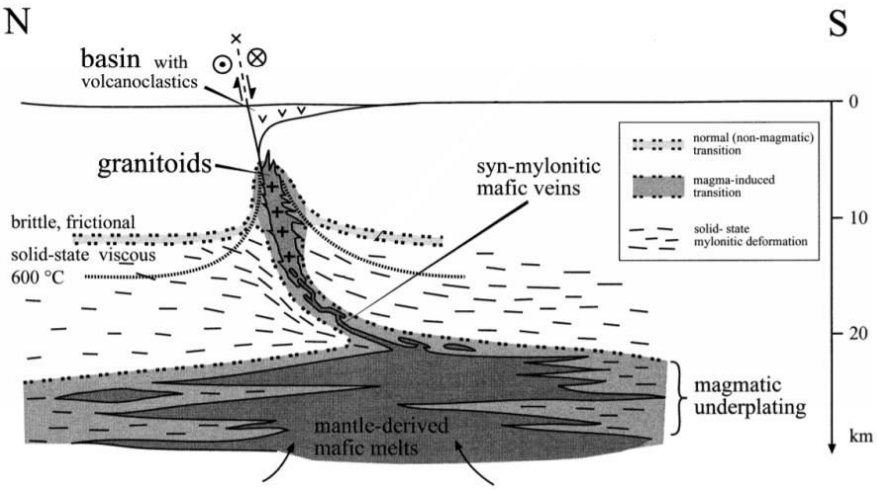


Figure 1.18 : Modèle proposé illustrant l'ascension du magma mafique (différencié acide vers le haut) depuis un réservoir dans la croûte inférieure à travers la croûte supérieure par des fractures ou des zones de cisaillement (Handy & Streit, 1999).

- **Effet rhéologique d'une imprégnation crustale par des roches magmatiques refroidies (effet compositionnel)**

➢ Durée de refroidissement

Comme nous venons de le voir, dans un contexte extensif l'intrusion de magma chaud peut chauffer et amollir la lithosphère et ainsi faciliter l'extension continentale. Cependant les roches mafiques après cristallisation du magma peuvent aussi considérablement renforcer la lithosphère (Liu & Furlong, 1994). C'est pour cela que la durée du refroidissement des intrusions du magma est un facteur crucial pour la déformation finale de la lithosphère.

Liu & Furlong (1994) ont réalisé un modèle numérique pour étudier l'évolution temporelle de la rhéologie de la lithosphère après l'intrusion d'un sill mafique près de la base de la croûte.

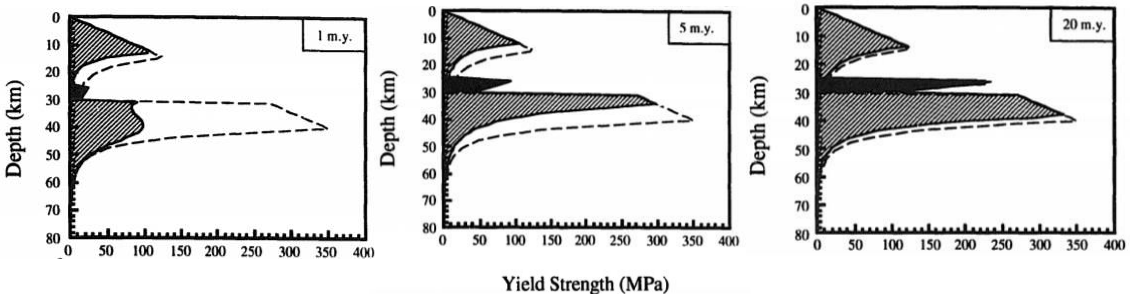


Figure 1.19 : Evolution temporelle de la rhéologie de la lithosphère après l'intrusion d'un sill mafique près de la base de la croûte. L'intrusion mafique a une épaisseur de 4 km. La lithosphère est constituée de trois couches, une croûte granitique, un sill diabasique et un manteau dominé par l'olivine. Les courbes pointillées correspondent aux profils de résistance de la lithosphère avant l'intrusion mafique. La couche noire correspond à la couche mafique intrusive (Liu & Furlong, 1994).

Les résultats montrent qu'après l'emplacement du magma, l'effet d'amollissement lithosphérique est dominant pour le 1er Ma (Fig. 1.19). Le manteau supérieur, qui est normalement la couche la plus

résistante de la lithosphère est particulièrement sensible aux perturbations thermiques et sa résistance diminue considérablement dès l'intrusion du magma. En fonction de la diffusion de chaleur et du refroidissement consécutive du magma, le durcissement rhéologique de la lithosphère dû à l'ajout de matériaux mafiques devient de plus en plus important. Quand le magma est complètement refroidi (après 20 Ma) (Fig. 1.19), la couche mafique finalement devient une couche relativement résistante, renforce la résistance finale de la croûte, et rend la déformation globale en extension de la lithosphère plus difficile, contrairement au modèle de Buck (2006).

- Remarque : conséquence de la fusion partielle induite par les magmas mafiques

Huppert & Sparks (1988) montrent qu'après l'intrusion de magma mafique dans la croûte, une couche de magma silicique peut se former au niveau du contact supérieur (le toit) entre magma mafique et encaissant.

Si on considère que le magma s'introduit initialement dans une croûte continentale de gradient thermique normal, le magma mafique peut traverser la croûte (Fig. 1.20a). Au fur et à mesure des intrusions, la croûte devient plus chaude et peut fondre partiellement. Quand la température de l'encaissant dépasse 500°C, la température au contact entre le magma mafique (d'une température de 1200°C) et l'encaissant peut atteindre 850°C, ce qui est suffisant pour l'anatexie.

Une fois que la fusion partielle commence, le magma mafique ne peut plus se propager et il est stocké dans la croûte. Le magma mafique s'accumule en formant un réservoir magmatique profond. Ceci augmente la température dans le réservoir et accélère la fusion de la croûte (Fig. 1.20b) (Huppert & Sparks, 1988).

Ces magmas siliciques peuvent être transférés par les dykes formant un réservoir magmatique silicique moins profond. Les magmas siliciques peuvent aussi se mettre en surface par éruption. (Fig. 1.20c) (Huppert & Sparks, 1988). Ainsi, l'effet rhéologique compositionnel des grands volumes de magma mafiques froids pourrait être contrebalancé partiellement par de grands volumes de roches très siliceuses. Ces effets sont sans doute seulement ponctuels mais ils pourraient avoir une importance considérable dans la localisation des points de rupture de la lithosphère (notion de soft-point ; Gac & Geoffroy, 2009).

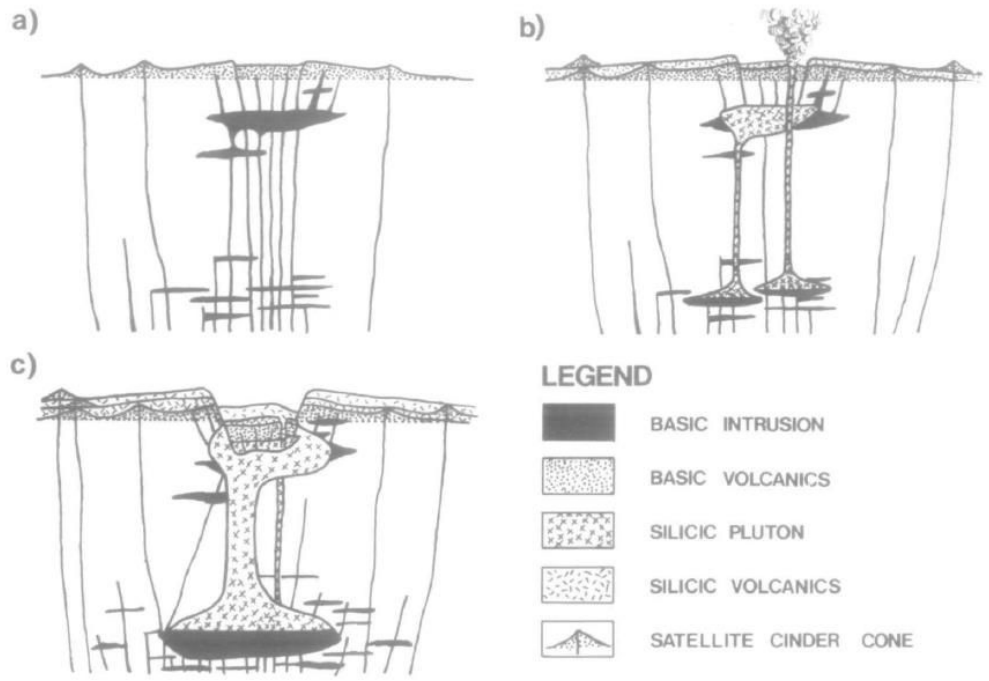


Figure 1.20 : Schéma simplifié illustrant le développement du magma silicique après l'intrusion de magma mafique dans la croûte. a) L'emplacement du magma mafique dans une croûte froide, b) L'encaissant est chauffé par le magma mafique et subit une fusion partielle. Une couche magmatique silicieuse se développe près du toit du magma mafique. Le magma silicique peut être transféré dans un réservoir moins profond par des dykes. c) Un grand volume de magma silicique proche de la surface peut générer un effondrement de la caldeira (Huppert & Sparks, 1988).

1.2 Les différents modes d'extension lithosphérique

1.2.1 Concepts anciens de rifting actif et de rifting passif

Sengör & Burke (1978) ont proposé deux modes de rifting continental, le rifting passif et le rifting actif, à partir des relations temporelles entre rifting, doming et volcanisme.

L'extension lithosphérique lors du rifting passif est initiée par des forces aux limites de plaques, liées à la tectonique des plaques (Turcotte & Oxburgh, 1973 ; Turcotte, 1974 ; Molnar & Tapponnier, 1975 ; Sengör, 1976 ; McKenzie & Weiss, 1975). L'asthénosphère sous la zone d'extension remonte passivement et subit une décompression (Fig. 1.21A).

Dans le cas du rifting actif (Fig. 1.21B), une anomalie thermique sub-lithosphérique peut engendrer, par érosion thermique de la lithosphère, des contraintes déviatoriques extensionnelles importantes dans la lithosphère (de type « ridge-push ») et provoquer une extension continentale. Dans ce cas, le volcanisme généralement débute avant la phase majeure d'extension (Hopper et al., 1992 ; Bauer et al., 2000). Cette anomalie thermique peut correspondre par exemple à l'impact d'un panache mantellique (Burke & Whiteman, 1973; Burke & Dewey, 1973 ; Richard et al., 1989) ou à une convection de bordure de craton (King & Anderson, 1998).

Ces deux modèles de rifting sont depuis longtemps considérés comme des cas extrêmes et simplifiés de mécanisme du rifting.

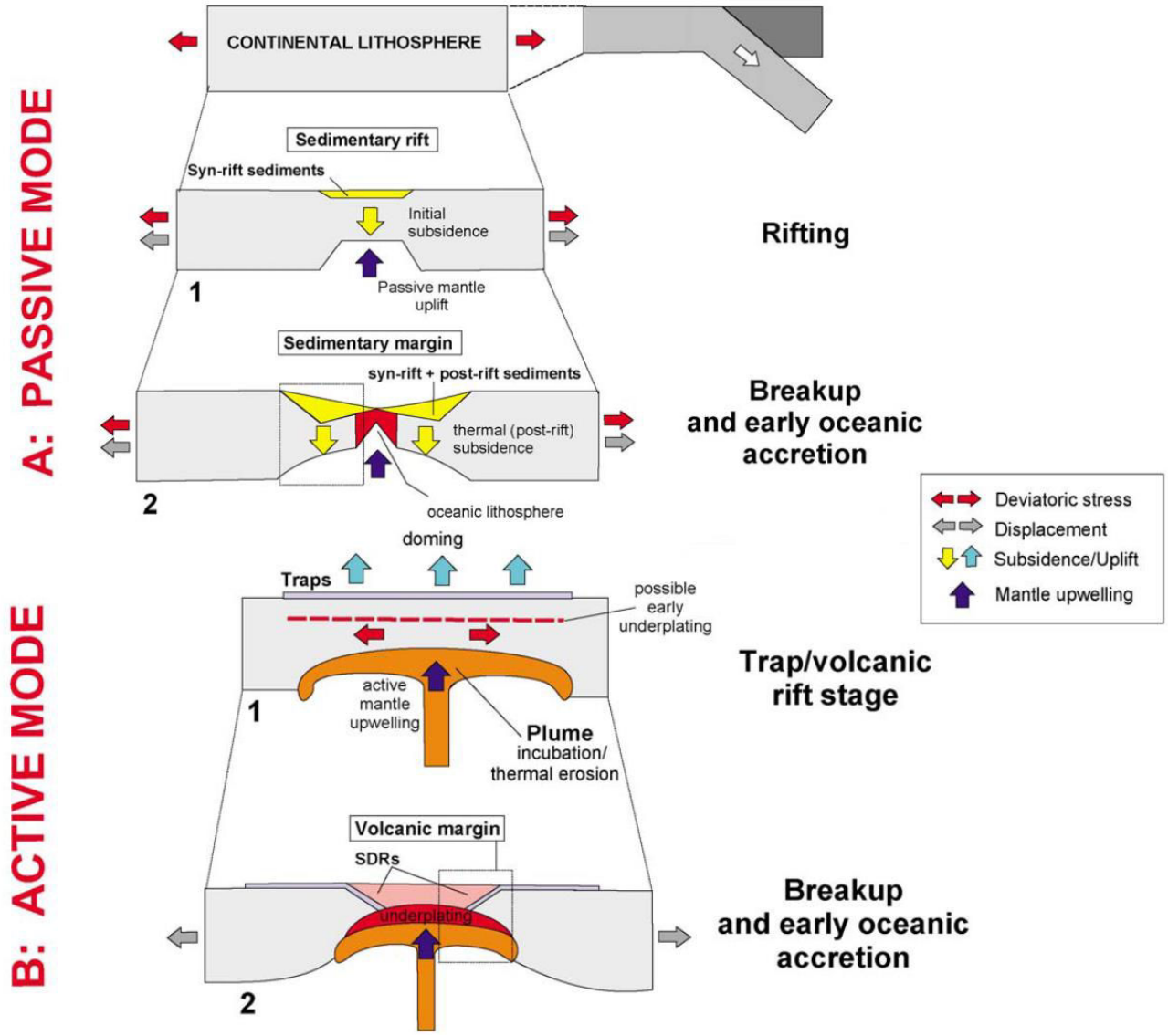


Figure 1.21 : Modèles schématiques des mécanismes passifs (A) et actifs(B) d'extension lithosphérique (Geoffroy, 2005).

1.2.2 Géométrie de la lithosphère en extension

- **Cisaillement pur, simple et boudinage : modèles théoriques**

➢ Modèle en cisaillement pur

McKenzie (1978) considère que l'amincissement s'effectue de façon instantanée, uniforme en fonction de la profondeur et en cisaillement pur suivant un mode « passif », c'est-à-dire contrôlé par des forces aux limites, sans adjoindre de chaleur à la base de la lithosphère (Fig. 1.22A).

Lors du rifting, la lithosphère est étirée d'un facteur β correspondant au rapport de la longueur initiale sur la longueur finale. Cet étirement entraîne une subsidence tectonique de la lithosphère ainsi qu'une remontée «géométrique» d'asthénosphère. L'extension instantanée provoque une augmentation du gradient thermique dans la lithosphère. Cette perturbation thermique se rééquilibre progressivement, suivant le refroidissement de la colonne lithostatique. La lithosphère retrouve ainsi son épaisseur d'origine alors que la croûte reste amincie. Ce stade de refroidissement de la lithosphère entraîne une subsidence thermique qui dure des dizaines de millions d'années. Le modèle de McKenzie rend compte de l'évolution thermique au cours du rifting mais ne définit pas la géométrie finie du rift ni les structures qui en résultent.

Le modèle de McKenzie est critiquable. L'extension n'est pas instantanée et il y a une perte de chaleur au cours de l'extension avec dissipation latérale. La déformation dans la lithosphère n'est probablement pas non plus uniforme avec la profondeur, par exemple, la croûte inférieure peut disparaître au niveau des marges non-volcaniques (Unternehr et al., 2010).

- Modèle en cisaillement simple

Un autre modèle, en cisaillement simple a initialement été proposé par Wernicke (1981) et développé par de nombreux auteurs à partir de l'observation de rifts et de marges conjuguées asymétriques (Fig. 1.22B).

Wernicke propose que la lithosphère est traversée par une seule et gigantesque zone de cisaillement peu inclinée par rapport à l'horizontale. La lithosphère tout entière s'amincit progressivement. L'étirement maximal de la croûte se fait le long d'un détachement, et l'amincissement du manteau sous-jacent est faible. Dans ce modèle, l'amincissement majeur de la lithosphère et la remontée adiabatique de l'asthénosphère ne s'effectuent pas à l'aplomb de la zone d'amincissement crustale maximale, mais sous l'« upper-plate » du détachement du rift. Ce modèle rend compte de l'observation de grandes failles normales à faible pendage (faille de détachement) dans des domaines comme le Basin and Range. La zone de subsidence initiale pendant le rifting est décalée de celle de la subsidence thermique, plus tardive.

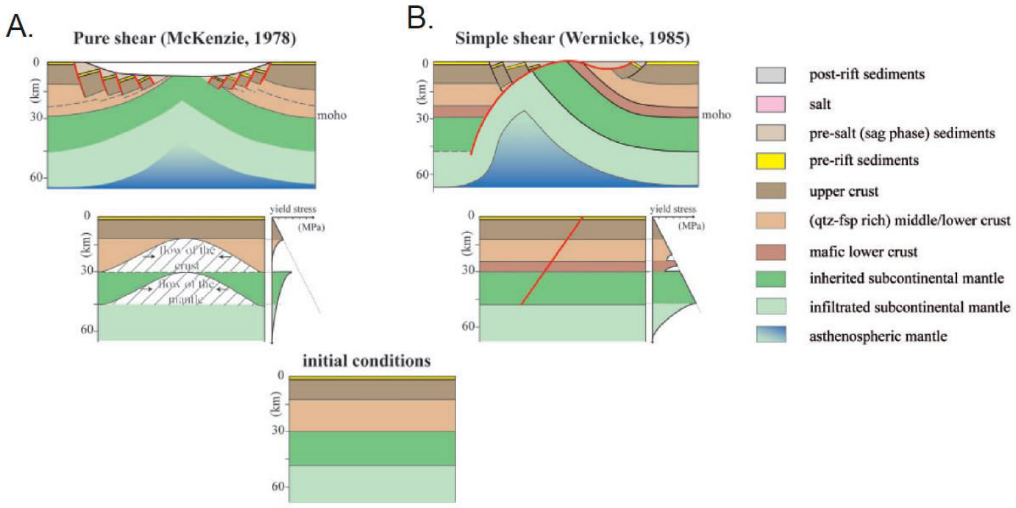


Figure 1.22 : Géométries et mécanismes des ruptures lithosphériques de type (A) cisaillement pur et (B) cisaillement simple (Unternehr et al., 2010).

Pour expliquer l'asymétrie prononcée observée sur les marges hyper-étirées, par exemple les marges conjuguées de l'Ibérie et de Terre Neuve, Brune et al. (2014) ont construit un modèle numérique proposant la migration du système de rift accommodé par les failles normales dans la croûte supérieure en relation avec un important fluage de la croûte inférieure (Fig. 1.23).

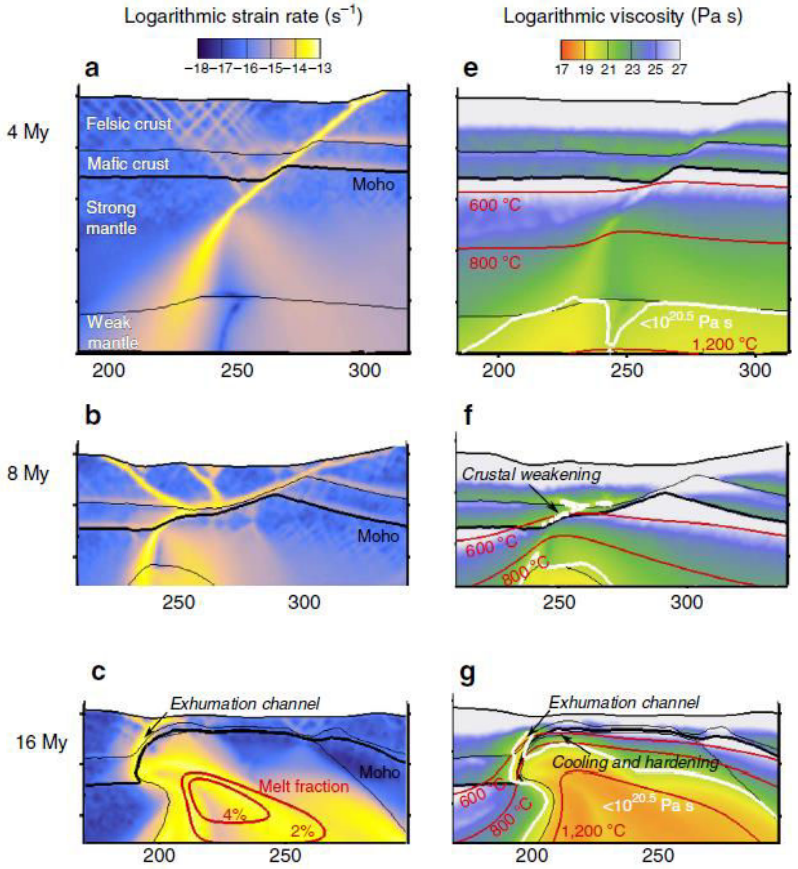


Figure 1.23 : Modèle numérique illustrant la migration du système de rift accommodée par des failles normales dans la croûte supérieure. En a,b,c sont montrés les vitesses de déformation (s^{-1}). En e,f,g sont montrés les viscosités (Pa S) (Brune et al., 2014).

Ils suggère qu'au début du rifting, la faille normale initiale qui traverse la lithosphère entière peut conduire à l'amincissement brutal de la lithosphère entraînant une remontée asthénosphérique (Fig. 1.23b,f). Les matériaux chauds forment une zone de haute température et de faible viscosité proche de la faille (Fig. 1.23c,g). En dessous du footwall, les matériaux mantellique refroidissent et le renforcent. Ces deux effets peuvent générer un gradient de force latéral, qui peut forcer la migration de la faille vers l'axe du système à une vitesse stationnaire. La migration de l'axe du rift s'effectue par le fonctionnement séquentiel d'une série de failles normales (Brune et al., 2014).

- Modèles combinés de cisaillement simple et de cisaillement pur

Les modèles en cisaillement pur ou simple à l'échelle lithosphérique ne permettent pas d'expliquer toutes les observations. D'autres modèles de rifting, combinant les deux modes de cisaillement à l'échelle lithosphérique ont été proposés pour expliquer la symétrie ou non des marges conjuguées.

Lister & Davis (1989) ont proposé un modèle intermédiaire suivant lequel la croûte s'amincit de manière asymétrique le long d'un détachement s'enracinant au Moho alors que le manteau supérieur s'amincit de manière symétrique.

Cette théorie a été confirmée par Brun & Beslier (1996) avec un modèle analogique à quatre couches représentant les niveaux rhéologiques frictionnels et ductiles de la croûte et du manteau (Fig. 1.24).

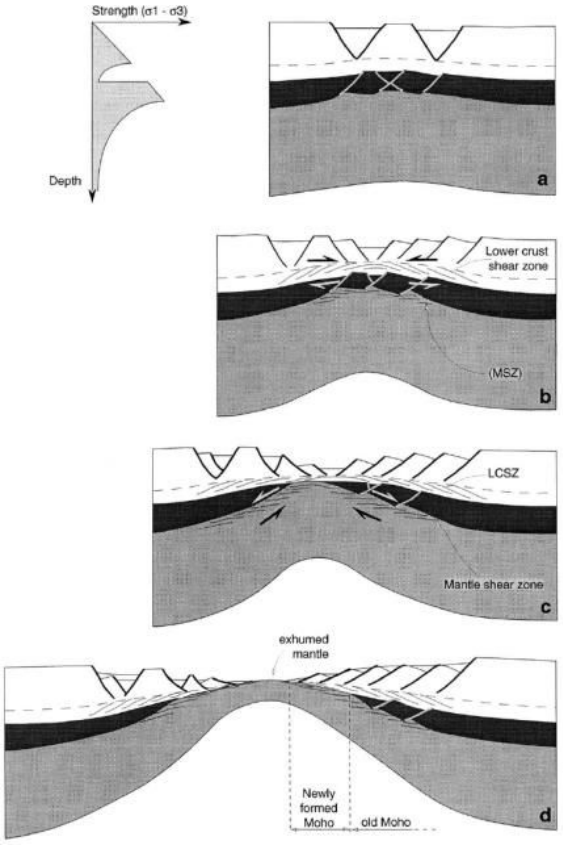


Figure 1.24 : Modèle analogique à quatre couches de rifting de Brun et Beslier (1996) permettant l'exhumation du manteau (en blanc, les croûtes inférieure et supérieure, en gris et noir respectivement le manteau ductile et fragile)

Ce modèle produit une architecture relativement symétrique liée au développement de zones cisaillantes conjuguées aux interfaces entre les niveaux ductiles et fragiles (niveaux de découplage). L'ensemble de la déformation est contrôlé par le boudinage du manteau sub-Moho et un amincissement hétérogène. Cependant la localisation de la déformation dans les niveaux frictionnels peut entrainer une asymétrie du système de ces zones amincies. La rupture totale des niveaux rigides provoque l'exhumation du manteau.

1.2.3 Rifts étroits et larges

La largeur finale des rifts est contrôlée par quatre paramètres : les couplages ou découplages dans la lithosphère, la vitesse de déformation, l'épaisseur initiale de la croûte et le gradient thermique de la lithosphère.

- La vitesse de déformation et le couplage/découplage

Burov & Diament (1995) ont montré que les découplage/couplage au niveau de la croûte inférieure peuvent modifier considérablement la résistance de la lithosphère donc affecter la géométrie finale du rift.

Si on considère que la croûte continentale a une épaisseur normale (30-40km) et que la croûte supérieure et la croûte inférieure sont couplées, quand on augmente la vitesse de déformation, la zone déformée devient plus étendue (Brun, 1999). Quand la vitesse de déformation est faible, la déformation est plus localisée.

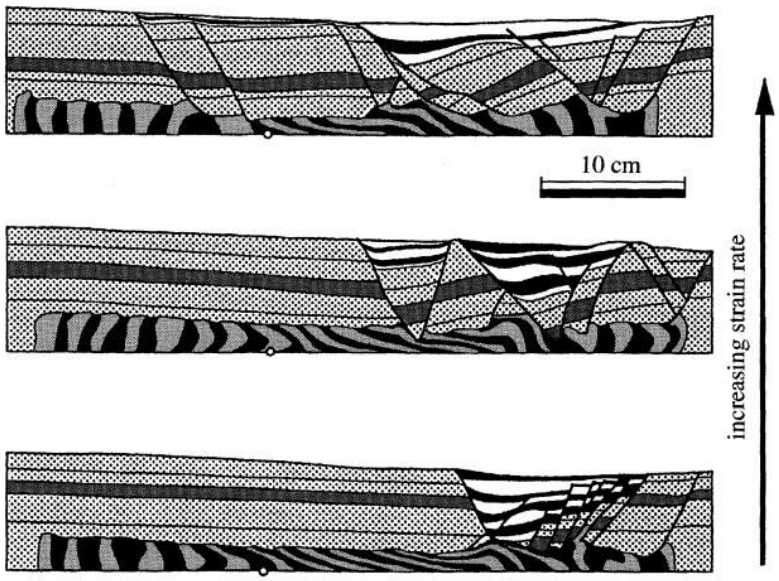


Figure 1.25 : Modèle analogique à deux couches (sable, silicone) illustrant la relation entre la vitesse de déformation et la largeur du rift (Brun, 1999).

Quand la lithosphère présente un découplage croûte/manteau (si la croûte continentale est très ductile), le manteau lithosphérique est rapidement en rupture et il ne reste que la croûte rigide sur des niveaux ductiles (croûte inférieure et asthénosphère). Dans ce cas particulier de boudinage et d'extension dépendante de la profondeur, on peut théoriquement exhumer la croûte inférieure dès que la résistance résiduelle de la croûte supérieur disparait (Fig. 1.26a). Dans ce cas, le rift est plus large. Quand la croûte inférieure est plus rigide, le manteau lithosphérique peut être exhumé par rupture crustale car il reste couplé mécaniquement avec la croûte qui est néanmoins plus fragile, ce d'autant plus que le manteau exhumé est serpentinisé et le rift est plus étroit (Fig. 1.26b).

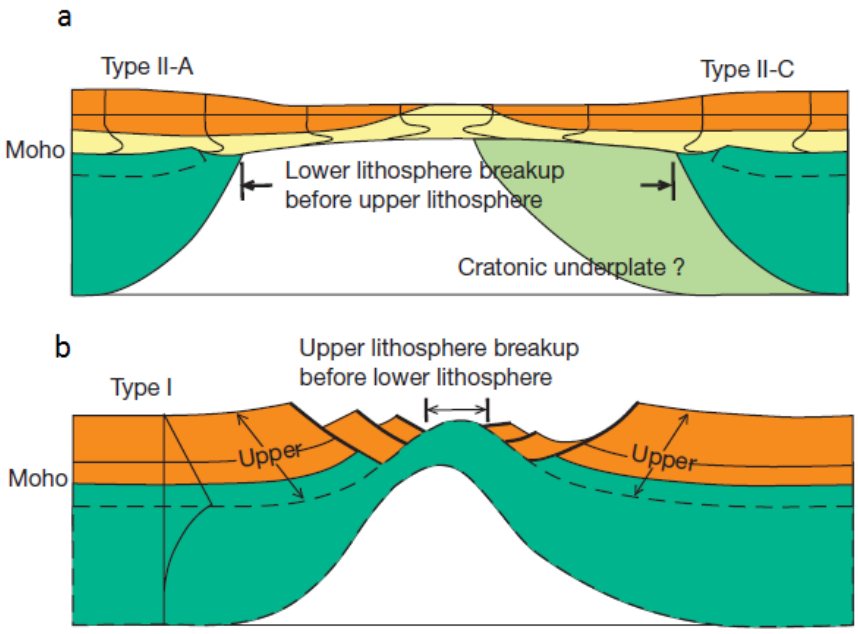


Figure 1.26 : Développement du rift quand la croûte et le mantle sont découplés (a) et couplés (b) (Huismans & Beaumont, 2011).

- L'épaisseur de la croûte pré-rift et le gradient thermique de la lithosphère

Quand l'extension est initiée dans une croûte d' épaisseur normale (30-40km), un rift étroit sera généralement produit sauf si la vitesse de déformation est faible (cf. ci-dessus). Quand la croûte continentale est sur-épaissie (ex : contexte tardi-orogénique), la croûte inférieure ductile est aussi plus épaisse, ce qui peut disperser la déformation dans une zone plus large et favorise la formation d'un rift étendu (>100km) (Brun, 1999 ; Huismans et al., 2001).

La température initiale de la lithosphère peut également affecter la localisation de la zone de déformation lors de l'extension continentale. Une lithosphère initiale froide va conduire à un rift étroit alors qu'une lithosphère chaude va conduire à un rift étendu (Buck, 1991 ; Huismans et al., 2001).

1.2.3 Fusion du manteau et déformation lithosphérique

La dynamique du manteau sous-lithosphérique semble jouer un rôle important sur les processus d'extension lithosphérique. Plusieurs modélisations analogiques et numériques ont été effectuées pour essayer de reproduire la dynamique possible du manteau sub-lithosphérique et pour expliquer la relation entre la dynamique de ce manteau et la déformation lithosphérique en extension.

- **LIPs et fusion du manteau**

Le concept de « Large Igneous Provinces » (LIP, grandes provinces ignées) a initialement été proposé par Coffin & Eldholm (1991, 1992) pour caractériser les très vastes régions constituées de roches mafiques intrusives et extrusives. Une LIP a une étendue géographique supérieure à $0.1*10^6 km^2$ et des épanchements basaltiques qui peuvent dépasser $10^6 Km^3$, mis en place lors d'une période courte ou en plusieurs périodes, durant une période maximale de 30Ma (Anderson, 1994 ; Sheth, 1999). Les LIPs se trouvent non seulement en domaine continental, mais aussi en domaine océanique (Fig. 1.27).

Les « trapps » sont constitués de nombreuses coulées basaltiques fluides (tholeiitiques), de type pahoehoe, qui s'accumulent dans les zones les plus subsidentes. Ces coulées sont entrecoupées de tufs et de brèches (Pedersen et al., 1997 ; Self et al., 1997 ; Wingall, 2001). En domaine continental au moins, ces coulées sont aériennes. Des roches felsiques et intermédiaires se rencontrent aussi dans les coulées et les intrusions, souvent associées aux étapes initiales et finales de l'emplacement des trapps, en relation avec de la cristallisation fractionnée et/ou à de la fusion partielle de croûte continentale, plus ou moins assimilée dans les magmas (Meyer et al., 2007 ; Arndt et al., 1993 ; Ernst, 2014). La proportion des magmas des LIPs liée à la fusion lithosphérique reste mineur (<3%). Les magmas sont principalement d'origine asthénosphérique mais ont subi souvent une forte contamination crustale (Arndt et al., 1993).

Différents modèles ont été proposés pour expliquer l'origine de ces LIPs : remontée d'un panache mantellique d'origine profond (limite noyau/manteau ou zone de transition du manteau) (Richards et al., 1989 ; Campbell & Griffith, 1990 ; Campbell, 2005, 2007), délamination lithosphérique (Elkins-Tanton & Hager, 2000 ; Elkins-Tanton, 2005, 2007), fusion par décompression lors des processus de rifting (White & McKenzie, 1989), rifting arrière-arc (Smith, 1992 ; River & Corrigan, 2000), fusion d'un manteau fertile sans chaleur excessive (Anderson, 2005) et réchauffement du manteau sub-lithosphérique par l'isolation

thermique d'un supercontinent (Gurnis, 1988 ; Phillips & Bunge, 2005 ; Coltice et al., 2007 ; Ganne et al., 2016).

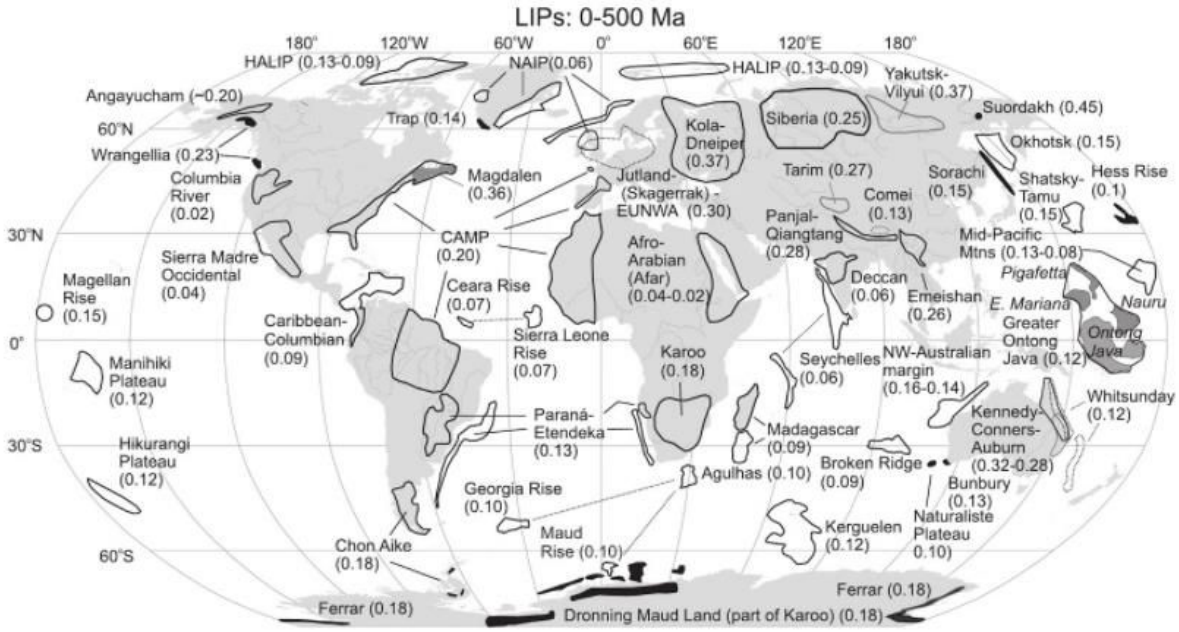


Figure 1.27 : Distribution des LIPs à l'échelle globalle (Ernst, 2014).

- Modèle de panache

Certains auteurs suggèrent que l'emplacement des LIPs est précédé par la présence d'un panache mantellique qui se décomprime sous une lithosphère continentale (White & McKenzie, 1989 ; Courtillot et al., 1999). Les panaches mantelliques sont considérés comme des remontées diapiriques de manteau inférieur chaud et se manifestent en surface par des anomalies thermiques et topographiques, le soulèvement de la lithosphère étant responsable d'une anomalie positive du géoïde (Hill et al., 1992 ; Coffin & Eldholm, 1994 ; Courtillot et al., 2003 ; Ernst, 2014).

Ces panaches présentent une tête globalement sphérique, se repliant sur elle-même en assimilant du matériel environnant, suivie par un conduit fin d'alimentation (Fig. 1.28) (Morgan, 1972 ; Richards et al. 1989; Campbell & Griffiths 1990 ; Hill, 1991). A partir des données géochimiques, tomographiques et morphologiques, trois sources de ces panaches ont été proposées en fonction de leurs profondeurs:1) la partie la plus profonde du manteau inférieur (une couche chimiquement hétérogène D"), 2) la base de la zone de transition entre manteau supérieur et inférieur, 3) le manteau supérieur (un panache 'Andersonien') (Courtillot et al., 2003). Ce modèle, inspiré de la compartimentation géochimique du manteau (Allègre & Turcotte, 1986), est de plus en plus contesté, notamment depuis l'accroissement des données de tomographie sismique du manteau profond qui suggèrent des configurations très complexes de la convection mantellique.

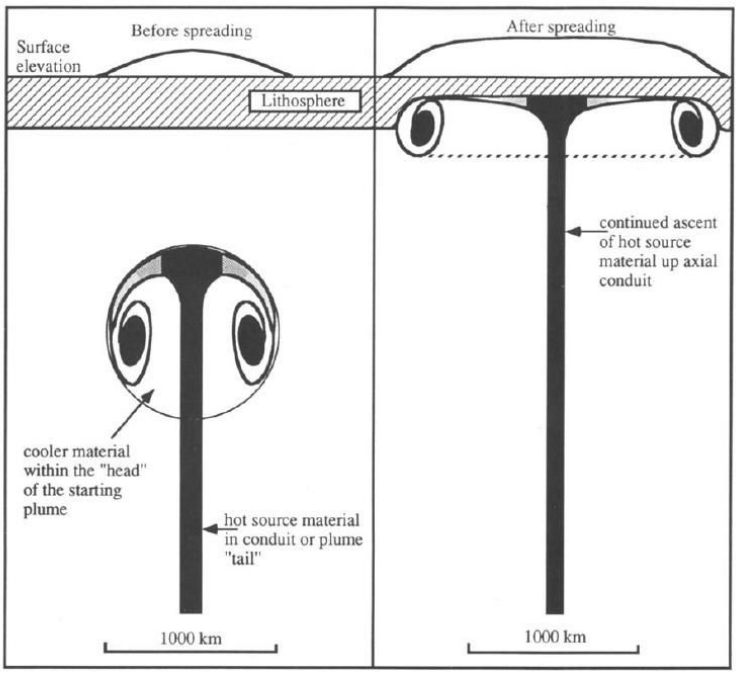


Figure 1.28 : Evolution d'un panache mantellique lors de l'impact sous la lithosphère. Les zones les plus chaudes correspondent à l'apex du conduit et à la couronne d'entraînement (Hill, 1991).

- Modèle sans panache mantellique

Des alternatives sont proposées à l'existence de panaches mantelliques sous la lithosphère comme origine de l'emplacement des provinces basaltiques à partir de modélisation sphérique en 3D de la convection mantellique (Fig. 1.29a) et de compilations de données géochimiques sur les basaltes des LIPs (Gurnis, 1988 ; Phillips & Bunge, 2005 ; Coltice et al., 2007 ; Ganne et al., 2016).

Ces modèles proposent que lors du cycle de Wilson, l'agrégation de supercontinents peut augmenter la température du manteau sub-lithosphérique et peut élargir la longueur d'onde de la convection des flux mantelliques sub-lithosphérique, par isolation thermique (Fig. 1.29b). Ces deux processus favorisent la fusion du manteau sub-lithosphérique sans participation de panache mantellique, ce qui peut expliquer notamment la chronologie entre zone préalablement en extension continentale depuis des centaines de millions d'années et fusion mantellique généralisée, comme dans l'Atlantique Nord.

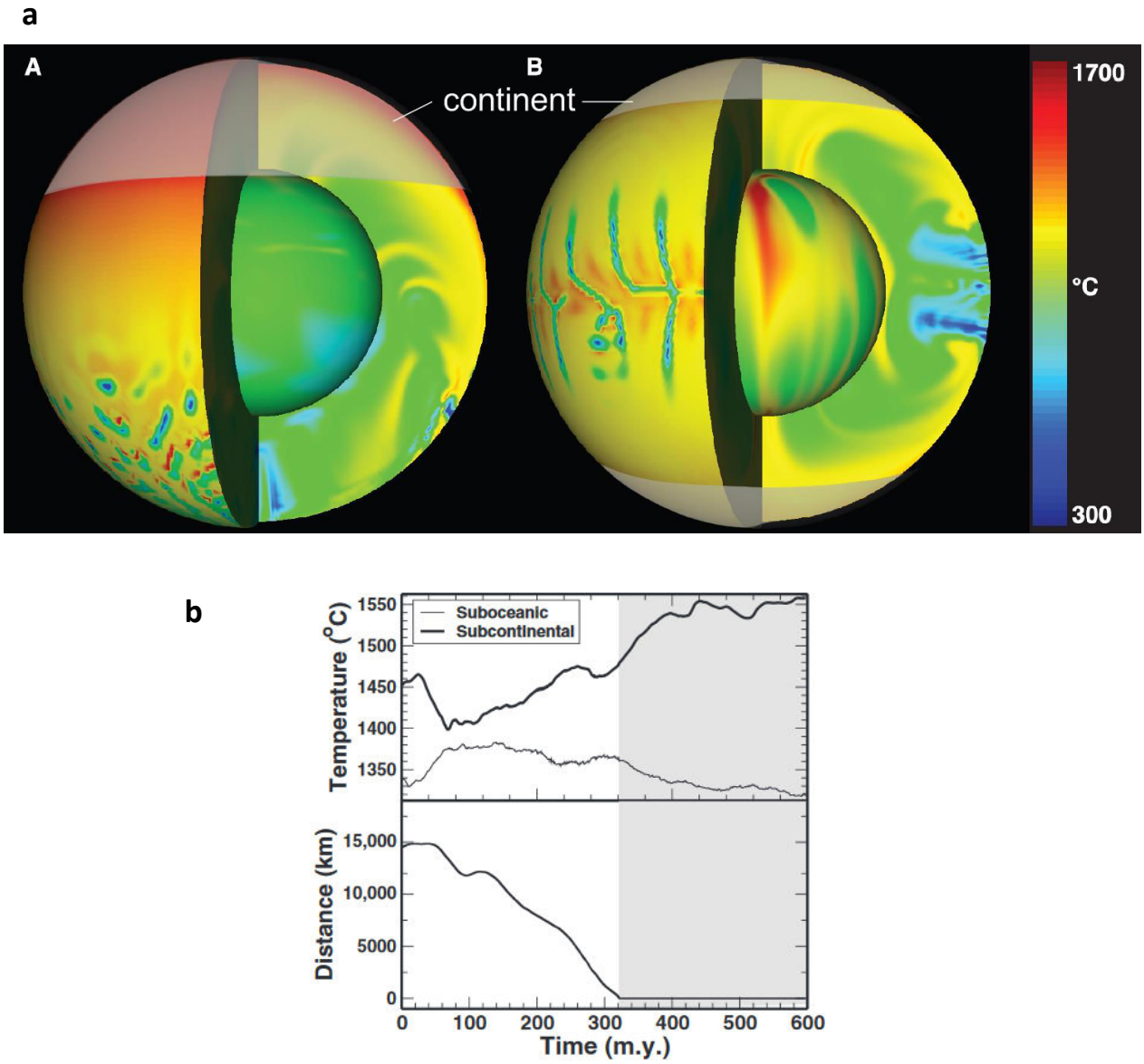


Figure 1.29 :a) Modèle numérique 3D montrant l'évolution de la température à la base de la lithosphère avec (A) un supercontinent et (B) deux continents opposés. La température obtenue à la base de la lithosphère est de 1614°C (A) et de 1475°C (B). L'épaisseur de la lithosphère est de 100 km. La production de chaleur vient de l'intérieur du manteau (radioactive) avec un taux de production H = $4*10^{-12}$ W kg^{-1}, et un nombre de Rayleigh Ra=10^7. b) Evolution de la température à la base de la lithosphère suivant l'approchement des deux continents. La zone en gris correspond à l'agrégation des deux plaques (Coltice et al., 2007).

- **Déformation lithosphérique**

➢ Déformation lithosphérique associée au modèle de panache

Dans le modèle de panache, la tête du panache s'étale sous la lithosphère continentale et chauffe la base de la lithosphère en l'amincissant thermiquement (Hill, 1991 ; Campbell, 1998 ; Courtillot et al., 1999). La tête du panache a une densité plus faible et produit des forces de flottabilité qui provoquent un soulèvement. Houseman & England (1986) propose que l'extension continentale peut débuter quand le soulèvement lithosphérique est supérieur à 500 m. D'autres auteurs proposent que l'arrivée d'un panache sous la lithosphère n'est pas suffisant pour induire un rifting continental. Le rifting ne peut se mettre en

place que quand les forces aux limites des plaques sont favorables (Richards et al., 1989 ; Courtillot et al., 1999).

Fleitout et al. (1986) ont modélisé la dynamique de la tête du panache sous la lithosphère en prenant en compte une viscosité dépendante de la température et de la pression. Ils montrent qu'à la limite du panache chaud et de la base de la lithosphère, une convection à petite échelle se produit au niveau d'une couche de faible viscosité (Fig. 1.30a). Cette couche limite migre vers le haut au cours du temps, et peut éroder la base de la lithosphère et faciliter l'amincissement lithosphérique.

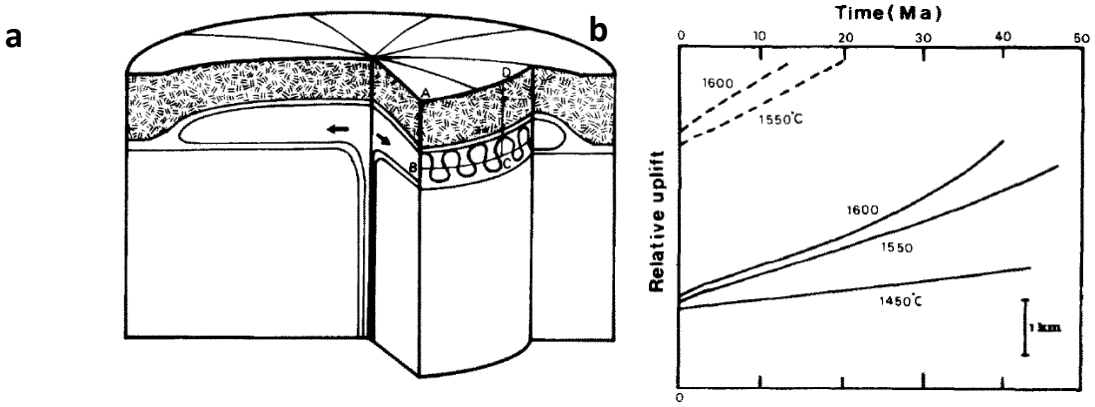


Figure 1.30 :a) Modèle de la remontée d'un panache mantellique de symétrie cylindrique sous la lithosphère, entraînant des flux mantelliques à petite échelle au contact à la base de la lithosphère. b) Evolution du soulèvement lithosphérique en fonction du temps. Différentes températures du manteau ont été considérées. Les courbes noires correspondent à une lithosphère d'épaisseur 200 km et les courbes en pointillés correspondent à une lithosphère de l'épaisseur de 100 km (Fleitout et al., 1986).

Dans le modèle de panache l'extension, voire la rupture lithosphérique, doivent suivre et non précéder l'impact du panache et l'événement principal de basaltes de plateau (Richards et al. 1989; Campbell & Griffiths, 1990; Courtillot et al. 1999) (cf. §1.2.1). L'essentiel de la fusion se produit à la base de la lithosphère. Une deuxième période d'activité volcanique conduit à la formation de SDRs (cf. §1.3.2), consécutivement à l'extension et à l'amincissement lithosphérique (Campbell & Griffiths, 1991 ; Hill, 1991 ; Courtillot et al., 1999).

- Rupture magmatique de la lithosphère sans panache

Pour certains auteurs, la base de la lithosphère thermique est instable, et subit à court terme des phénomènes de délamination et de régénération par convection (Davaille & Jaupart, 1994; Dumoulin et al., 1999). Les forces de flottabilité liées aux répartitions de masses d'origine thermique dans le manteau inférieur sont le principal moteur de la convection (Richards & Engebretson, 1992; Bunge & Richards, 1996; Anderson, 1998). La convection est ainsi contrôlée par les propriétés de la lithosphère et les conditions thermiques aux limites.

Quand une plaque est en extension et quand la viscosité du manteau sub-lithosphérique est inférieure à $2*10^{19}$Pa.s, l'étirement lithosphérique lui-même peut provoquer des convections à petite échelle à cause des variations thermiques latérale dans le manteau supérieur (Fig. 1.31a) (Keen, 1987). Ces convections peuvent accroître par advection l'amincissement de la partie inférieure de la lithosphère et

élargir la zone de rifting en produisant un soulèvement dynamique et isostatique des épaules du rift (Fig. 1.31b).

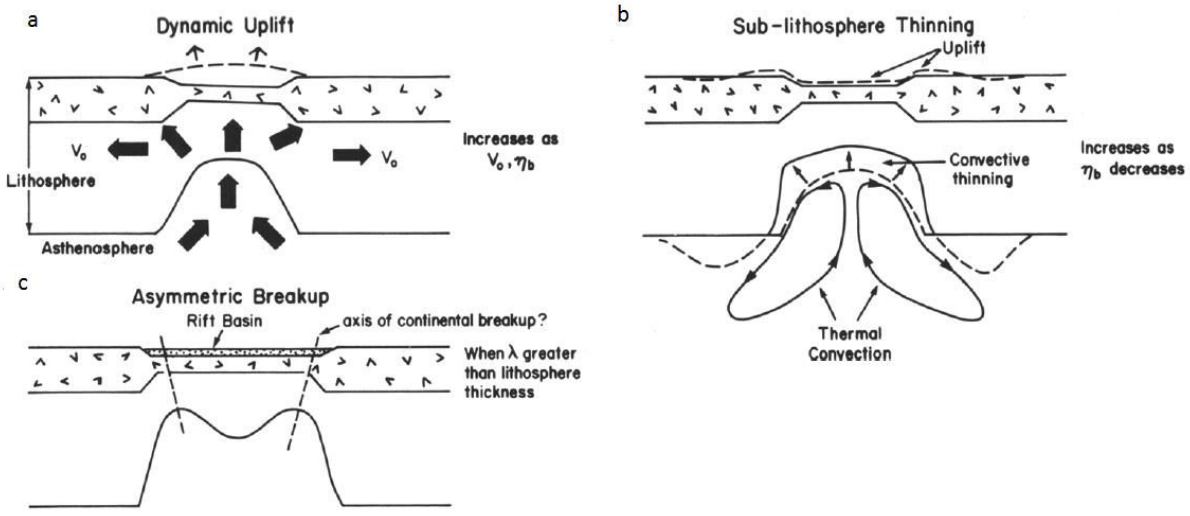


Figure 1.31 : Modèle à faible viscosité mantellique de Keen (1987). a : conditions initiales ; b : convection à petite échelle de l'asthénosphère et de la base de la lithosphère ; c : asymmétrie produite lorsque le rift est plus large initialement que l'épaisseur de la lithosphère.

1.3 Etat des lieux sur la structure détaillée des marges passives

Dans le cadre de mon travail je distinguerai nettement deux types de marges passives différentes, les marges passives volcaniques (MPV) et les marges passives non-volcaniques/sédimentaires (MPNV/MPS). Ces deux types de marges se distinguent par la présence ou non d'un volume significatif de produits magmatiques qui **précèdent** et **accompagnent** la rupture lithosphérique. Il est possible d'observer sur quelques milliers de kilomètres des passages latéraux brutaux entre les deux types de marges comme c'est le cas, par exemple, sur les marges de l'Atlantique Sud (Blaich et al., 2009 ; Blaich et al., 2011 ; Franke et al., 2007 ; Koopmann et al., 2014) et il n'existe pas de « marges intermédiaires » clairement décrites

1.3.1 Les marges sans magmatisme apparent avant et pendant l'extension

- **Observables et concepts**

Ces marges sont caractérisées par l'exhumation d'un manteau serpentinisé dans la zone distale de la marge. La croûte est hyper-étirée et la croûte inférieure a quasiment disparue dans la partie distale de la marge. La croûte supérieure est caractérisée par les blocs de socle bordés de failles normales à pendage vers l'océan (Manatschal, 2004 ; Lavier & Manatschal, 2006 ; Peron-Pinvidic et al., 2013). Au niveau de la zone de transition continent-océan, l'exhumation du manteau subcontinental serpentinisé est guidée par les failles de détachement (Fig.1.32). Ces failles recoupent la croûte continentale cassante et s'enracinent dans les

niveaux plus ductiles de la croûte moyenne. Le mécanisme de déformation est dominé par la cataclase au niveau des détachements (Manatschal, 2004).

Le système sédimentaire sur une marge non-volcanique hyper-étirée, comprend des dépôts pré-, syn-, et post-rift (Boillot et al., 1989 ; Kunht & Urquart, 2001 ; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009). En général, une marge non-volcanique comprend plusieurs parties :

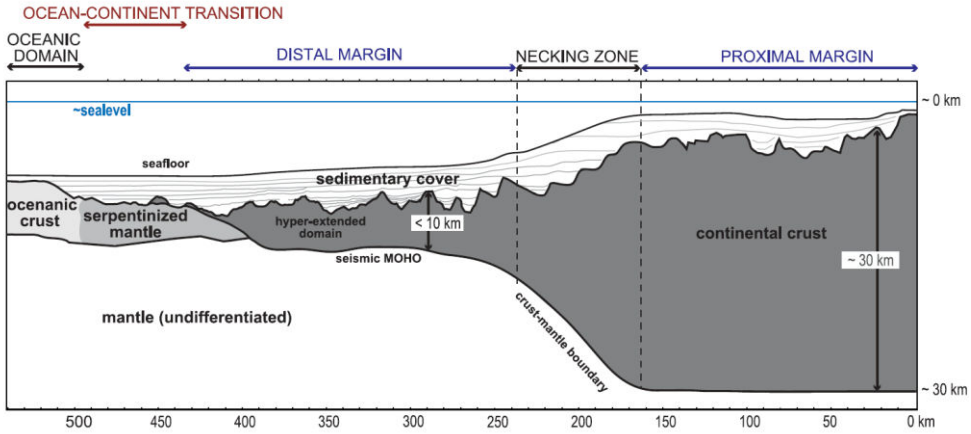


Figure 1.32 : Coupe Interprétée d'une marge non-volcanique (Mohn et al., 2012).

1. Domaine continental (Fig. 1.32)

Dans la partie proximale de la marge, la croûte est caractérisée par la présence des demi-grabens bordés par les failles de fort pendage, qui contrôlent la géométrie des sédiments syn-rift (Bronner et al., 2011 ; Mohn et al., 2012). La zone de « necking » (étranglement) sépare une croûte continentale d'épaisseur 25-30 km d'une croûte hyper-étirée d'épaisseur de 0-10 km. La croûte continentale est caractérisée par une vitesse sismique variant entre 5,6 et 6,8 km/s (Lizarralde et al., 2007 ; Bullock & Minshull, 2005 ; Funck et al.,2003 ; Sage et al., 2000 ; Contrucci et al., 2004 ; Finlayson et al., 1998 ; Chian et al., 1995). Une zone de vitesse plus élevée de 7,2-7,8 km/s sous la croûte est néanmoins observée au niveau de la marge de l'Angola (Unternehr et al., 2010).

2. Limite continent/océan (Fig. 1.32)

Bronner et al. (2011) proposent que le breakup continental final associé aux marges non-volcaniques est néanmoins déclenché par un évènement magmatique (Fig.1.33). Les plutons mafiques et/ou les sills auraient été mis en place sous le manteau continental exhumé et serpentinisé. L'introduction de matériaux chauds peut conduire à un soulèvement local. Le magma est surpressé et la force est suffisamment forte pour que les magmas puissent traverser le manteau exhumé. L'extension se focalise au milieu des deux marges conjuguées et la rupture a lieu à ce moment (Bronner et al., 2011).

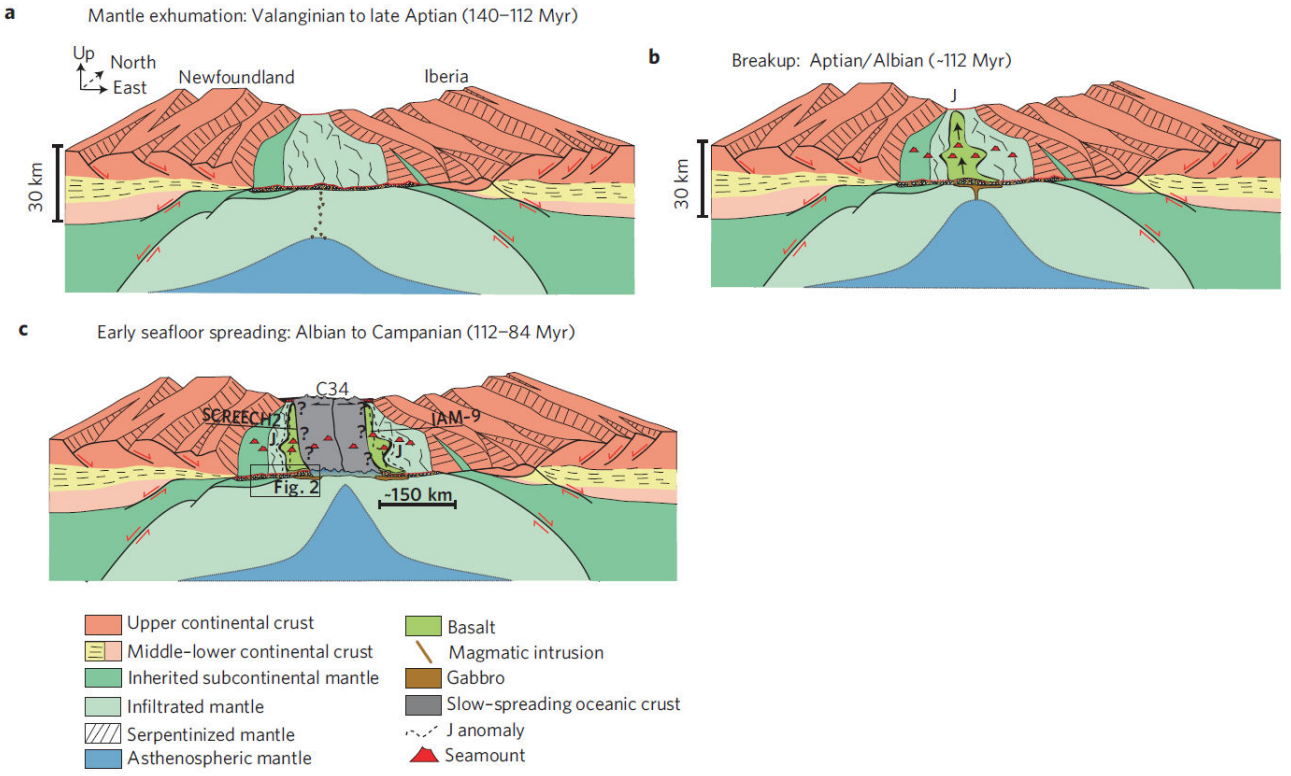


Figure 1.33 : Modèle conceptuel de l'évolution de marges passives non-volcaniques illustrant le rôle du magmatisme lors du breakup et l'expansion océanique (Bronner et al., 2011). a) Exhumation du manteau. b) Breakup continental. c) Début de l'expansion océanique. Ce modèle est basé sur des observations des marges non-volcaniques conjuguées de l'Ibérie et de la Terre Neuve.

3. Domaine océanique

La croûte océanique adjacente est constituée d'une croûte magmatique constituée sismiquement d'une couche supérieure d'épaisseur d'environ 5 km et d'une vitesse d'ondes P de 5,8-6,8 km/s et d'une couche inférieure d'épaisseur 2 km et d'une vitesse sismique de 7,5 km/s (Contrucci et al., 2004 ; Unternehr et al., 2010).

➢ Remarque

A Terre Neuve, un forage (site 1277, ODP Leg 210) a été réalisé au niveau du manteau exhumé. Dans ce forage, les péridotites prélevées sont des Harzburgites à spinelles mylonitiques pauvres en clinopyroxène (Müntener & Manatschal, 2006) associées à un taux de fusion élevée (entre 14% et 25%), ce qui est incohérent avec le volume mineur de basaltes mafiques observés au-dessus des péridotites. Müntener & Manatschal (2006) proposent que ces harzburgites proviennent d'un manteau hérité subcontinental d'arc volcanique qui a été exhumé, et que ces basaltes sont associés aux magmas émis par une dorsale. Ils suggèrent que la fusion du manteau sub-lithosphérique lors des processus syn-rift est atténuée soit par la température basse du manteau, soit par une composition réfractaire de péridotites soit par la combinaison des deux.

- **Modélisation des marges non-volcaniques**

A partir des études sur les Alpes et les marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve, Lavier & Manatschal (2006) ont proposé un modèle d'extension en trois étapes pour expliquer la géométrie des marges passives non-volcaniques conjuguées (Fig. 1.32).

La croûte initiale pré-rift comporte une croûte supérieure et moyenne quartzo-feldspathique fragile, une croûte inférieure grabbroïque demi-fragile et un manteau supérieur constitué de l'olivine sec fragile (Fig. 1.32). La lithosphère présente une rhéologie visco-élasto-plastique. Lors de l'extension continentale, le contraste de résistance entre la croûte supérieure, la croûte inférieure et le manteau favorise le développement d'un découplage au niveau de la croûte inférieure (Lavier & Manatschal, 2006).

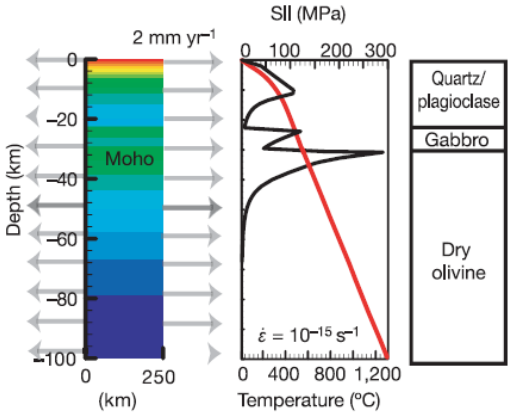


Figure 1.34 : Profil rhéologique de la lithosphère ante-rift. Dans le modèle la lithosphère est constituée de trois couches, une croûte supérieure quartzo-feldspathique fragile, une croûte inférieure grabbroïque demi-fragile (qui n'est pas en relation avec le processus d'extension) et un manteau supérieur constitué d'olivine déshydratée (Lavier & Manatschal, 2006).

La première phase, dite d'étirement, est caractérisée par la formation de multiples failles normales listriques recoupant la croûte continentale supérieure. Ces failles qui bordent les bassins syn-rift. Ces bassins syn-rift ont une profondeur moyenne de 4 km et d'une largeur de 30 km (Fig. 1.33A). Le déplacement horizontal observé sur ces failles est inférieur à 10 km. Ce premier stade est caractérisé par une déformation distribuée.

La deuxième phase, dite d'amincissement, se focalise au niveau de la zone distale des futures marges conjuguées. Ce stade est caractérisé par la formation d'un système découplé de détachements conjugués qui isolent un block continental appelé le block H. Les détachements accommodent l'exhumation de la croûte inférieure voire même du manteau sous le block H. La croûte moyenne ductile flue le long de la croûte inférieure qui est considérée comme plus rigide. La croûte supérieure est très peu ou pas déformée.

Enfin la troisième phase, dite d'exhumation, se caractérise par le développement d'une faille de forme concave vers le bas. Cette faille peut créer un déplacement important (>10 km) sans produire de topographie majeure en surface. Le manteau s'exhume le long d'un détachement à l'échelle crustale au niveau de la zone de transition océan-continent et subit une serpentinisation à une température de moins de 600°C et à une profondeur de moins de 10km, favorisée par la circulation hydrothermale de fluides essentiellement d'origine marine

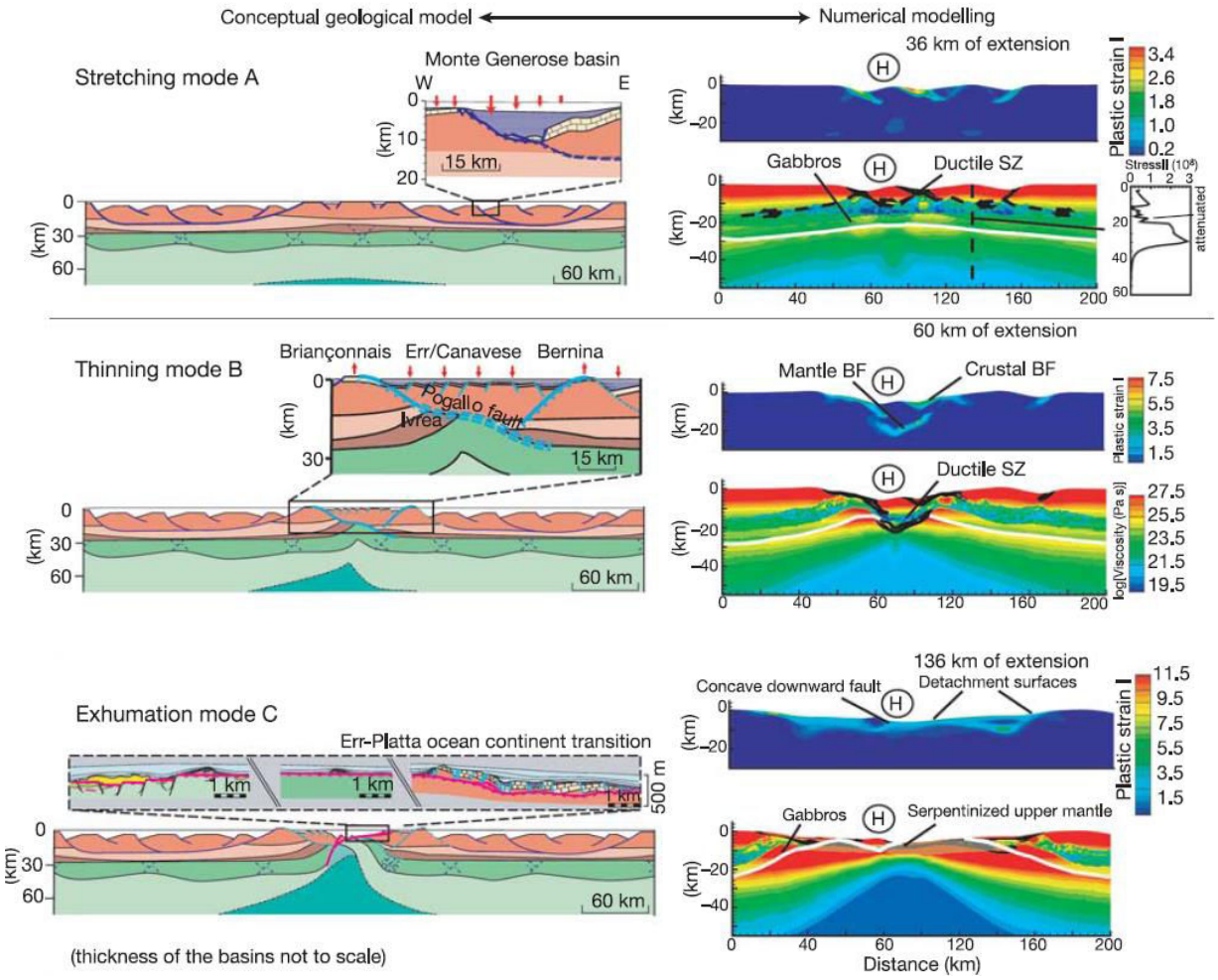


Figure 1.35 : Modèle conceptuel d'extension continentale illustrant l'évolution temporelle et spatiale d'une marge non-volcanique jusqu'au breakup. Ce modèle est basé sur les observations dans les Alpes et au niveau des marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve (Lavier & Manatschal, 2006). L'épaisseur de la croûte initiale est de 30km. La densité de la croûte est de 2800 kg/m^3 et celle du manteau est de 3300 kg/m^3. Le taux de déformation dans les modèles est fixé à $10^{-15}s^{-1}$.

- Remarque

Lorsque l'extension dépasse 50 km de largeur, une zone de rift étroit est caractérisée par un bloc H qui est considéré comme le « hanging-wall » de deux failles de détachement, de pendages opposés, traversant la croûte supérieure (Fig. 1.36a). Un couplage entre la croûte supérieure et le manteau se développe quand la croûte moyenne sous le bloc H s'amincie à moins de 4 km. Un front robuste du manteau serpentinisé se développe à une température inférieure à 600°C et à une profondeur de moins de 10 km du côté droit du bloc H dans la modélisation reproduite dans la Fig. 1.36. Les failles dans la croûte supérieure et dans le manteau fragile fusionnent pour former une seule faille concave vers le bas qui exhume le manteau serpentinisé en surface (Fig. 1.36b). La croûte transitionnelle constituée de croûte moyenne et de manteau exhumé peut s'étendre sur une distance de plus de 100 km (Fig. 1.36c). Le breakup continental se propage ensuite à travers ce rift, conduisant à l'expansion océanique (Lavier & Manatschal, 2006).

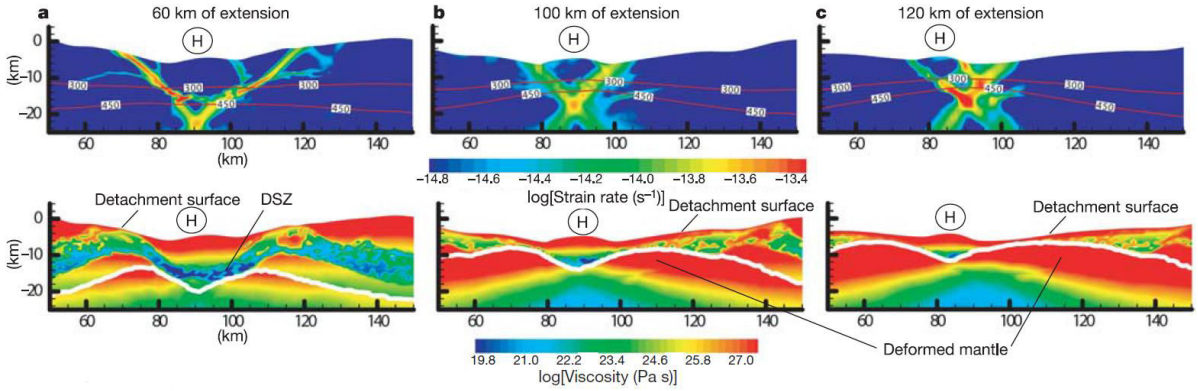


Figure 1.36 : Modèle numérique conceptuel illustrant l'évolution de l'extension lithosphérique sans participation de magma. Ce modèle montre la localisation de la déformation et la localisation du bloc H lors des processus initiaux d'extension à 60 km(a), à 100 km(b) et à 120 km(c) (Lavier & Manatschal, 2006). Dans chaque modèle, la ligne blanche correspond au Moho.

1.3.2 Les marges avec magmatisme apparent avant, pendant et après l'extension

De nombreuses marges passives présentent un fort développement magmatique (Eldholm et al., 1995). La formation de ces marges passives volcaniques est souvent précédée par l'emplacement d'une province basaltique (Eldholm et al., 1995 ; Courtillot et al., 1999) et peut conduire à la rupture continentale au milieu des deux marges volcaniques conjuguées. Il est admis aujourd'hui que ces marges constituent une part importante des marges passives continentales (>50%) (Eldholm et al., 1995; Skogseid, 2001 ; Geoffroy , 2005).

Le magmatisme des MPVs a d'abord été mis en évidence par la sismique réflexion qui image des prismes de réflecteurs penchés vers l'océan (SDRs), qui ont été interprétés comme des prismes de laves (Talwani & Eldholm, 1972; Hinz, 1981; Mutter, 1985), interprétation confirmée, par la suite, par plusieurs forages ODP (e.g. Leg_152, 1994). Ces marges sont souvent caractérisées par la présence de picrites, qui peuvent s'interpréter par une température potentielle du manteau élevée bien que ce point soit aujourd'hui débattu (Hole, 2015). Les marges passives volcaniques marquent ainsi la rupture lithosphérique au-dessus d'un manteau en fusion. La déformation en extension semble très rapide (Lenoir et al., 2003) et s'accompagne d'une fusion catastrophique de l'asthénosphère avec accrétion d'une croûte magmatique épaisse transitionnelle entre le domaine continental et le domaine océanique.

- **Observables et concepts**

➢ Domaine continental (Fig. 1.37)

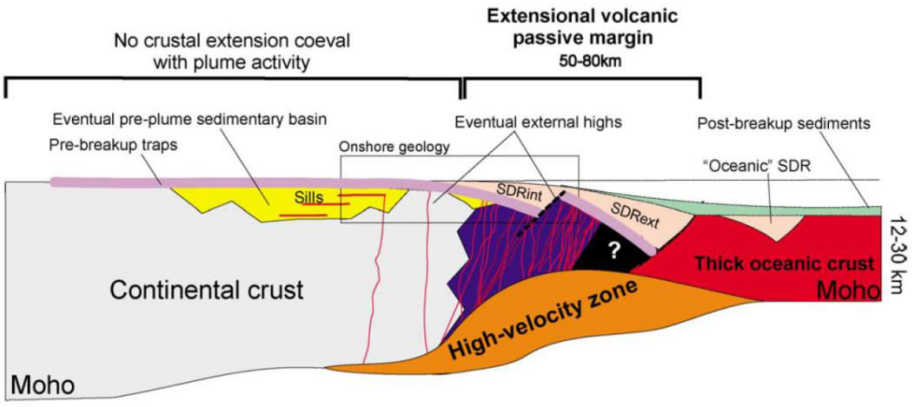


Figure 1.37 : Coupe schématique transverse d'une marge passive volcanique. Geoffroy(2005)

La formation des marges volcaniques est souvent précédée par la mise en place de trapps volcaniques d'extension régionale en domaine continental, même si ces trapps sont souvent largement érodés lorsque les marges se développent (Renne & Basu, 1991; Courtillot et al., 1999 ; Wignall, 2001). La partie extrusive syn-rift consiste en une série de coulées de laves basaltiques souvent très fluides, mises en place de manière subaquatiques (hyaloclastites initiales, faible développement) à aérienne (Coffin & Eldholm, 1994). Dans la partie proximale de la marge, on peut parfois observer des bassins sédimentaires injectés de sills et recouverts de hyaloclastites et trapps pré-rifts , associés à des processus de rifting ante-magmatiques (Fig. 1.37).

La zone de necking des marges passives volcaniques semble plus étroite que celles des marges non-volcaniques (White et al., 1987). La transition continent-océan est caractérisée par un à plusieurs prismes de SDRs (Seaward Dipping Reflector Sequences), empilements de coulées de laves basaltiques émises en condition aérienne. Ces prismes de SDRs sont alimentés par de nombreuses intrusions magmatiques sous forme de dykes parallèles à la marge. La croûte est divisée en blocs séparés par des failles normales à pendage systématique vers le continent (Fig. 1.37) (Light et al., 1992 ; Geoffroy, 2005). Ces failles contrôlent le développement des SDRs, qui sont analogues à des prismes syn-tectoniques en roll-over développés au-dessus de détachements (Geoffroy et al., 2001). Ces failles sont basculées pendant la flexuration syn-magmatique tectonique et deviennent inactives au fur et à mesure du développement de la marge vers le futur axe d'accrétion océanique (Geoffroy, 2005).

Planke et al. (2000) ont distingué deux types de SDRs, internes et externes, par leurs architectures et facies sismiques provenant, notamment des marges volcaniques de l'Atlantique Nord et de l'Ouest de l'Australie. Les SDRs internes se développent au niveau de la zone où se localise l'étirement continental extrême. Ils ont un pendage plus important que les SDRs externes et leur épaisseur peut atteindre jusqu'à 15 km au maximum (Fig. 1.38). Je reviendrai sur la distinction entre ces 2 types de SDRs dans le chapitre suivant.

La croûte supérieure sous les SDRs internes est fortement dilatée horizontalement par l'injection de dykes parallèles à la marge qui alimentent les SDRs situés au-dessus (Klausen & Larsen, 2002 ; Lenoir et al.,

2003). Le magma dans ces dykes est injecté latéralement à partir des réservoirs magmatiques qui se mettent en place dans la croûte continentale supérieure (Callot et al., 2001 ; Callot & Geoffroy, 2004).

La croûte inférieure des marges volcaniques est litée, et probablement constituée de sills (White et al., 2008 ; Geoffroy et al., 2015). La partie supérieure (LC1, ou croûte moyenne) est caractérisée par de forts réflecteurs (Fig. 1.38), qui suggèrent un fluage ductile important. Ces réflecteurs sont proposés comme étant des intrusions magmatiques déformées en plis ou en structures S/C, qui peuvent s'interpréter par un cisaillement de la croûte moyenne vers le continent, synthétique du mouvement des détachements sous les SDRs à pendage vers le continent (Clerc et al., 2015 ; Geoffroy et al. , 2015). LC1 montre une vitesse de propagation des ondes P qui varie entre 6,4 et 7km/s (Krishna et al., 2002 ; Hopper et al., 2003 ; Schnable et al., 2008 ; Voss & Jokat, 2007 ; White et al., 2008 ; White & Smith, 2009 ; Mjelde et al., 2005 ; Holbrook et al., 1994).

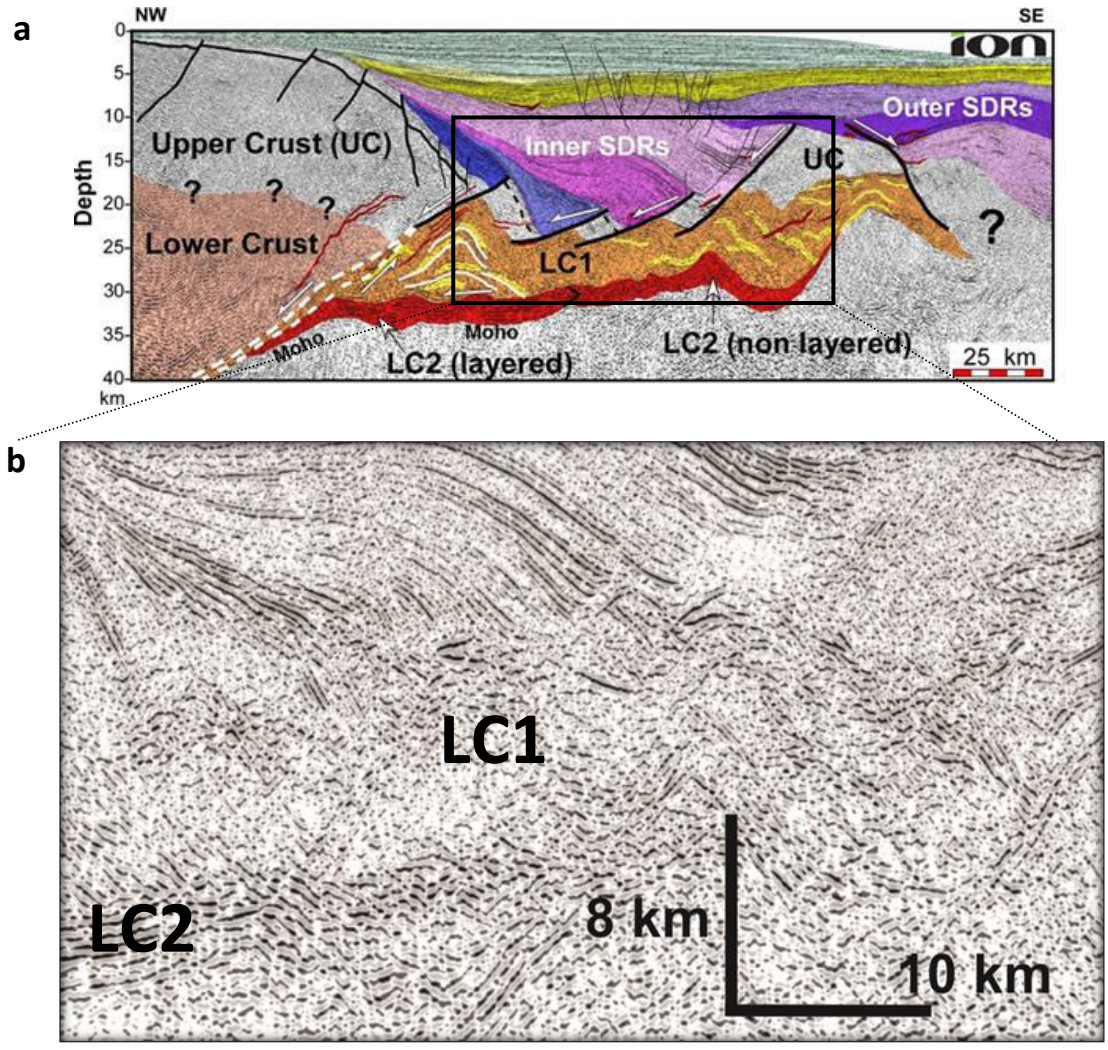


Figure 1.38a : a) Interprétation du profil sismique PelotasSPAN PS1-0090 localisé sur la marge brésilienne, au sud de la ride du Rio Grande (Geoffroy et al., 2015). b) Zoom au niveau de LC1 et LC2. LC1 présente un fluage. LC2 n'est pas déformée dans la partie interne de la marge.

La partie inférieure (LC2, ou croûte inférieure sens-stricte) est caractérisée dans la partie interne de la marge par des réflecteurs plats non-déformés (Fig. 1.38). Dans les profils de sismique réfraction, LC2 montre généralement une vitesse de propagation des ondes P qui varie entre 7,1 et 7,7 km/s (Krishna et al.,

2002 ; Hopper et al., 2003 ; Schnable et al., 2008 ; Voss & Jokat, 2007 ; White et al., 2008, 2009 ; Mjelde et al., 2005 ; Holbrook et al., 1994).

Les différents comportements de LC1 et LC2 sont probablement dus aux différences compositionnelles des deux couches. LC2 semble complètement mafique (Geoffroy et al., 2015), donc plus rigide que LC1, qui est moins intrudée. Dans la partie proximale de la marge, LC2 est clairement déconnectée de LC1, mais dans la partie distale LC2 est moins distinguable de LC1 (Geoffroy et al., 2015). Ceci suppose un découplage complet de la croûte moyenne (LC1) de la croûte profonde (LC2).

Longitudinalement, les marges volcaniques sont segmentées et présentent des variations importantes de structure et de composition crustale caractérisées par des alternances de de fortes anomalies magnétiques et gravimétriques, de forme grossièrement circulaire dans la partie interne de la marge (Light et al., 1992; Bauer et al., 2000). Ces anomalies peuvent être, dans certains cas (Callot, 2002 ; Geoffroy et al., 2007), corrélées à de grands intrusifs centraux majoritairement constitués de roches de forte densité et rémanence, de nature dominante gabbroïques (cf. §3.3.2.2). Ces complexes sont structuralement associés aux essaims de dykes de la croûte supérieure, qui sont parallèles à la marge (Myers, 1980). Ces anomalies ponctuelles se trouvent aussi bien dans la partie proximale que distale des marges volcaniques et présentent une longueur d'onde légèrement plus grande que celle des segments d'accrétion océaniques du domaine de croûte océanique adjacent (Perrot et al., 2003). Au niveau de la marge de la côte Est des Etats-Unis, la partie la plus distale de la marge montre une anomalie gravimétrique longitudinale qui présente des hauts de gravité elliptiques allongés dans la direction de la marge. Ce signal est interprété par Behn & Lin (2000) comme la conséquence de variations d'épaisseurs de la partie intrusive de la marge volcanique.

Deux gradients de déformation sont corrélables à la segmentation physique des marges volcaniques (Geoffroy et al., 2001). Le premier gradient est transversal et concerne l'augmentation de la déformation (une diminution de l'épaisseur de la lithosphère) à mesure que l'on s'approche de la zone de rupture lithosphérique. Longitudinalement, la déformation tectonique comme la dilatation magmatique augmentent vers le centre des segments, c'est-à-dire vers les intrusifs centraux.

- Zone de transition vers la croûte océanique

Les SDRs externes (cf. Fig. 1.39) se développent vers le domaine océanique avec un pendage plus faible et une épaisseur moins importante (1-3km).

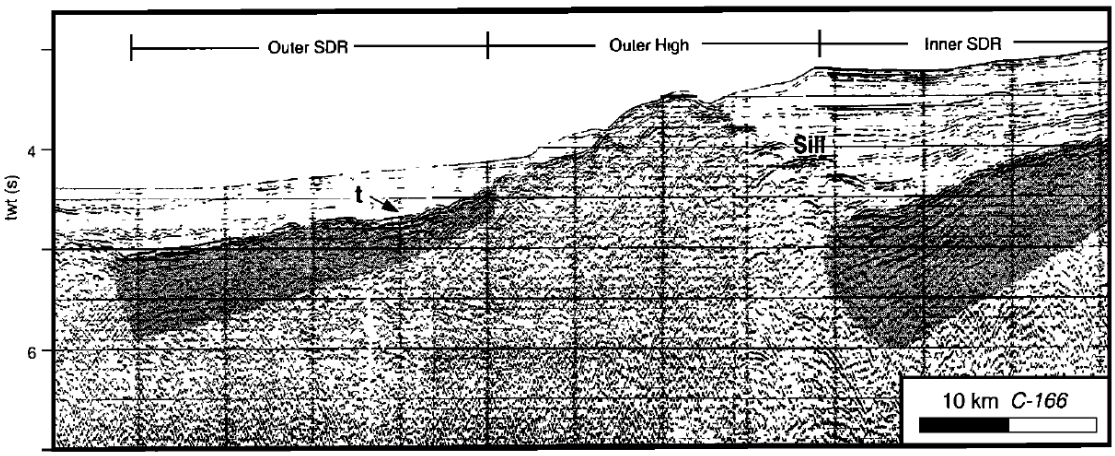


Figure 1.39 : Passage des SDRs internes aux SDRs externes observé dans un profil sismique de la marge de Vøring (Planke et al., 2000). Le haut topographique entre les SDRs inters et externes nommé "outer high" sera discuté dans le chapitre 2.2.2.

La croûte océanique adjacente est généralement sur-épaissie (Callot, 2002). A l'échelle d'une marge passive volcanique, il est maintenant généralement accepté que les SDRs internes se développent dans le domaine continental (Menzie et al., 2002 ; Quirk et al., 2014 ; Paton et al., 2017). Cependant, la nature de la croûte sous les SDRs externes reste controversée.

Quirk et al. (2014) proposent que les SDRs externes se déposent dans un environnement aérien sur une croûte transitionnelle dont l'épaisseur n'est pas beaucoup plus importante que celle de la croûte océanique normale. Pour ces auteurs, la croûte reste émergée parce que pendant la création de cette croûte transitionnelle, la partie dense de la lithosphère inférieure s'amincit par cisaillement pur tandis qu'une croûte magmatique relativement légère est ajoutée. Ces auteurs tendent à placer la limite croûte continentale/océanique à la limite extérieure des SDRs externes. Cependant, de nombreux auteurs, à la suite de Palmason (1980) et Mutter et al. (1982) considèrent que les SDRs externes correspondent à une croûte océanique (e.g. Paton et al., 2017).

- **Modélisation des marges volcaniques**

L'évolution des marges volcaniques a été modélisée numériquement par Geoffroy et al. (2015).

Confirmant certains modèles conceptuels présentés antérieurement (e.g. Geoffroy et al., 2010). Geoffroy et al. (2015) montrent qu'un bloc continental (Bloc-C, « C-Block ») se trouve isolé ou fragmenté au milieu des deux marges volcaniques conjuguées au cours de l'extension, comme c'est le cas pour la ride de Panikkar (Krishna et al., 2006) et la ride du Mozambique (König & Jokat, 2010).

Le Bloc-C est constitué du «footwall» de détachements majeurs à pendages opposés vers le continent entre les deux marges volcaniques conjuguées. Il est formé en moins de 1 Ma après le début de l'extension (Fig. 1.40). Ceci est compatible avec la durée de formation du premier prisme de SDR interne des MPVs (Lenoir et al., 2001). Le développement des deux détachements majeurs situés aux bords du Bloc-C est principalement dû à l'affaiblissement thermique du manteau lithosphérique. Les flux mantelliques circulent en partie vers l'extérieur et en partie vers le haut le long de la base du Bloc-C, qui est durcie par un sous-placage initial (correspondant à LC2). Deux renflements, formés à la base du Bloc-C, sont constitués d'un

mélange des croûtes rigides (mafiques) et ductiles (felsiques). Les détachements qui contrôlent le développement des SDRs sont localisés au niveau de ces renflements. Au cours de l'étirement et de l'amincissement lithosphérique, le Bloc-C se déchire entre les deux marges le long des détachements (Geoffroy et al., 2015).

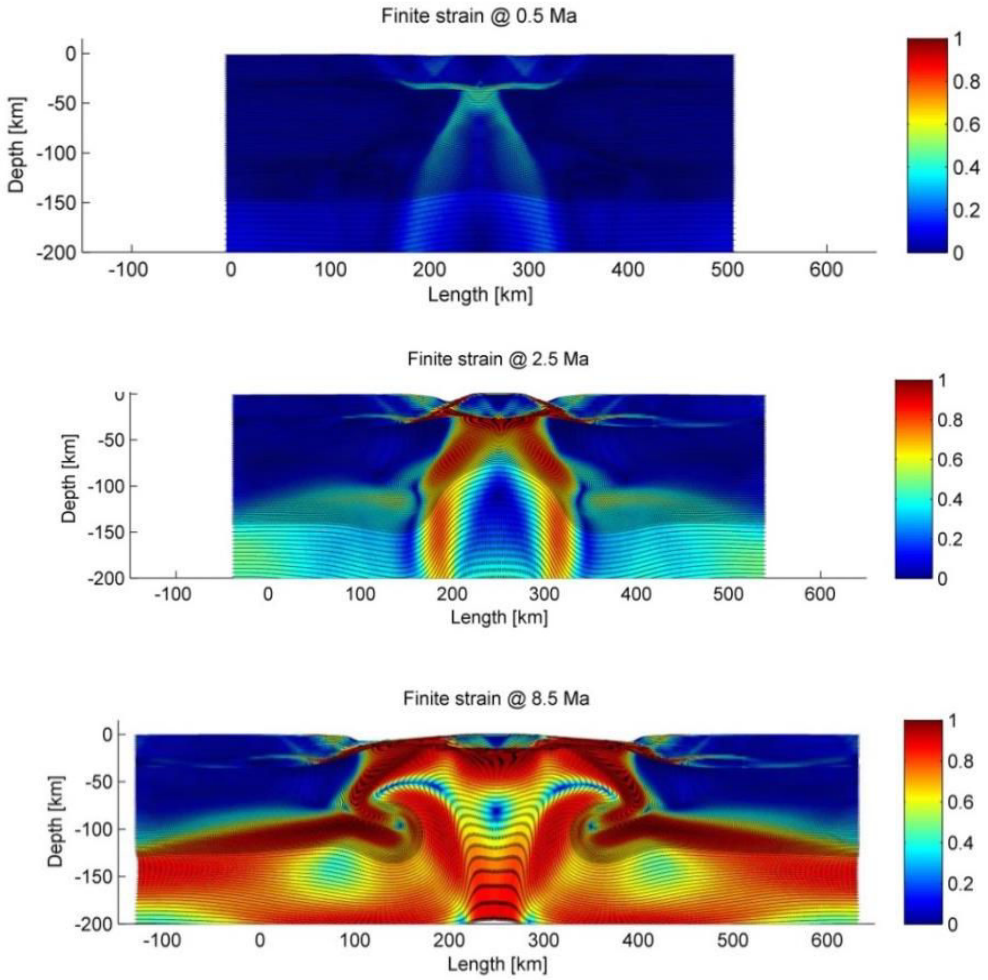


Figure 1.40 : Modèle numérique illustrant l'isolement d'un bloc continental "Bloc-C" au milieu des marges volcaniques conjuguées (Geoffroy et al., 2015). La rhéologie appliquée est un modèle visco-élastique-plastique avec reproduction de la fusion mantellique. Les barres de couleurs montrent les viscosités effectives.

1.3.3 Synthèse : comparaison entre marges non-volcaniques et marges volcaniques

Les marges non-volcaniques sont des marges isovolumiques à l'échelle lithosphérique, au sens où il n'y a pas d'addition de magma pendant l'extension. Le manteau sub-lithosphérique pré-rift est froid et l'extension continentale est conduite principalement par les forces aux limites des plaques, sans qu'il y ait d'évidence démontrée de fusion mantellique pendant le necking de la lithosphère continentale. L'amincissement crustal s'effectue notamment par le fonctionnement d'un système de détachement majeur qui rend la déformation lithosphérique dans son ensemble très asymétrique dans les stades finaux de l'évolution. Succédant à l'amincissement ultime de la croûte, le manteau s'exhume le long d'un détachement au niveau de la zone de transition océan/continent. La rupture continentale serait déclenchée

par une arrivée de petits volumes de magma correspondant aux premiers magmas océaniques qui traversent le manteau exhumé et se mettent en place au-dessus. Au niveau des marges non volcaniques, le manteau lithosphérique joue un rôle très important en tant que niveau rigide. Ce sont des systèmes associés à des découplages rhéologiques faibles (Huismanns & Beaumont, 2011) en raison notamment de flux thermiques peu importants et d'une vitesse de déformation lente.

La formation des marges volcaniques s'inscrit dans un contexte où la déformation n'est pas isovolumique. Des volumes considérables de magmas sont mis en place dans la croûte et probablement aussi dans la section du manteau lithosphérique avant l'extension mais aussi pendant (et des volumes plus faibles après). Ces marges sont aussi des marges où il y a hyper-extension mais l'adjonction d'un volume de plus de 50% de magma (cf. § 1.3.2) rend les calculs d'amincissement beaucoup plus délicats. Le manteau sub-lithosphérique pré-rift est anormalement chaud ou fertile. L'amincissement dans la croûte supérieure s'effectue principalement par des détachements à pendage vers le continent qui sont connectés au fluage de la croûte inférieure. La déformation d'ensemble de la lithosphère continentale semble donc correspondre à un cisaillement pur, en relation avec de forts découplages intra-lithosphériques. Aucune exhumation du manteau n'est observée au niveau de ces marges où le Moho est toujours profond jusqu'à la transition avec la croûte océanique. Les modèles analogiques (Callot et al., 2002) et numériques (Gac & Geoffroy, 2009) montrent que la structure 3D des MPVs ne peut se reproduire que si aucune résistance dans le manteau lithosphérique n'existe, au moins localement. Donc contrairement aux marges passives non-volcaniques, ces marges sont associées à un découplage majeur entre la croûte supérieure et la croûte litée LC2 ainsi qu'entre LC2 et le manteau lithosphérique, rapidement ductile dans l'évolution de la marge. La nature et la localisation de la transition avec la lithosphère océanique restent controversées (cf. § 2.2.2).

Chapitre II

Géométrie et origine des SDRs

Les SDRs sont émis en condition aérienne et sont les éléments caractéristiques de la croûte supérieure d'une marge volcanique. On distingue les SDRs internes des SDRs externes (cf § 1.3.2). Malgré leur importance dans la distinction entre marge volcanique et marge non-volcanique, notre connaissance sur des SDRs reste restreinte. Les processus de leur mise en place et le mécanisme de leur développement sont toujours mal connus. Les SDRs ont été décrits aussi bien dans des environnements de marges passives que dans des contextes océaniques, comme en Islande (Walker,1960; Palmason, 1980).

Les questions les plus importantes en rapport avec les SDRs sont les suivantes :

- quelle est la part des intrusions (sills) et de laves dans un SDR ?

- quelle est la géométrie 3D précise d'un prisme interne de SDR ?

- le dispositif des SDRs au niveau de marges conjuguées est-il symétrique ?

- beaucoup de marges étant localement obliques aux directions cinématiques quelle est la géométrie au niveau des prismes de SDRs d'une MPV oblique ?

- les SDRs externes ont-ils une expression magnétique analogue à celle de la croûte océanique? Peut-on confondre domaines avec SDRs externes et domaine à accrétion océanique « normale » ?

- quelles sont les caractéristiques de la transition continent-océan au niveau des SDRs ?

- quels sont les éléments distinctifs des SDRs externes relativement aux SDRs internes ?

La partie ci-dessous développe certains de ces points à partir d'observations onshore de SDRs érodés à l'affleurement et à partir de données de sismique réflexion 2D et 3D. Un article soumis propose une nouvelle interprétation tectonique des SDRs externes en relation avec le Bloc C (cf. §1.3.2).

2.1 Les SDRs internes

Les SDRs internes se développent généralement à partir d'un haut bathymétrique, au-niveau de la zone de necking d'une marge volcanique, et sont systématiquement inclinés vers le domaine océanique (cf. §1.3.3). La géométrie arquée des réflecteurs des SDRs au niveau des marges a été expliquée initialement par des modèles de subsidence symétrique au niveau de marges conjuguées (Mutter, 1982), et plus récemment par un modèle tectonique qui propose que la géométrie de ces prismes est contrôlée par les failles normales à pendage vers le continent (Tard et al.,1991; Geoffroy, 2005; Pindell et al., 2014; Stica et al., 2014).

2.1.1 Géométrie 3D des SDRs internes en déformation non-oblique (Atlantique Sud)

Dans l'Atlantique Sud, les marges volcaniques conjuguées du SE du Brésil et de l'Ouest de la Namibie ne présentent pas d'obliquité sur la direction cinématique d'ouverture. Les données présentées ci-après sont issues de mon travail de Master effectué à Paris (Total-La Défense) et à Brest dans le cadre du programme GRI « Marges Volcaniques ».

L'Océan Atlantique s'est formé à partir de la dislocation de la Pangée au Mésozoïque. Entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, la dislocation du continent s'est amorcée au sud de l'Atlantique Sud et a progressé vers le nord (Moulin et al., 2010 ; Stica et al., 2014) de la rupture océanique au sein de la LIP Paraná - Etendeka (Moulin et al., 2010 ; Koopman et al., 2013; Stica et al., 2014). Les marges volcaniques dans l'Atlantique Sud s'observent au Sud de la faille transformante du Rio Grande (Fig. 2.1).

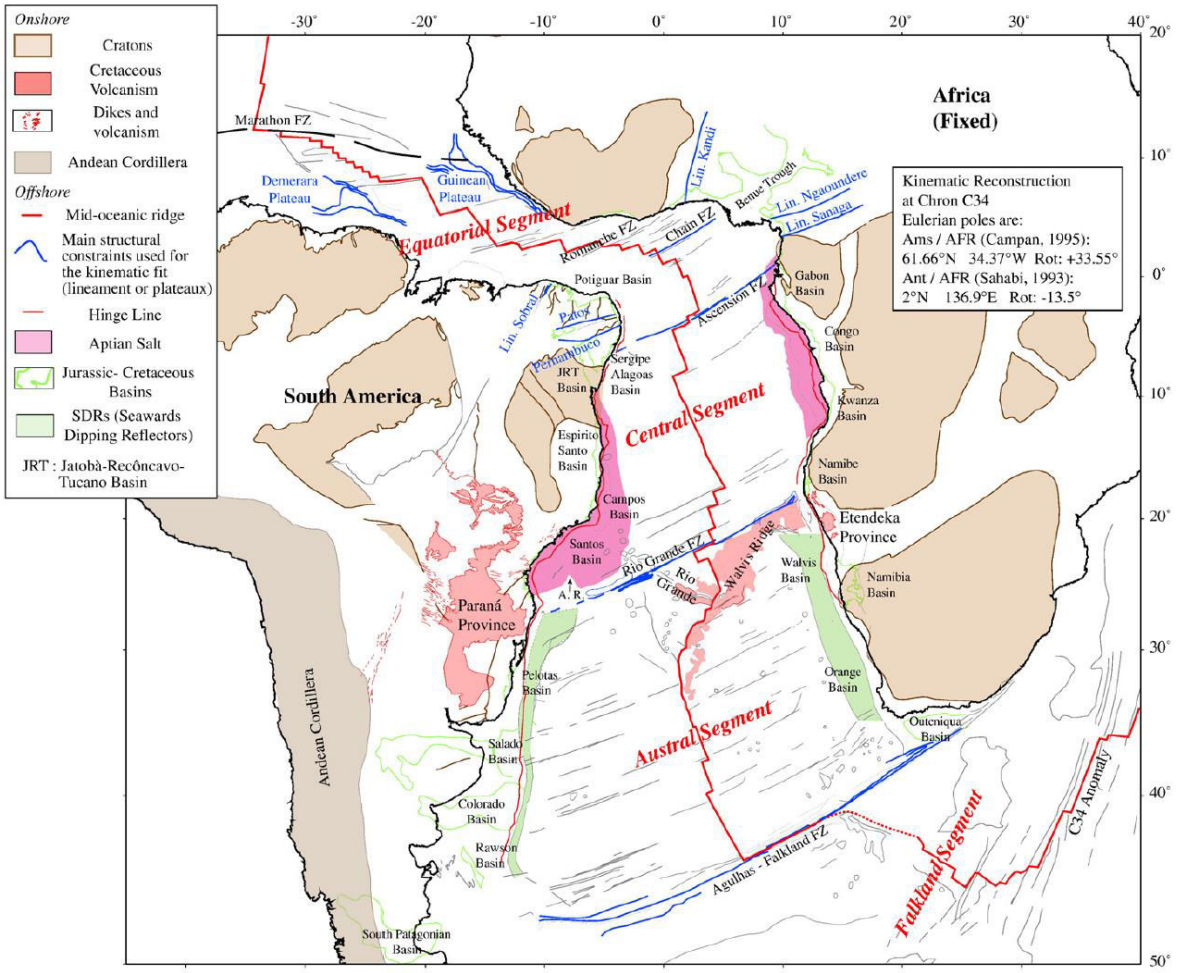


Figure 2.1 : Carte tectono-structurale générale de l'Atlantique Sud reconstruite au Crétacé supérieur (C34, 84 Ma) montrant les localisations et les distributions de SDRs et du sel (Moulin et al., 2010).

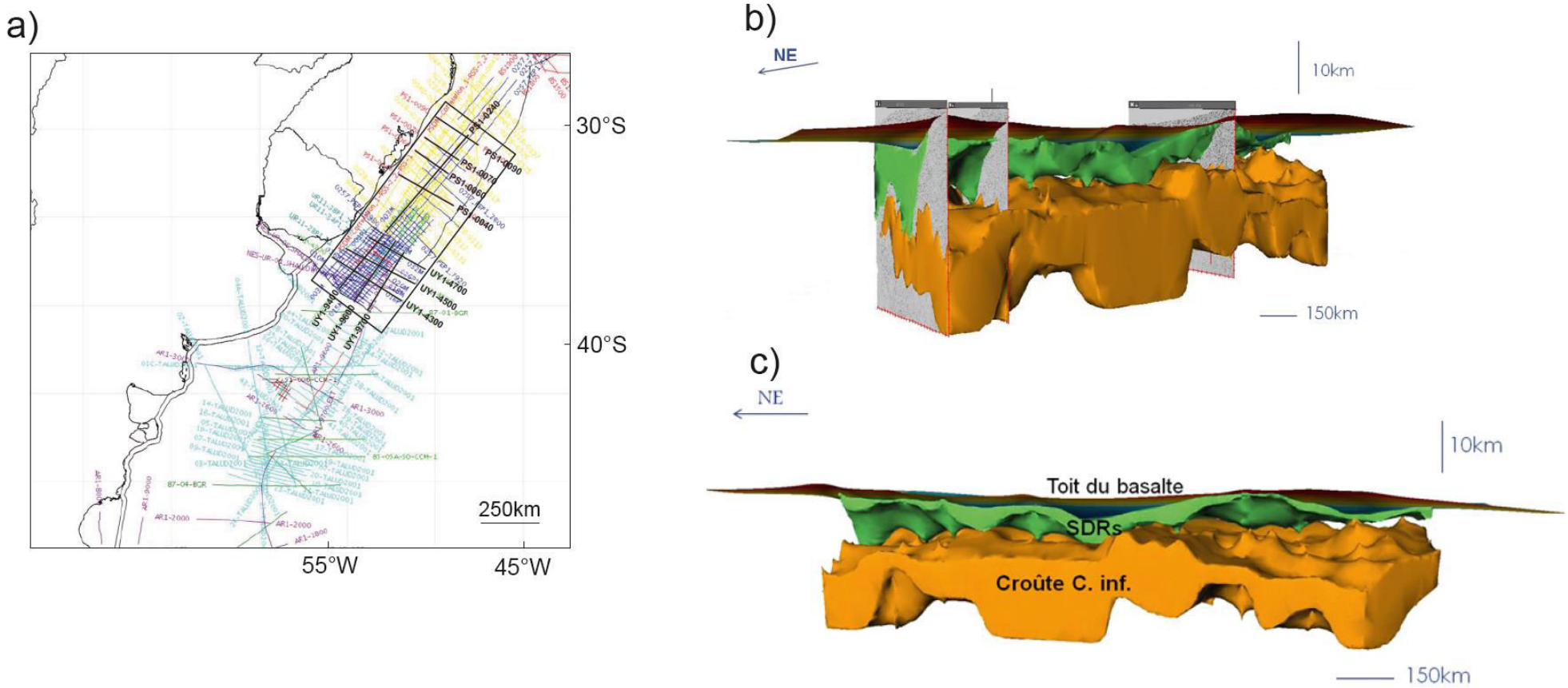


Figure 2.2 : a) Localisation des profils sismiques (dont 11 profils GXT (haute résolution) indiqués en noir) appliqués dans cette étude sur la marge est de l'Amérique du Sud. Le cadre noir correspond à la limite du modèle de reconstitution en 3D. b) Modèle 3D illustrant la variation du volume des SDRs internes en relation avec l'épaisseur de la croûte inférieure (vu du NW). Le volume vert est construit à partir du toit et du mur des SDRs internes. Le volume jaune correspond à la croûte inférieure. L'espace entre les SDRs internes et la croûte inférieure correspond à la croûte supérieure. c) Idem (Guan, 2014). Le premier plan d'observation des figures correspond à la partie la plus proche du continent des profils (Guan, 2014).

A partir de nombreux profils sismiques dont 11 de sismique réflexion multitrace (MCS) de très haute résolution et de très forte pénétration (profils grand-angle "wide angle", ION-GXT) sur la marge est de l'Amérique du Sud (Fig. 2.2a), un modèle 3D de l'ensemble des SDRs internes en relation avec l'épaisseur de la croûte a été réalisé au cours de mon stage en Master (Guan, 2014) en pointant le toit des basaltes, la base des SDRs internes, la limite entre croûte supérieure et croûte inférieure et le Moho. La rugosité à la base et à la surface des SDRs et de la croûte inférieure est due à des interpolations lorsque les données sont inhomogènes. Ce modèle 3D montre que l'épaisseur des SDRs internes sur une marge volcanique ne varie pas seulement dans la direction transversale mais aussi dans la direction longitudinale (Fig. 2.1b,c). Longitudinalement, l'épaisseur des SDRs peut varier de 8 km (entre 10 km maximum près de la faille transformante de Rio Grande et 2 km au sud). La croûte inférieure (en partie magmatique, cf. §1.3.2), comme les SDRs internes montrent des variations d'épaisseur très importantes dans l'axe de la marge.

Parmi les 4 profils dans la direction de la marge, seulement les deux profils PS1-0240 et UY1-9600 traversent le milieu des prismes des SDRs internes. Dans le profil PS1-0240, l'épaisseur des SDRs internes diminue vers le SW comme celle de la croûte inférieure. Les variations d'épaisseurs des SDRs internes et de la croûte inférieure suggèrent une anti-corrélation entre eux et une longueur d'onde de l'ordre de 200 km au nord (PS1-0240) et de 100 km au sud (UY1-9600).

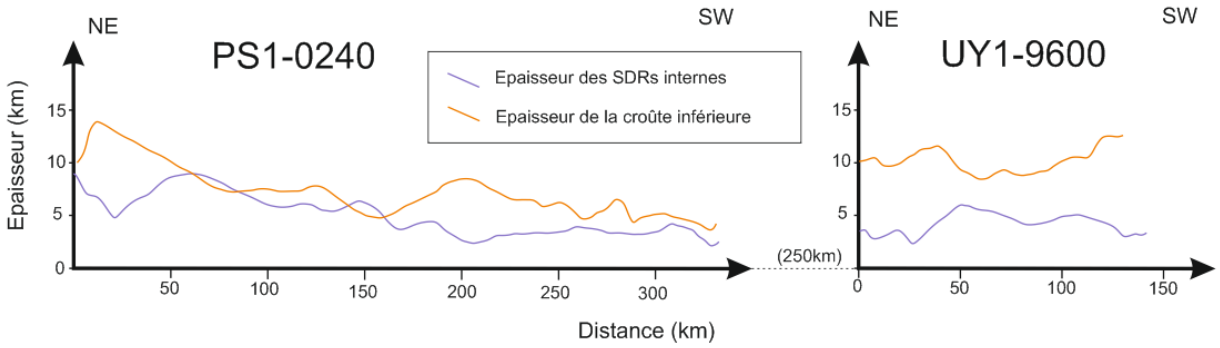


Figure 2.3 : Variation des épaisseurs des SDRs internes et de la croûte inférieure dans la direction longitudinale de la marge. La localisation des deux profils est indiquée dans la figure 2.2a.

Transversalement, la limite entre croûte supérieure/inférieure (discontinuité de CONRAD) et le Moho convergent, ce qui suggère une disparition de la croûte inférieure. Dans la figure 2.4, on observe un élargissement de la zone de necking de la marge du Sud (90 km) au Nord (>170 km). L'épaisseur de la croûte inférieure diminue vers l'océan. L'épaisseur maximale des SDRs internes augmente du sud (6 km) vers le nord (16 km) (Fig. 2.3). On retrouve une anti -corrélation en profil transversale entre l'épaisseur des SDRs et l'épaisseur de la croûte inférieure. J'interprète cette anti-corrélation comme étant liée à l'extension de la marge. Plus l'extension est forte, plus les SDRs sont épais et la croûte est amincie malgré l'adjonction de magma dans la croûte inférieure.

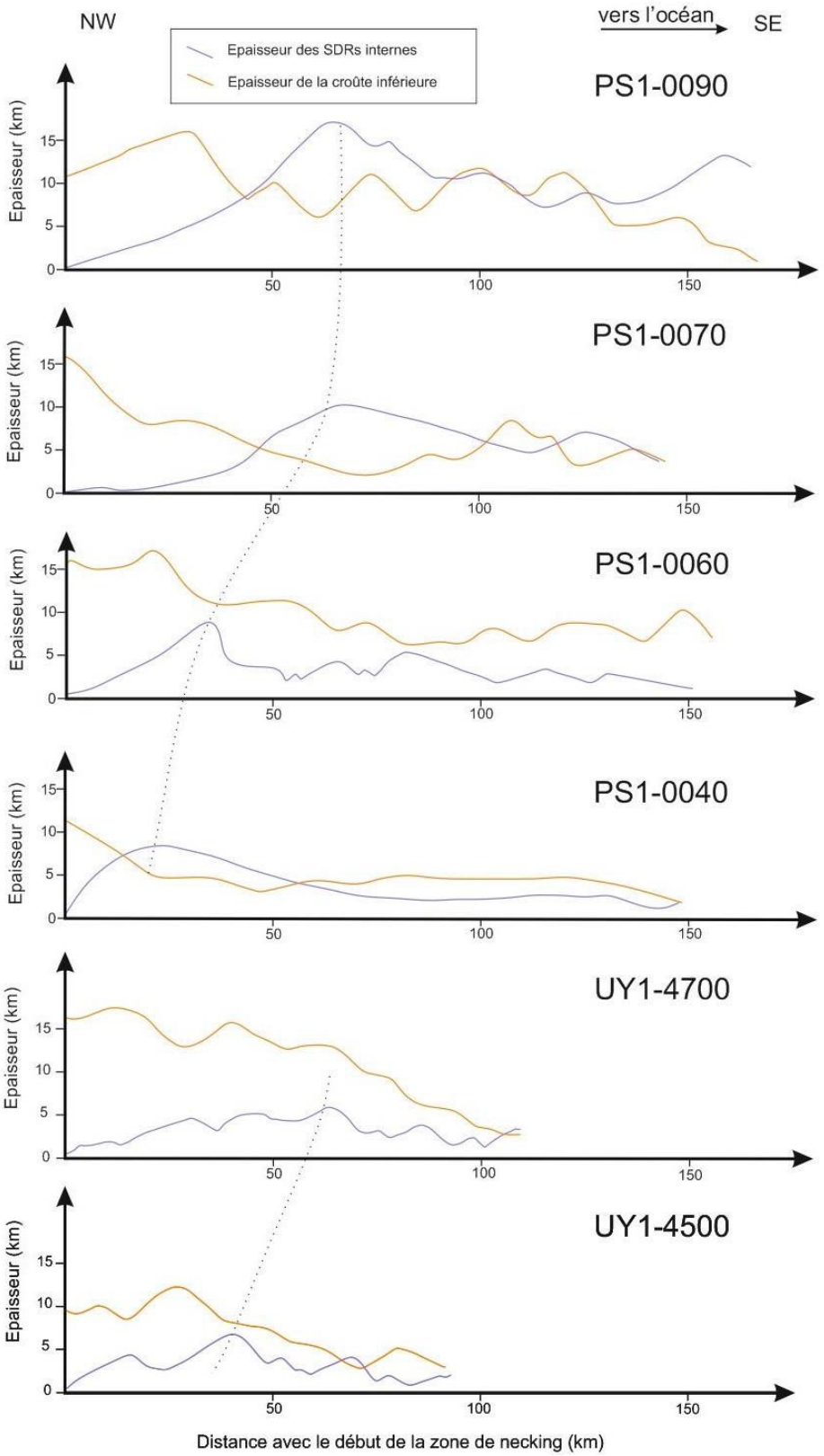


Figure 2.4 : Variation des épaisseurs des SDRs internes et de la croûte inférieure dans la direction transversale de la marge sud-américaine au niveau de la zone de necking. Dans les profils PS1-0070 et PS1-0090, les profils ne couvrent pas toute la zone de necking. La variation périodique de l'épaisseur des SDRs est liée à la présence de failles à pendage vers le continent.

En utilisant un réseau de profils sismiques sur la marge de la Namibie (marge conjuguée de la marge de l'Uruguay, la localisation des profils est indiquée en annexe 1), j'ai étudié la géométrie des SDRs internes au niveau de ces marges volcaniques conjuguées (Guan, 2014). La figure 2.2 montre parfaitement que les SDRs internes des deux marges présentent une similarité dans leurs dimensions et pendages malgré une épaisseur de sédiments sus-jacents très différente (néanmoins les prismes de SDRs de la Namibie semblent plus arqués). Cela montre une cylindricité de la rupture pendant le développement des SDRs internes au niveau de ces marges volcaniques conjuguées de l'Uruguay et de la Namibie.

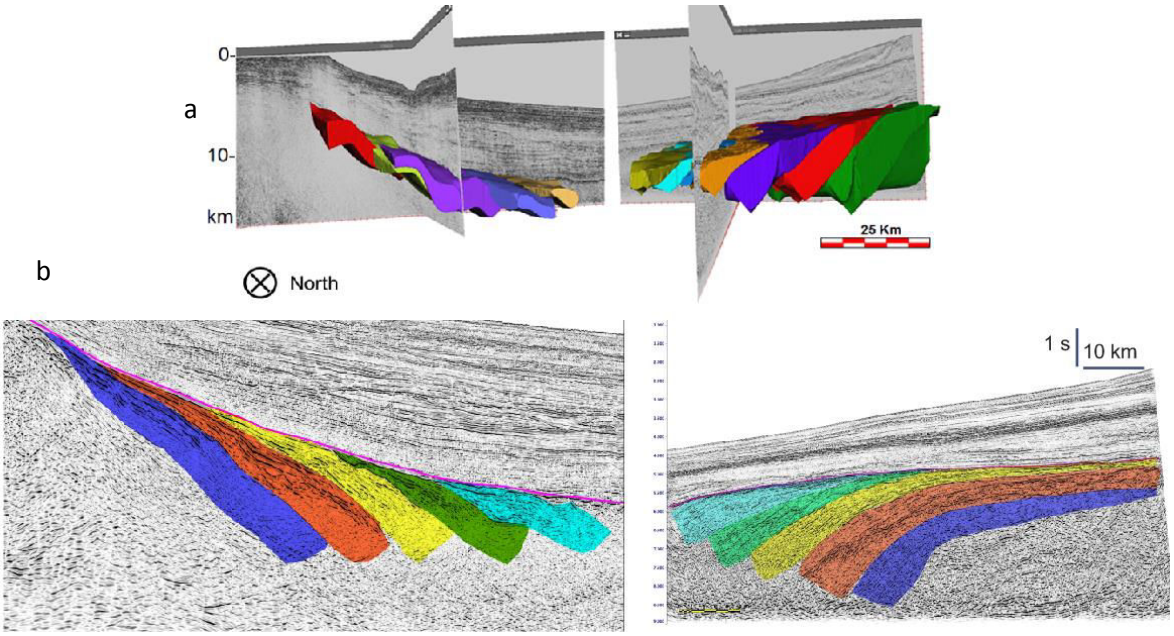


Figure 2.5 : a) Modèle 3D illustrant la symétrie des prismes de SDRs internes au niveau des marges conjuguées de l'Uruguay et de la Namibie (GUAN, 2014). Les différents prismes de SDRs sont distingués par différentes couleurs. b) Prismes de SDRs internes conjugués illustrés par deux lignes sismiques localisées en position reconstruite à l'Albien (profil UY-4700 à gauche, profil VN06-310 à droite) (GUAN, 2014). Ces deux profils sont localisés dans la Fig. 2.5

2.1.2 SDRs internes et anomalies magnétiques

Les anomalies magnétiques linéaires sont utilisées depuis longtemps pour définir la limite entre la croûte océanique et la croûte continentale. La croûte océanique se présente souvent sous la forme de bandes d'anomalies magnétiques (Heirtzler et al., 1968). Des études récentes montrent que les anomalies magnétiques peuvent aussi être identifiées au niveau de marges continentales où se situent des SDRs (Keen & Potter, 1995 ; Talwani & Abreu, 2000 ; Guan, 2014).

D'après les données sismiques disponibles des deux marges conjuguées S-américaine et SW-africaine, j'ai localisé la limite des SDRs identifiée sur les deux marges (Fig. 2.3). Du côté SW-africain, les SDRs se situent exactement sur la zone identifiée comme l'anomalie interne LMA (Large Marginal Anomaly, 133Ma, Moulin et al., 2010). Certains prismes sont néanmoins situés sous l'anomalie M4 (130Ma, Moulin et al., 2010). Du côté S-américain, au Nord de la Faille de Salado, les SDRs se situent principalement sous l'anomalie M2 (127.5Ma, Moulin et al., 2010) et M4, et sous LMA et M4 au sud, ce qui caractérise bien la propagation du système de rupture magmatique vers le Nord.

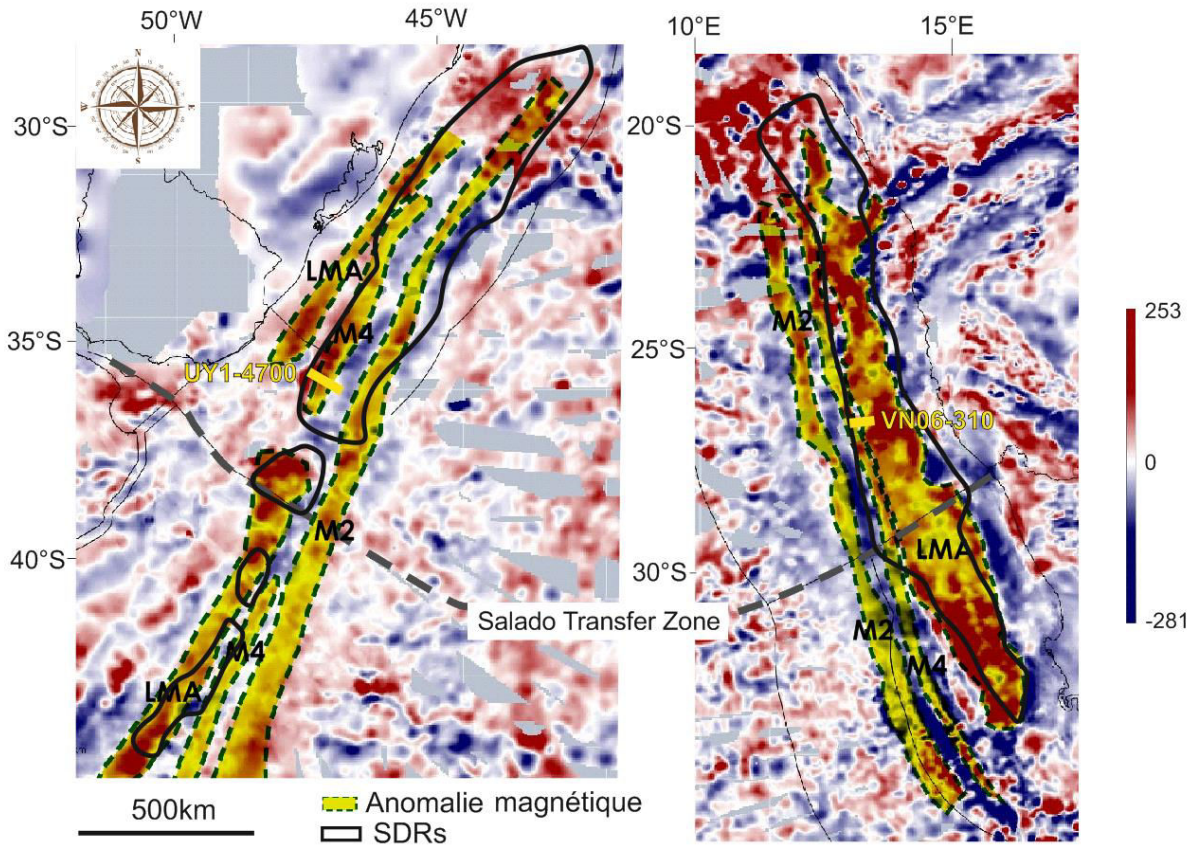


Figure 2.6 : Distribution des SDRs de l'Atlantique Sud. Les anomalies magnétiques LMA, M4, M2 sont géoréférencées d'après Moulin et al., 2010; Franke et al., 2012; Blaich et al., 2013; Stica et al., 2014. Les anomalies magnétiques (EMAG2) sont téléchargées depuis le site https://www.ngdc.noaa.gov. Les traits jaunes correspondent aux profils sismiques dans les figures 2.5 et 2.7.

Au niveau des prismes de SDRs internes conjugués, j'observe des anomalies magnétiques de valeurs similaires (Fig. 2.7). Du continent vers l'océan, l'anomalie diminue brutalement de 110+/-20 nT jusqu'à une valeur négative de -10 nT. L'aimantation négative continue de décroître vers l'océan du côté sud-américain mais redevient positive du côté africain. L'anomalie LMA est clairement associée à des prismes SDRs côté africain alors qu'elle se situe en dehors, du côté continental, au niveau de la marge conjuguée américaine. De plus, M4 est clairement à l'extrémité des prismes de SDRs internes côté africain et au-dessus de leur partie proximale côté américain, si on adopte l'identification des anomalies magnétiques telle qu'elle est publiée. Cela peut être lié à un diachronisme des SDRs au niveau des deux marges, ou plus simplement, cela pose un problème sur la signification de ces anomalies ainsi que leur nomenclature et leur identification dans les travaux publiés.

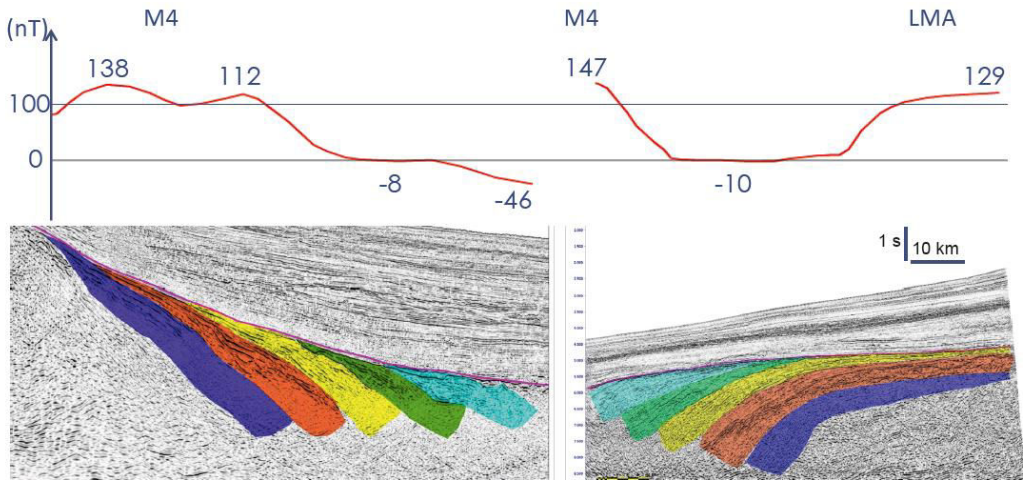


Figure 2.7 : Anomalies magnétiques identifiées au niveau des prismes de SDRs conjugués des marges S-américaine (à gauche) et SW-africaine (à droite). Les différents prismes de SDRs sont distingués par différentes couleurs. La localisation des deux profils est indiquée dans la figure 2.6 (traits jaunes UY1-4700 et VN06-310).

2.1. 3 Géométrie 3D d'un prisme de SDR interne

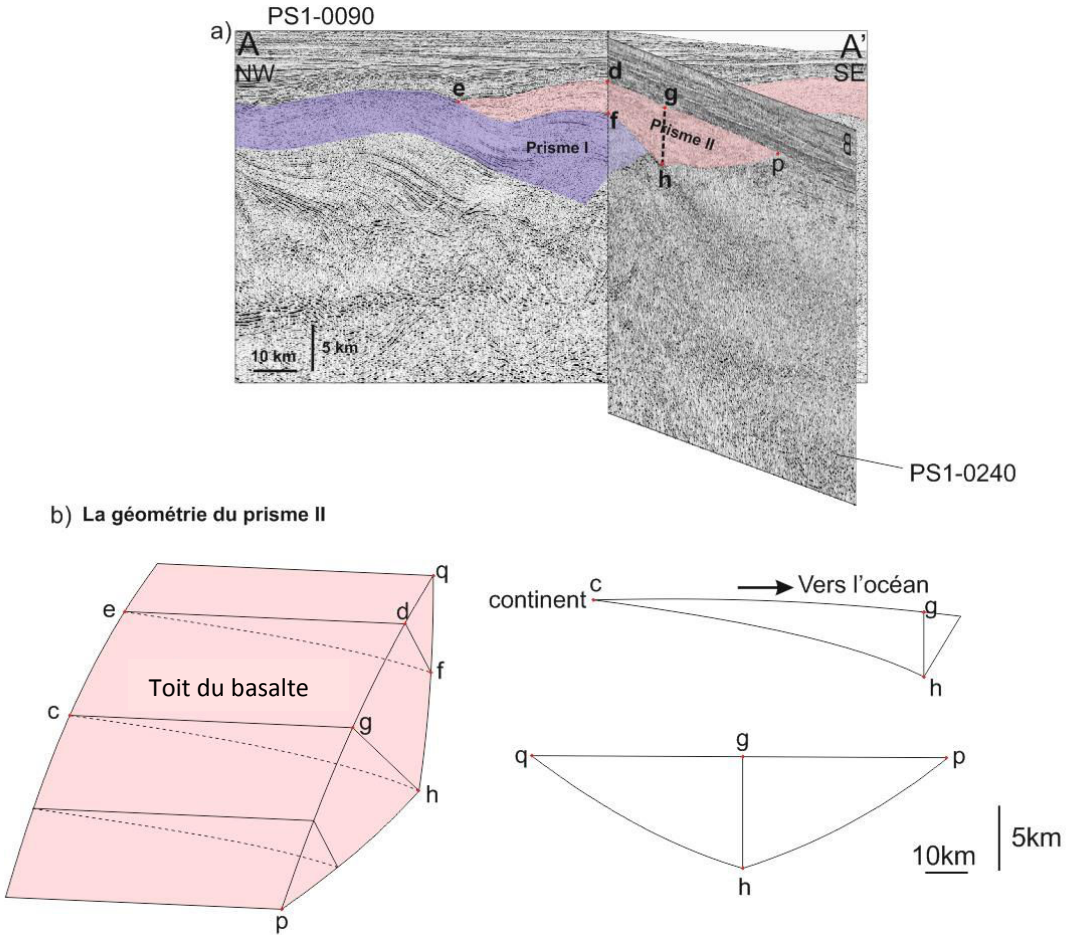


Figure 2.8 : a) Profils sismiques parallèle (PS1-0240) et orthogonal (PS1-0090) à la marge SE-brésilienne. Deux prismes de SDRs internes sont interprétés. La localisation des deux profils est indiquée dans la figure 2.2a. b) Géométrie 3D hypothétique du prisme II interprété dans la figure a. J'ai lissé les surfaces dans la représentation.

Les deux profils (PS1-240 et PS1–0090, Fig. 2.8) qui traversent le même prisme de SDR interne dans les directions longitudinale et transversale peuvent m'aider à étudier la géométrie 3D d'un prisme de SDR. Dans la direction orthogonale à la marge, l'épaisseur du prisme augmente vers l'océan. Dans la direction parallèle à la marge, l'épaisseur augmente vers le centre du prisme. Le prisme peut présenter une géométrie triangulaire (pas au sens strict, les côtés sont des courbes) avec un sommet vers le bas. Le toit du prisme est relativement lisse en sismique, sous les sédiments post-rift.

2.1. 4 Etude des structures intra-SDR

La stratigraphie intra-SDRs est parfois difficile à étudier sur les profils sismiques. A la différence des observations en 2D, la sismique 3D permet d'afficher les données sismiques dans un plan horizontal pour obtenir une vision claire et non biaisée des failles et des architectures stratigraphiques. Grâce à un bloc sismique 3D (Fig. 2.6) sur la marge de l'Uruguay constitué de profils de sismique réflexion dans une grille compactée (une série de profils en dip et en strike espacés identiquement de 500 m de résolution exceptionnelle), j'ai effectué une étude des structures intra-SDRs. Le profil GXT UY1-4500 traverse juste au milieu de ce bloc 3D. Ce bloc sismique a une dimension d'environ 122 km*74 km*11 km et couvre les SDRs internes et une partie de SDRs externes de la marge de l'Uruguay (Fig. 2.9). La limite extérieure des SDRs externes se situe encore plus à l'Est vers l'océan.

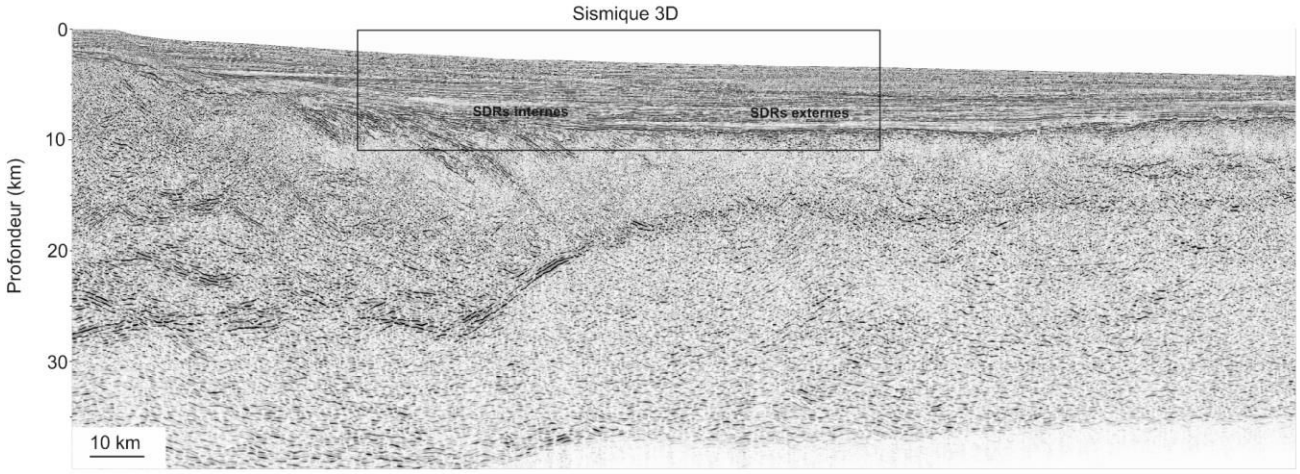


Figure 2.9 : Partie du profil GXT UY1-4500 qui traverse le bloc sismique 3D. La localisation du profil est indiquée dans la figure 2.10. L'interprétation du profil se trouve dans la figure 2.39.

Une zone de transfert se trouve au sud du bloc (Fig. 2.10) et les SDRs internes sont fortement affectés par ce cisaillement ce qui montre qu'il a été actif postérieurement à leur formation (Fig. 2.12c).

Dans ces données sismiques les réflecteurs ne peuvent pas être interprétés comme des coulées de laves individuelles, car ils sont trop peu nombreux relativement à l'épaisseur moyenne des coulées de laves dans les SDRs (entre 0.2 et 10 m). La confrontation entre données de sismique réflexion et données de forages ODP aux mêmes endroits a démontré ce point depuis longtemps (Planke et al., 2000). En outre à l'Ouest du Groenland, le prisme de SDR interne de Svartenhuk montre que plus de la moitié du volume des laves dans un prisme de SDRs peut être de type « compound flows » (les laves divisibles en unités de flux qui se développent lorsque le taux d'extrusion de magma est relativement faible) (Geoffroy et al., en prep.).

Aucun contraste d'impédance n'existe à l'intérieur d'un ensemble de plusieurs kilomètres de compound flows, et donc aucune réflectivité interne.

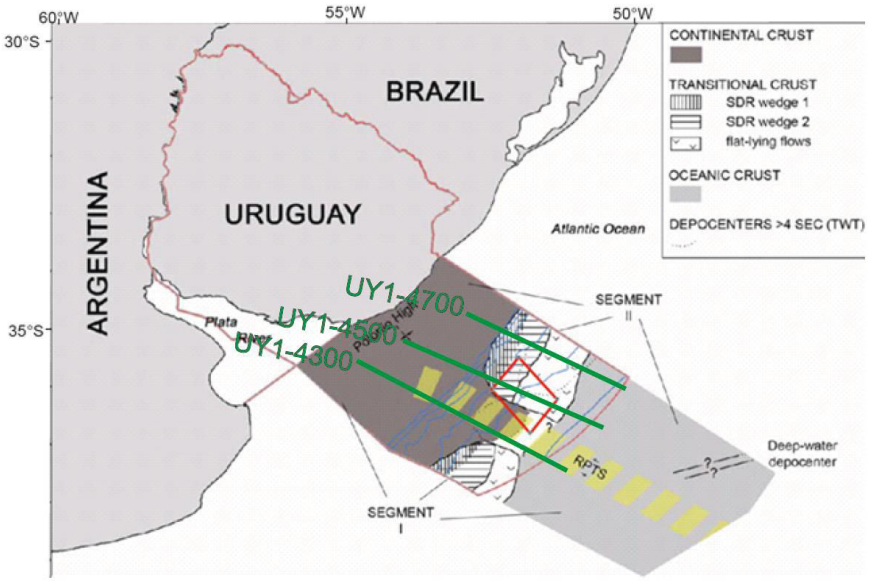


Figure 2.10 : Localisation du bloc sismique 3D de la marge de l'Uruguay, modifiée de Soto et al. (2011). RPTS : Système de transfert du Rio de la Plata. Cadre rouge: limite des données du bloc sismique 3D.

La figure 2.11a est un plan horizontal d'amplitude. Il permet de visualiser des caractéristiques sous forme cartographique. Les réflecteurs noirs de forte amplitude sont relativement continus et pourraient correspondre à des groupes de coulées massives intercalées dans des compound flows ou à des sills très épais (hectométriques ou au-delà). Dans le profil de la figure 2.11b (localisé dans la figure 2.11a) ces réflecteurs montrent une diminution de pendage vers l'océan et sont toujours inclinés vers l'océan. A l'intérieur de ces coulées de SDRs internes, on observe souvent des réflecteurs forts irréguliers qui correspondent aux intrusions (Fig. 2.12). Dans la partie ouest des SDRs internes, on observe plus d' intrusions que de coulées de lave.

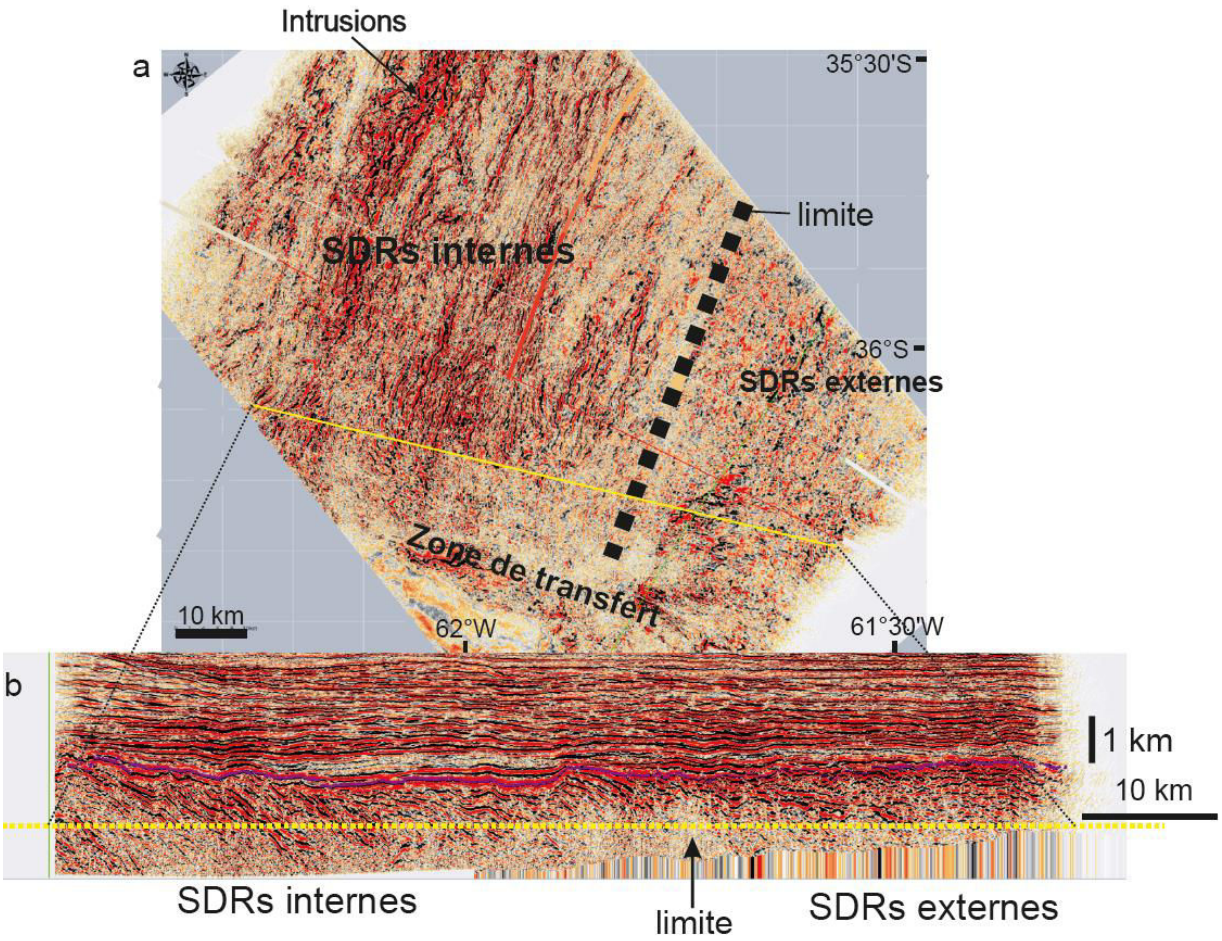


Figure 2.11 : a) Plan horizontal d'amplitude à travers le bloc sismique à la profondeur de 10000 m. Le trait jaune correspond au profil sismique en profondeur montré dans la figure b). Le trait tireté noir correspond à la limite entre SDR internes et externes identifiées à partir des profils sismiques en profondeur.

Les figures 2.12a et b sont des plans horizontaux de cohérence à travers le bloc sismique. Les estimations de cohérence sismique tridimensionnelle sont obtenues en calculant la similitude des formes d'ondes localisées dans les différentes directions (Bahorich & Farmer, 1995). Quand les traces sismiques sont coupées par la surface d'une faille, cela peut généralement générer un caractère sismique différent. Il en résulte une nette discontinuité dans un plan de cohérence locale (Bahorich & Farmer, 1995).

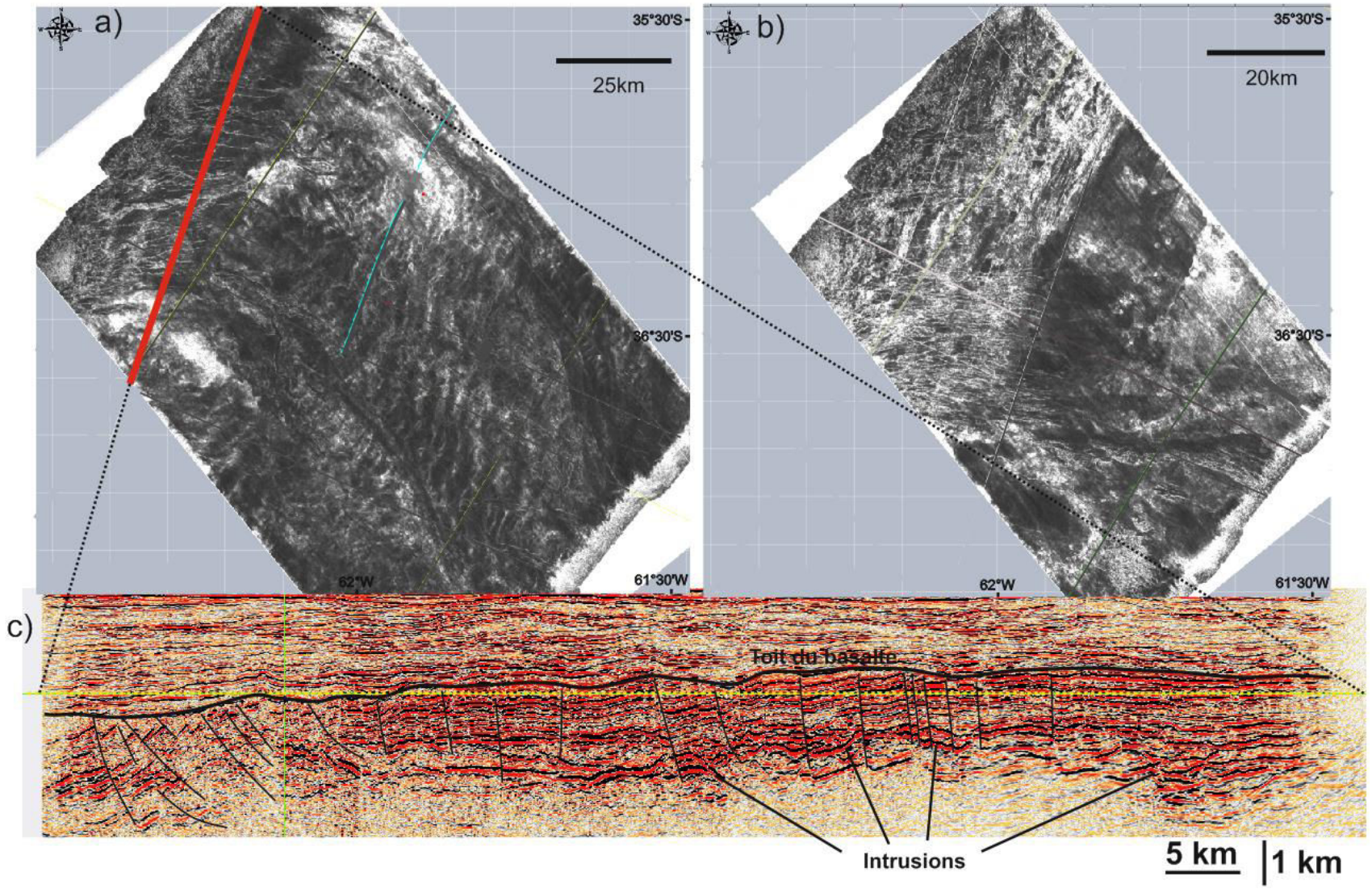


Figure 2.12 : a) Plan horizontal de cohérence à travers le bloc sismique à la profondeur de 7443 m. Le trait rouge correspond au profil sismique interprété dans la figure c). b) Plan horizontal de cohérence à travers le bloc sismique à la profondeur de 8675 m. Le trait jaune tireté correspond à la profondeur de 7443 m.

D'après le calcul de cohérence pour chaque point de grille le long d'un time-slice (un plan horizontal à travers d'un bloc sismique), des alignements de faible cohérence correspondent aux plans de faille. Les limites stratigraphiques peuvent de même générer des discontinuités similaires (Bahorich & Farmer, 1995).

Dans la figure 2.12a, les alignements blancs de direction WNW-ESE perpendiculaires au profil corrrespondent aux failles en relation avec la faille de transfert. Elles sont tardives par rapport à la mise en place des SDRs internes parce que les coulées sont décalées par ces failles. Comme elles ne décalent pas non plus les sédiments post-rift, il est possible qu'elles soient contemporaines de la mise en place des SDRs externes. Dans la figure 2.12b qui correspond à une profondeur plus importante, les failles sont plus nombreuses en s'approchant de la zone de transfert.

Les alignements de direction NE-SW représentent probablement des failles ou des dykes contemporaines de la mise en place des formations volcaniques ou des rebords de groupes de coulées massives. Dans le profil sismique vertical (Fig. 2.12c), de nombreuses intrusions en « saucer-shape » (Polteau et al., 2008) (d'une épaisseur apparente de 200 m,) recoupent les laves, moins réflectives.

Sur certaines cartes de cohérence, j'observe des structures qui ont souvent une forme de disque (Fig. 2.13a). Elles peuvent avoir des tailles diverses, entre 0,5 à 2 km de rayon. En profil (Fig. 2.13b), elles correspondent à un réflecteur fort en forme de soucoupe d'une largeur d'environ 2 km et d'une profondeur de 200 m.

Ces structures correspondent probablement à des intrusions de sills qui se mettent en place à l'intérieur des coulées de SDRs internes. Ces grands sills sont souvent différenciés avec des cumulats d'olivine à la base (Geoffroy et al., en prep.). Ils peuvent servir de réservoirs locaux et nourrir les coulées situées au-dessus.

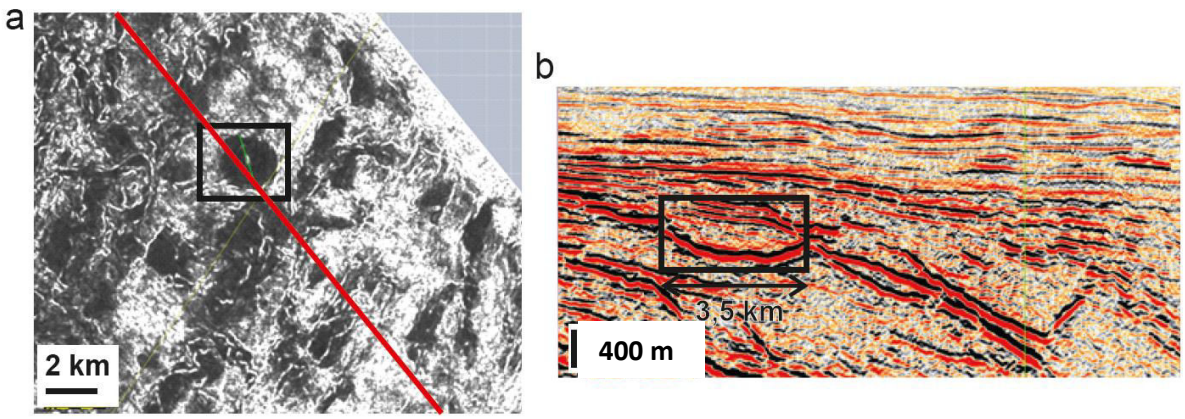


Figure 2.13 : a) Zoom d'une carte de cohérence à travers le bloc sismique à la profondeur de 8595 m. Le trait rouge correspond au profil sismique dans la figure b).

Dans la figure 2.14 des réflecteurs forts sécants sur les laves, moins réflectives, présentent un pendage vers l'océan. Ces réflecteurs correspondent probablement à des intrusions magmatiques planaires inclinées vers l'océan, ce qui n'avait jusqu'à présent pas été décrit dans les SDRs.

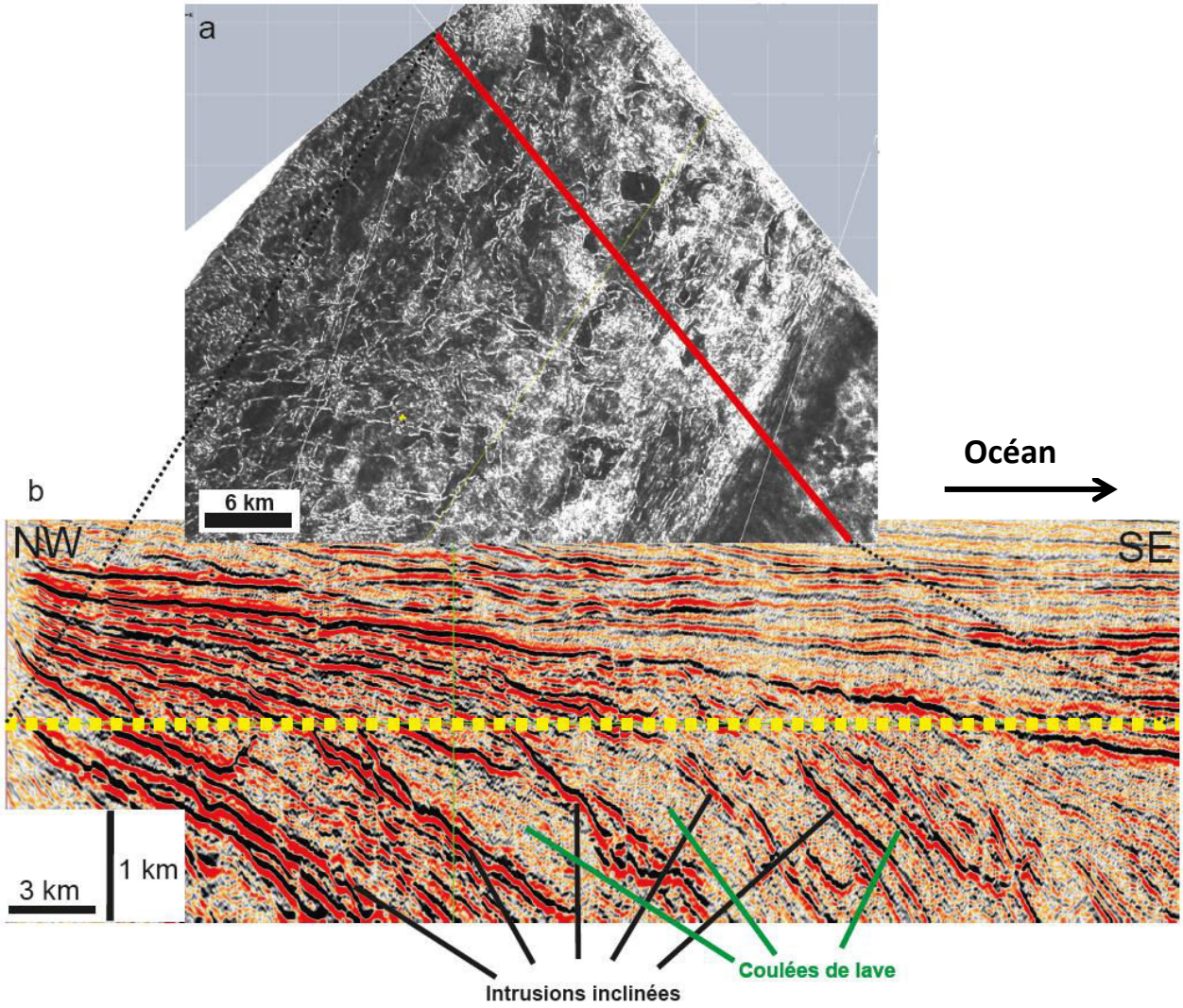


Figure 2.14 : a) Plan horizontal de cohérence à travers le bloc sismique à la profondeur de 8499 m. Le trait rouge correspond au profil sismique interprété dans la figure b). Le trait jaune tireté correspond à la profondeur de 8499 m.

2.1.5 Caractéristiques des failles sous les SDRs internes en sismique

La géométrie des SDRs internes est contrôlée par des failles normales à pendage vers le continent (cf. §1.3.2). J'ai étudié leurs caractéristiques à partir de lignes sismiques à forte pénétration, tirées sur les marges sud-américaine et ouest indienne (Fig. 2.17).

La géométrie d'un prisme de SDRs interne est contrôlée par une faille majeure, un détachement, qui accommode le développement du prisme (cf. §1.3.2). Le déplacement qu'elle produit fait à peu près l'épaisseur du prisme (3 à 15 km). Dans le prisme et à proximité de cette faille majeure, je remarque la présence de plusieurs failles de second ordre, qui décalent les coulées de lave (Fig. 2.15). Ces observations sont compatibles avec celles qui ont été effectuées sur des prismes de SDRs internes émergés (Geoffroy et al., 2001).

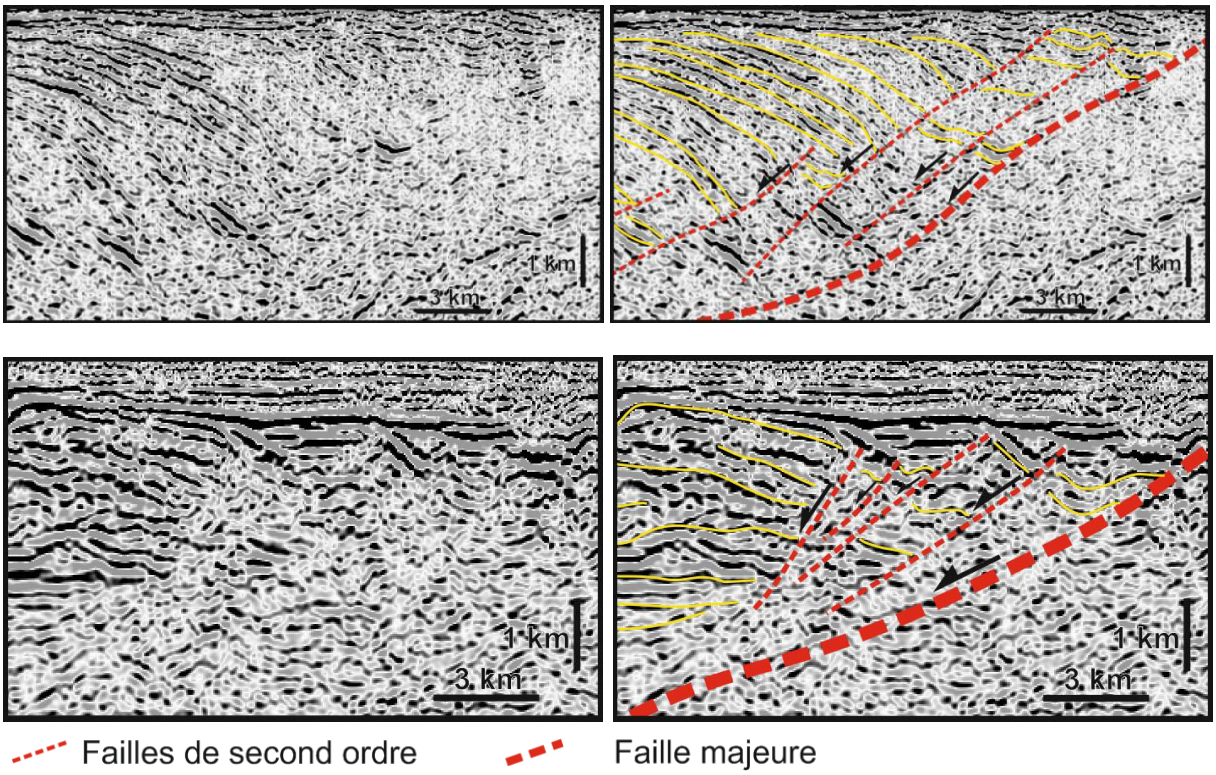
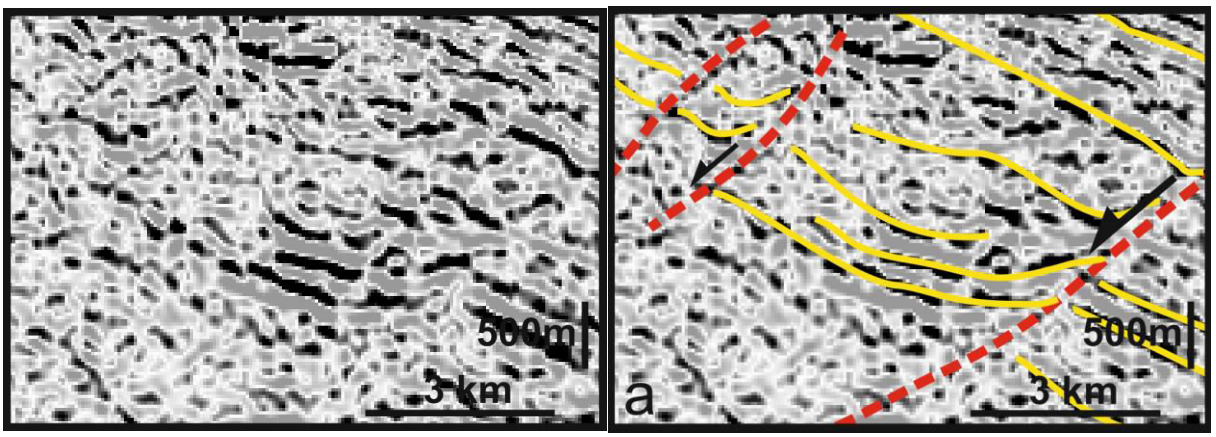


Figure 2.15 : Failles majeures qui contrôlent la géométrie du prisme de SDR interne et failles de second ordre observées sur les profils sismiques, les profils sismiques sont interprétés dans la figure 2.17.

Ces failles de second ordre sont généralement des failles synthétiques, qui sont parallèles ou obliques par rapport à la faille majeure. Elles peuvent produire un déplacement fini de quelques centaines de mètres. Elles présentent un pendage identique ou plus important que la faille majeure.

Dans les prismes de SDRs internes, les coulées peuvent parfois présenter des virgations en s'approchant des failles. Ces laves déformées peuvent être scellées par des coulées plus récentes (Fig. 2.16). Ces observations indiquent que la rigidité des SDRs est suffisante pour qu'il existe des crochons de longueur d'onde kilométrique.

Enfin il est fréquent d'observer des réflecteurs très énergétiques le long des détachements majeurs (Fig. 2.17b, Fig. 3.25a). Ces réflecteurs sont interprétés comme des indices de magma dans ces failles. Je développe ce point dans le chapitre III.



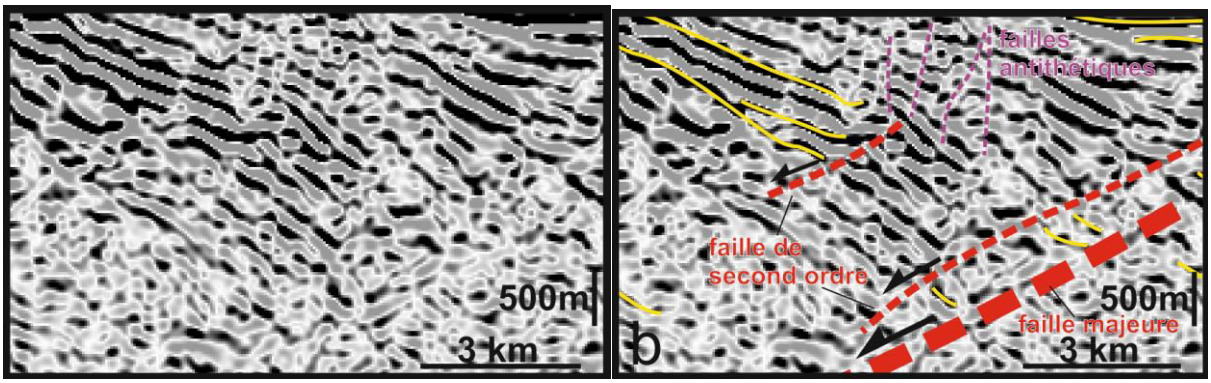
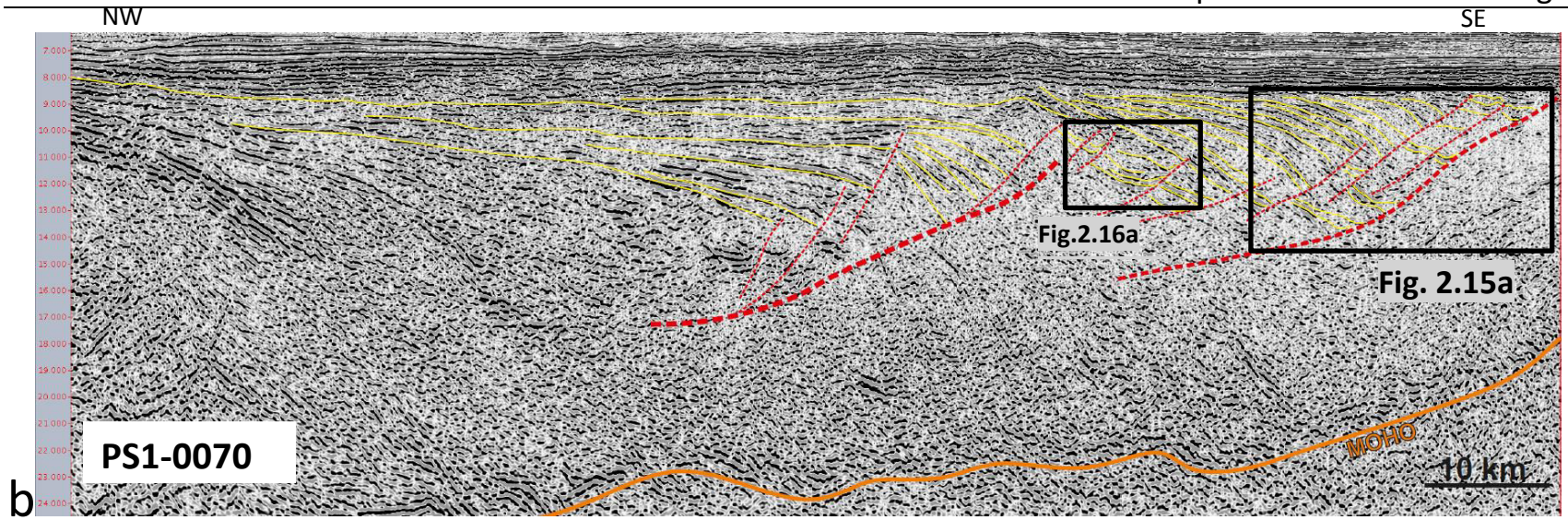
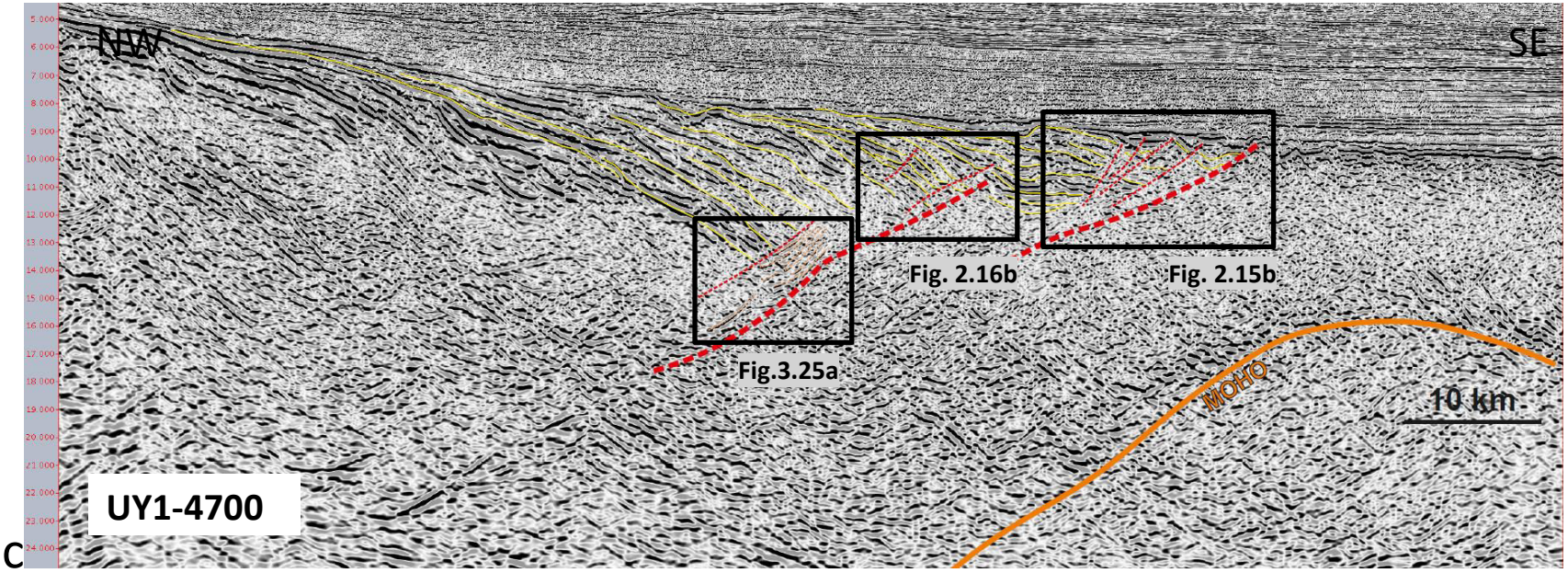


Figure 2.16 : Virgations observées contre les failles normales qui contrôlent le développement des SDRs internes. L'interprétation de ces profils se trouve dans la figure 2.17.

Ainsi, les failles sous les SDRs internes peuvent se diviser en trois groupes d'après les données de sismique réflexion : les failles majeures qui contrôlent la géométrie d'un prisme de SDR interne et montrent un pendage vers l'océan, les failles de second ordre qui produisent un faible déplacement et montrent un pendage identique et les failles antithétiques qui sont moins profondes et montrent un pendage vers le continent.


NW
SE
Fig.2.16a
Fig. 2.15a
PS1-0070
MOHO
10 km

b


NW
SE
Fig. 2.16b
Fig. 2.15b
Fig.3.25a
MOHO
10 km
UY1-4700

c

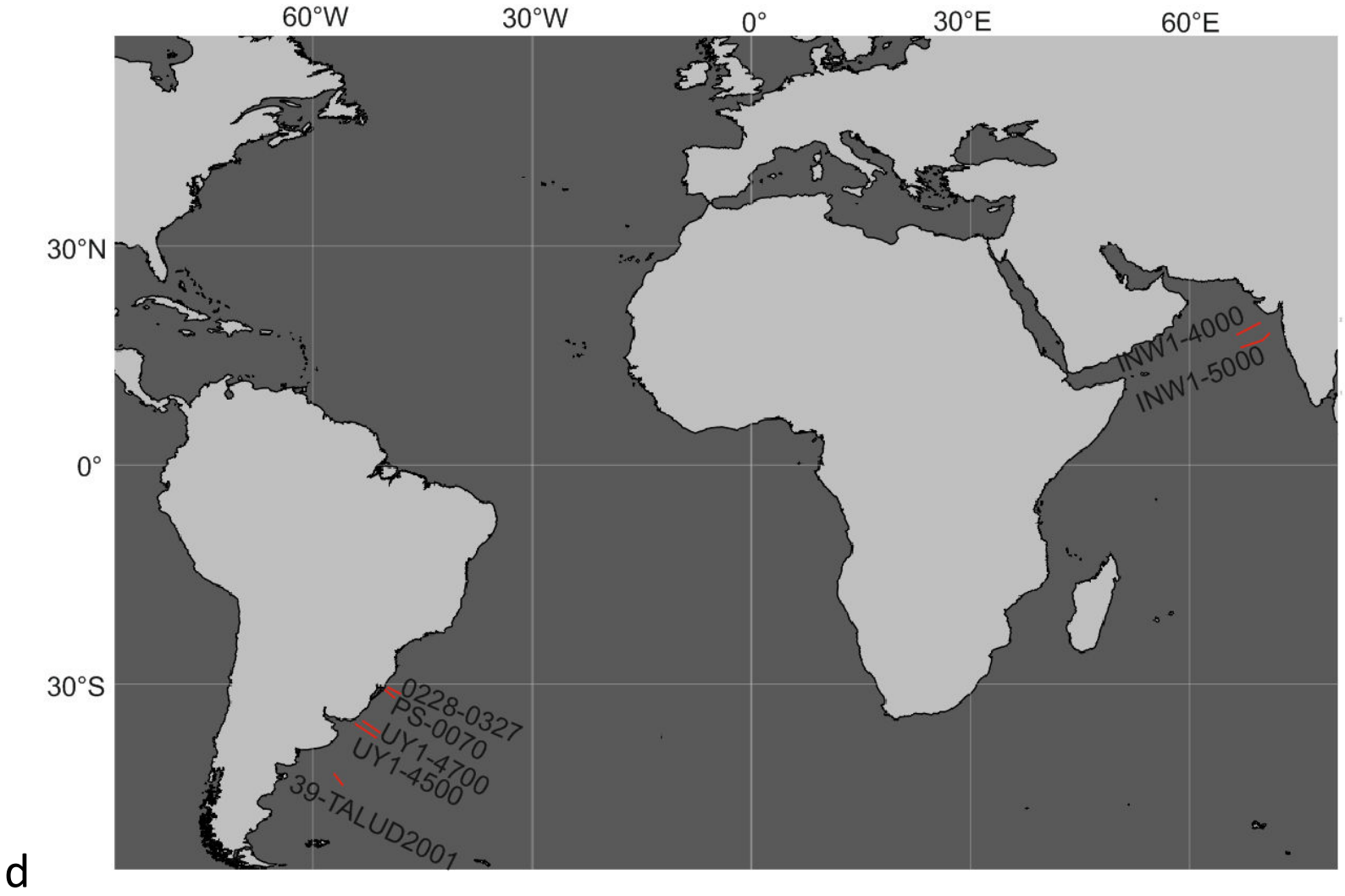


Figure 2.17 : a) Profil UY1-4700 interprété. b) Profil PS1-0070 interprété. c) Profil UY1-4700 interprété. d) localisation des profils sismiques étudiés dans cette thèse (39-TALUD2001, UY1-4700, 0228-0327, INW1-4000 cf. §3.3.1, UY1-4500 cf.§2.2.1, INW1-5000 cf. §2.2.3). Les profils sismiques non interprétés se trouvent dans l'annexe 7

2.1.6 Géométrie 3D des SDRs internes dans un contexte d'ouverture oblique (Nuussuaq, Groenland de l'Ouest) : étude conjuguée de terrain et par imagerie satellitaire

Mon objectif dans cette partie est de caractériser la géométrie de prismes SDRs successifs dans un contexte de marge volcanique oblique.

- **Contexte tectonique**

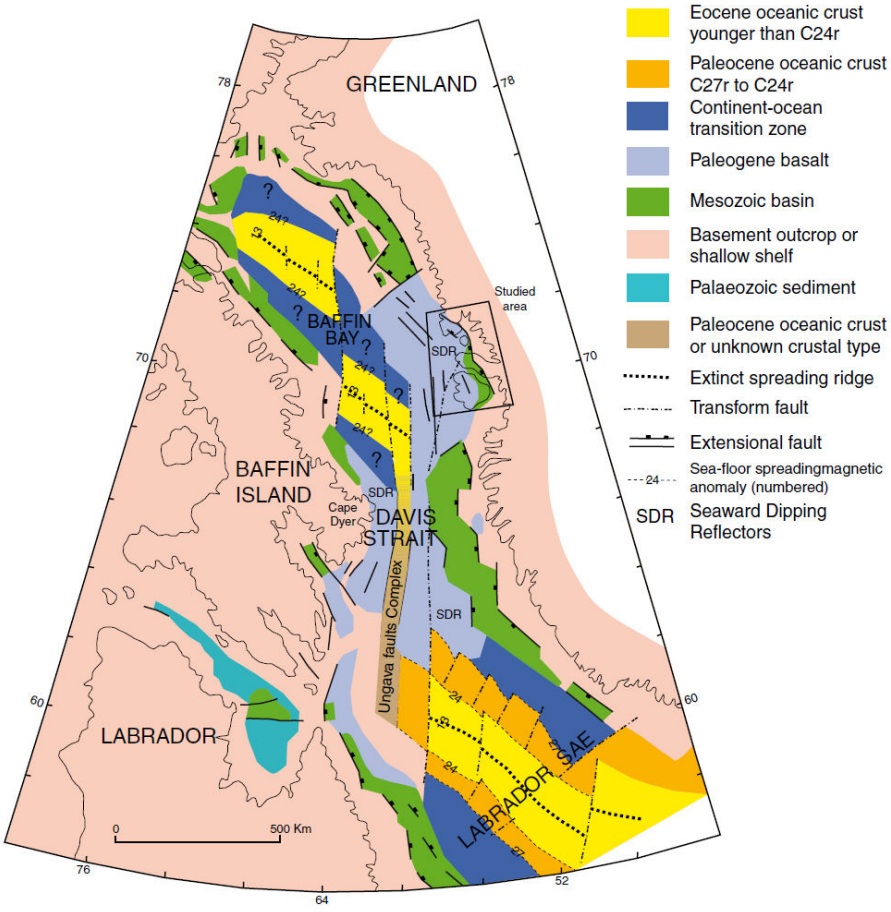


Figure 2.18 : Carte géologique simplifiée de l'axe Labrador-Baffin. La carte montre la localisation en offshore et en onshore des coulées basaltiques d'âge Tertiaire (Abdelmalak et al., 2012).

La zone étudiée se situe sur la marge SE de la Baie de Baffin, au nord de la mer de Labrador (Fig. 2.18). La première anomalie magnétique marquant le début de l'océanisation dans la Mer de Labrador correspond aux chrons 33 (75Ma) ou 27 (61Ma) suivant les auteurs (Roest & Srivastava, 1989 ; Chalmers & Laursen, 1995). La rupture continentale s'est propagée du sud (Mer de Labrador) vers le nord (Baie de Baffin) au Paléogène (Geoffroy et al., 2001 ; Abdelmalak et al., 2012).

Au niveau de la marge du Centre ouest Groenland, un évènement magmatique majeur accompagne la rupture continentale. Le magma basaltique est émis au Paléocène et à l'Eocène entre les latitudes 69N et 73N. Les basaltes affleurent à Disko, Nuussuaq, Ubekendt Ejland, Svartenhuk Halvø et dans les

zones intérieures plus au nord (Fig. 2.20) (Chalmers et al., 1995). Le magmatisme recouvre des roches métamorphiques précambriennes et des sédiments fluvio-deltaiques à marins d'âge Crétacé inférieur à Danien (Hald, 1976 ; Dam et al., 2009).

Sur cette marge, les structures magmato-tectoniques observables présentent une variabilité non seulement transversale mais aussi longitudinale (Geoffroy et al., 1998, 2001). La marge montre une flexuration des coulées basaltiques vers la zone océanique à l'Ouest d'une zone interne où les laves sont horizontales et se sont mises en place sous forme de hyaloclastites dans des lacs résiduels, le long des failles Crétacées (Fig. 2.20) (Abdelmalak et al., 2012). Cette flexuration est syn-magmatique et correspond à la formation de deux prismes de SDRs internes, le premier étant exposé dans la péninsule de Svartenhuk (Geoffroy et al., 2001).

Cette marge est caractérisée axialement par une succession de segments d'orientations différentes : NW à N-S à Disko, NE–SW à Nuussuaq et NW-SE à Svartenhuk Halvø (Fig. 2.20). Du Crétacé à l'Eocène, l'extension régionale est de direction NE-SW (~N060) (Fig. 2.19a,b). C'est ce régime qui contrôle le mécanisme de la rupture continentale syn-magmatique. A partir de l'Eocène, dès le breakup continental (C24, 54+/-0,6 Ma), la divergence devient NNE-SSW (Fig. 2.12c), comme le montre l'orientation des dykes les plus tardifs aussi que la direction des failles transformantes dans la Baie de Baffin (Abdelmalak et al., 2012).

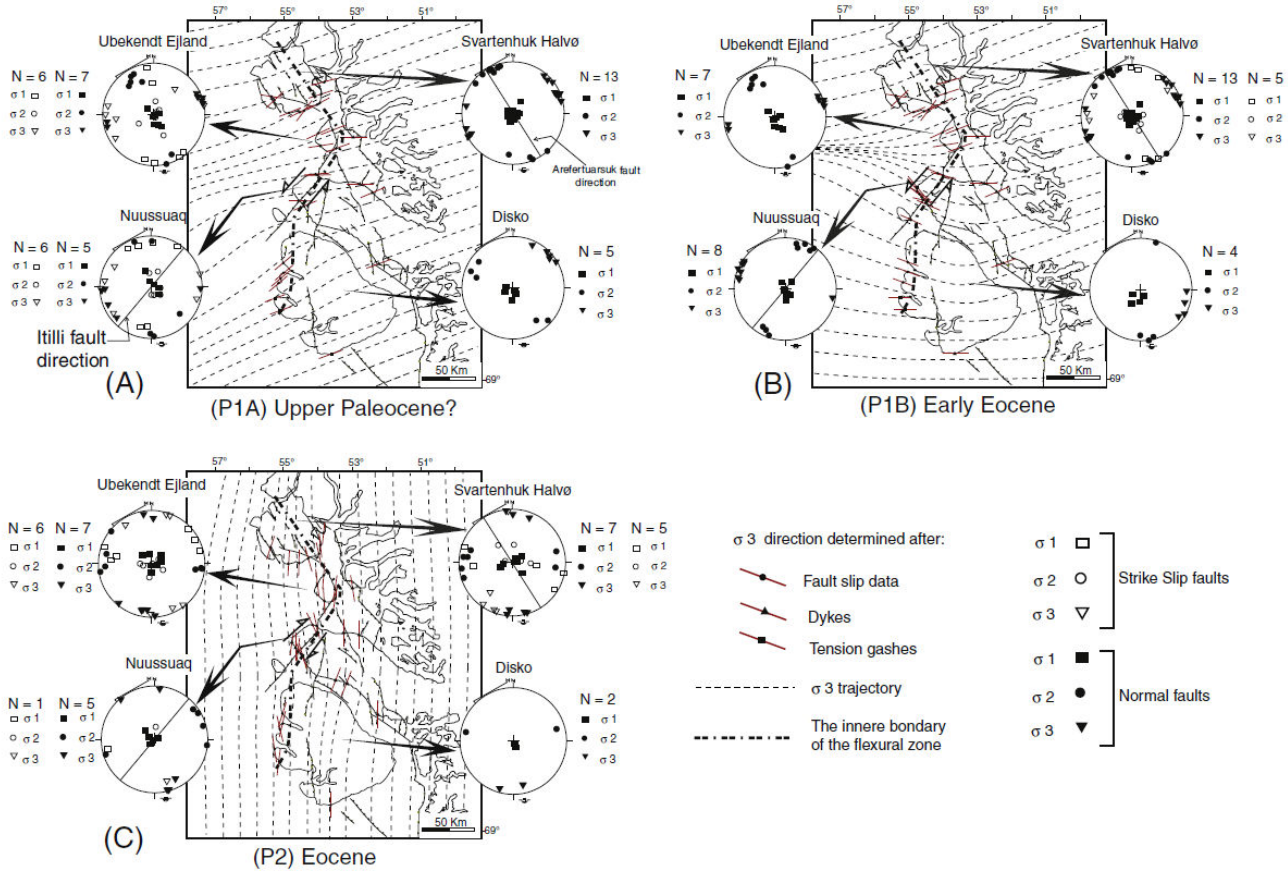


Figure 2.19 : Trajectoire de la contrainte principale minimale σ3 déterminé à partir de failles montrant le changement des contraintes du Paléocène supérieur à L'Eocène (Abdelmalak et al., 2012).

Dans ce contexte, la zone de Nuussuaq (Fig. 2.20) représente un segment oblique de cette marge volcanique relativement à l'extension régionale tertiaire syn-magmatique de direction NE-SW.

La péninsule de Nuussuaq est limitée à l'Est par la faille d'Itilli orientée NE-SW (Fig. 2.20 et 2.21). Cette faille est probablement en relation avec la zone de failles d'Ungava (Fig. 2.18) qui a fonctionné comme une faille transtensionnelle sénestre du Crétacé à C24r (53.3-55.9 Ma) (Chalmers et al., 2001). La zone d'Ungava a fonctionné en transtension sénestre du Crétacé à C24 puis en transpression de C24n (53 Ma) à C13 (35Ma) (Geoffroy et al., 2001).

La faille d'Itilli contrôle probablement en partie l'orientation oblique de la flexure à l'extrémité de Nuussuaq relativement à la direction d'extension régionale. La faille d'Itilli est une structure héritée du Crétacé (Chalmers et al., 1999) qui a été réactivée du Paléocène à l'Eocène supérieur comme une faille transtensionnelle sénestre (Fig. 2.20) (Abdelmalak, 2012). D'après les observations de terrain, elle se divise probablement en deux branches au nord de la péninsule (Fig. 2.21). A la limite Paléocène-Eocène, les contraintes principales, déterminées par inversion tectonique d'un très grand nombre de failles striées sur le terrain (Abdelmalak et al., 2012), se réorientent localement au niveau de Nuussuaq, $\sigma 3$ montrant une direction NW-SE (Fig. 2.19b) dans un contexte où l'extension régionale reste toujours N060E.

A Nuussuaq, les sédiments d'âge Crétacé sont recouverts par les séries basaltiques tertiaires des formations de Vaigat (Paleocène, 61-62Ma, Larsen et al., 2016), de Maligat (Paleocène, 60-61Ma, Larsen et al., 2016) et de Kanisut (Eocène, 54-56Ma, Larsen et al., 2016). Ces 3 formations volcaniques sont toutes discordantes sur les structures plus anciennes qu'elles recouvrent.

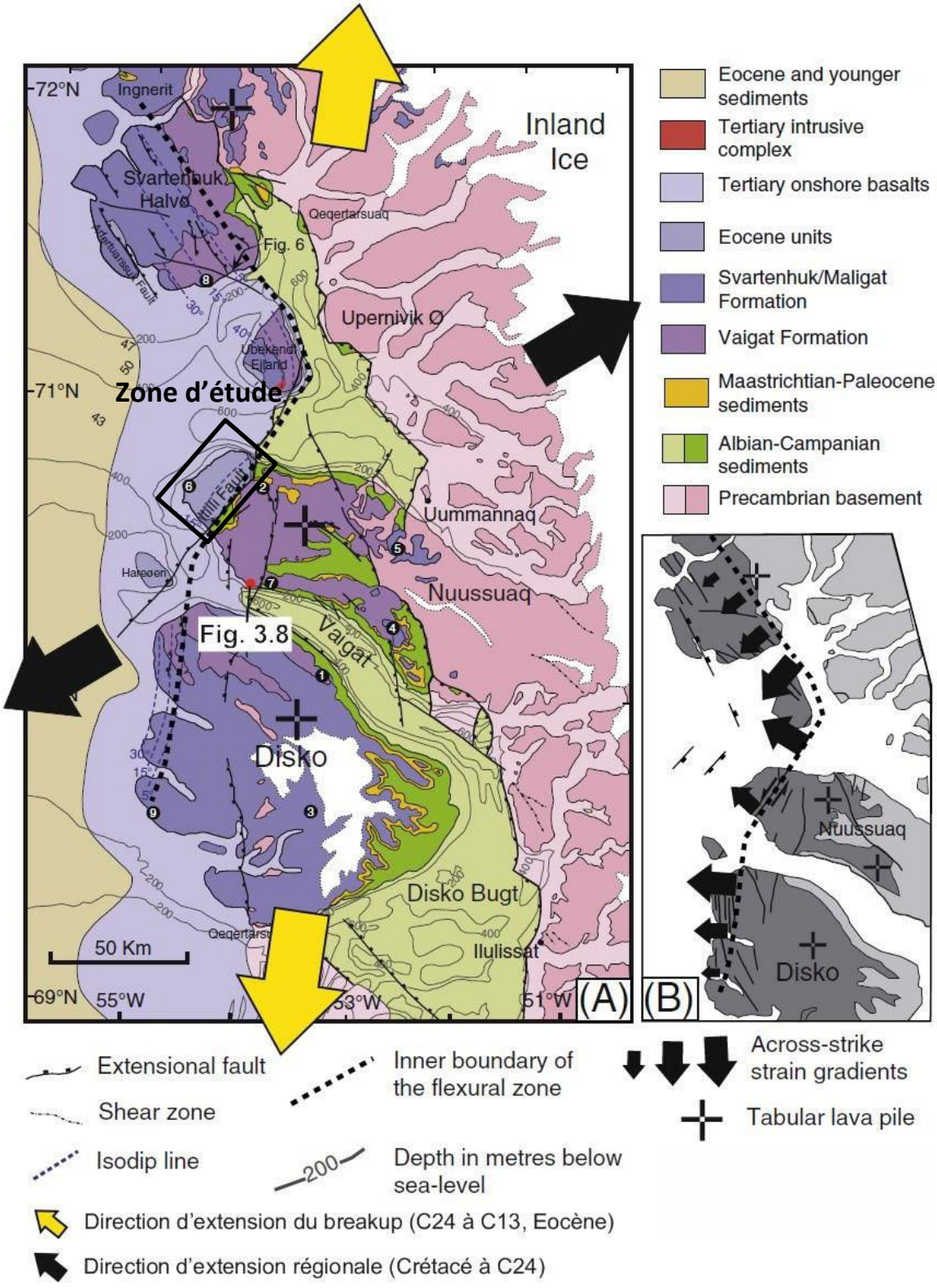


Figure 2.20 : A) Structure tectonique générale de la marge Centre ouest Groenlandaise. La figure B montre trois segments de directions différentes avec une augmentation de la déformation vers l'extrémité de chaque segment.

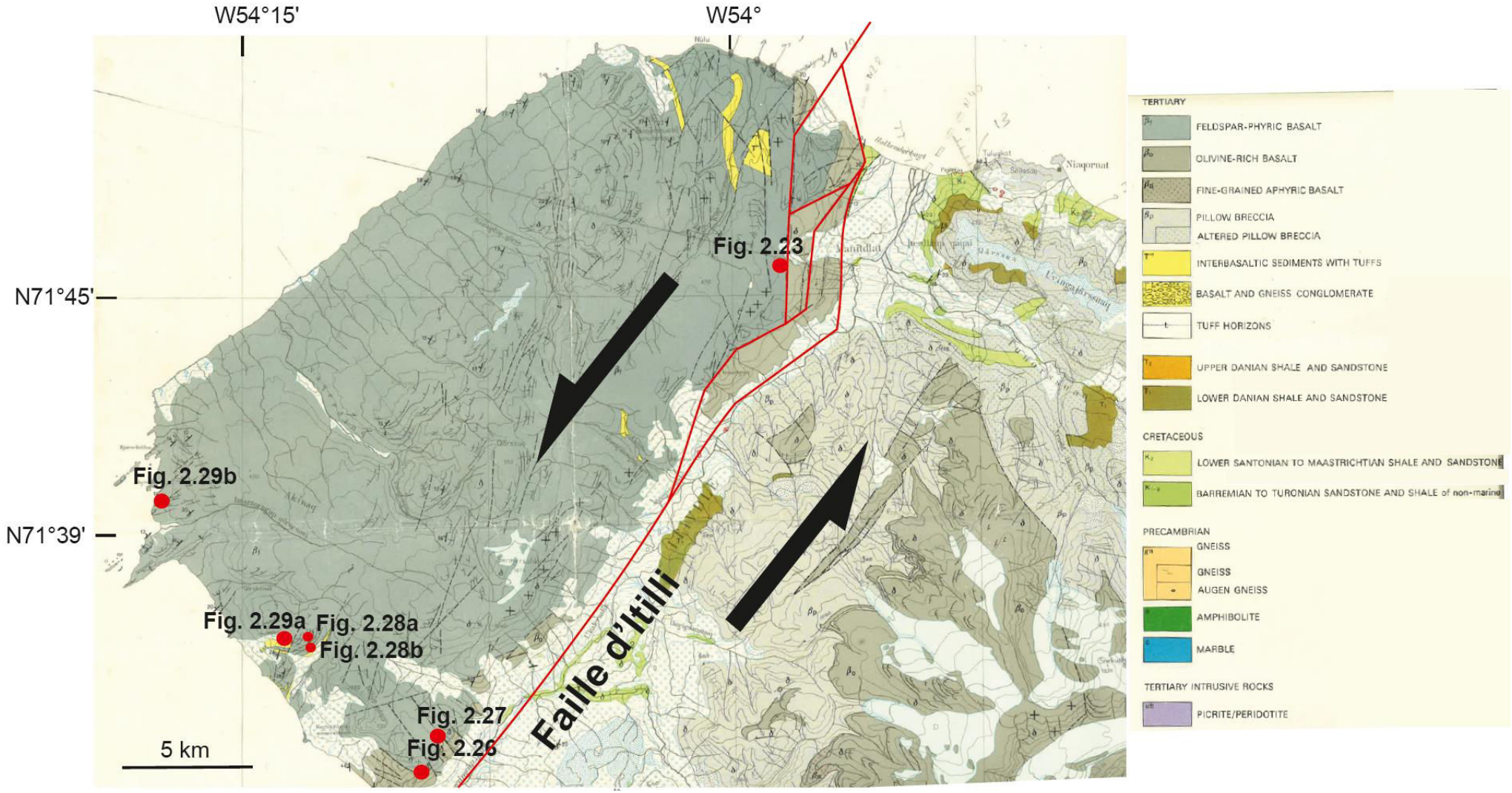


Figure 2.21 : Carte géologique de l'Ouest de Nuussuaq, (Rosenkrantz, et al., 1974). La péninsule de Nuussuaq au NW de la faille d'Itilli a été globalement subsidente relativement au reste de la péninsule comme le montre la juxtaposition à la même altitude du Danien sédimentaire et de la formation de Maligat (basaltes à phénocristaux de feldspath, β1 dans la légende) de part et d'autre de la faille d'Itilli dans la vallée.

- **Méthodologie**

L'orientation des coulées de laves sont très difficilement mesurables. Les laves sont très facilement érodées (joints de refroidissement et dissolution sélective des phases ferromagnésiennes) et ne présentent pas sur le terrain de surface régulière, sauf rares exceptions. Mon objectif était de contourner ces obstacles en utilisant des données satellitaires dans une zone altérée non recouverte par de la végétation.

Une étude conjointe d'images satellitaires et d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) de la partie ouest de la péninsule de Nuussuaq a été réalisée en utilisant Arcgis™. Ce travail avait pour l'objectif de mesurer les pendages et les directions des coulées de laves des différentes formations basaltiques (Vaigat, Maligat et Kanisut) qui se situent à l'Ouest de la faille d'Itilli afin de dégager la structure 3D des SDRs internes dans un système oblique (Fig. 2.22).

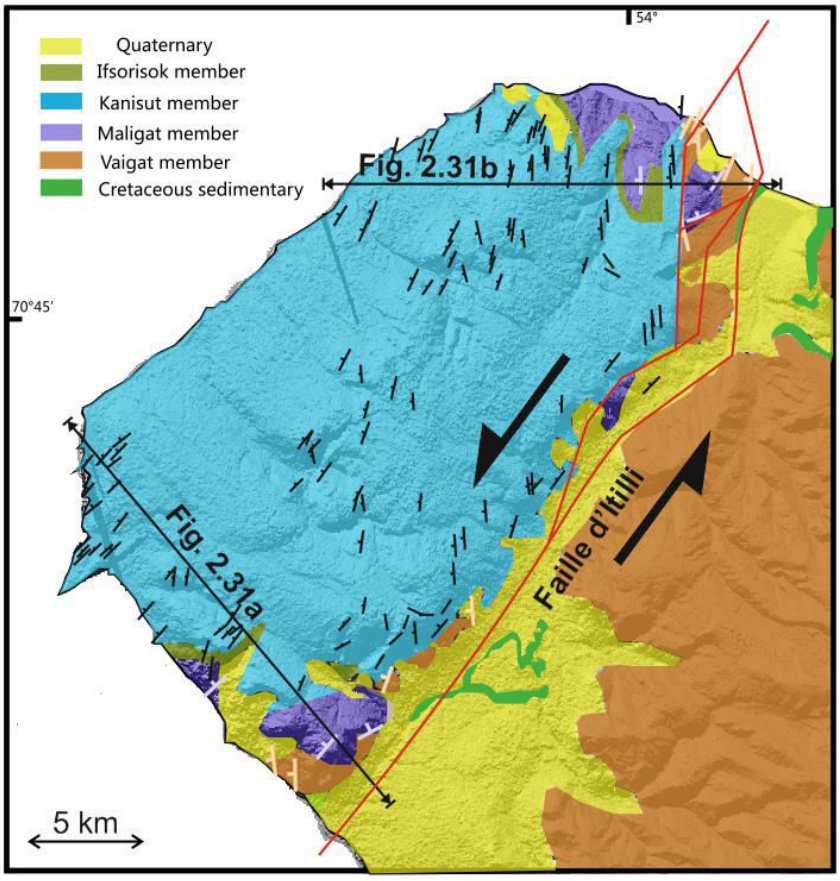


Figure 2.22 : Carte géologique de l'extrémité de la péninsule de Nuussuaq. Deux coupes sont faites à travers la zone d'étude. Les coupes se trouvent dans la figure 2.31.

L'étude a été effectuée en trois étapes :

1) Les modèles MNT ont été téléchargés depuis le site de l'USGS (https://lta.cr.usgs.gov/get_data). J'ai combiné ce MNT (Fig. 2.23) d'une résolution de 3*3 m de la partie ouest de la péninsule de Nuussuaq avec des couples d'images satellites Spot 6 d'une résolution de 1 m (Fig. 2.23b), en reportant les données d'altitude du MNT sur les

images satellites. La zone d'étude a une dimension de 34 km*34 km (Fig. 2.23a) mais je présente dans mon travail uniquement les données structurales extraites au NW de la faille d'Itilli. La combinaison de l'image satellite Spot 6 et du modèle MNT me permet d'identifier les différentes coulées de laves et de mesurer leurs orientations.

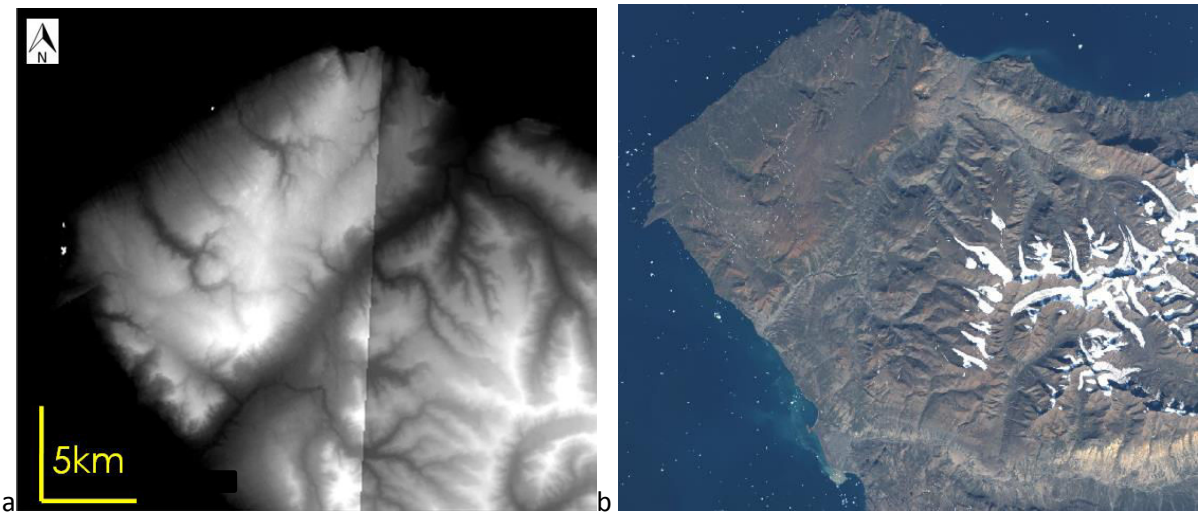


Figure 2.23 : a) Modèle numérique de terrain (MNT) de la zone d'étude. b) Image satellite Spot 6 de la zone d'étude.

2) J'ai identifié différentes coulées de lave dans la zone d'étude et j'ai calculé la direction et le pendage de chaque coulée à partir de 3 points de mesure (pour définir le plan de la coulée) sur la surface de chaque coulée (Fig. 2.24a). Cela me permet de calculer la direction et le pendage des coulées de lave avec une incertitude d'environ 3°.

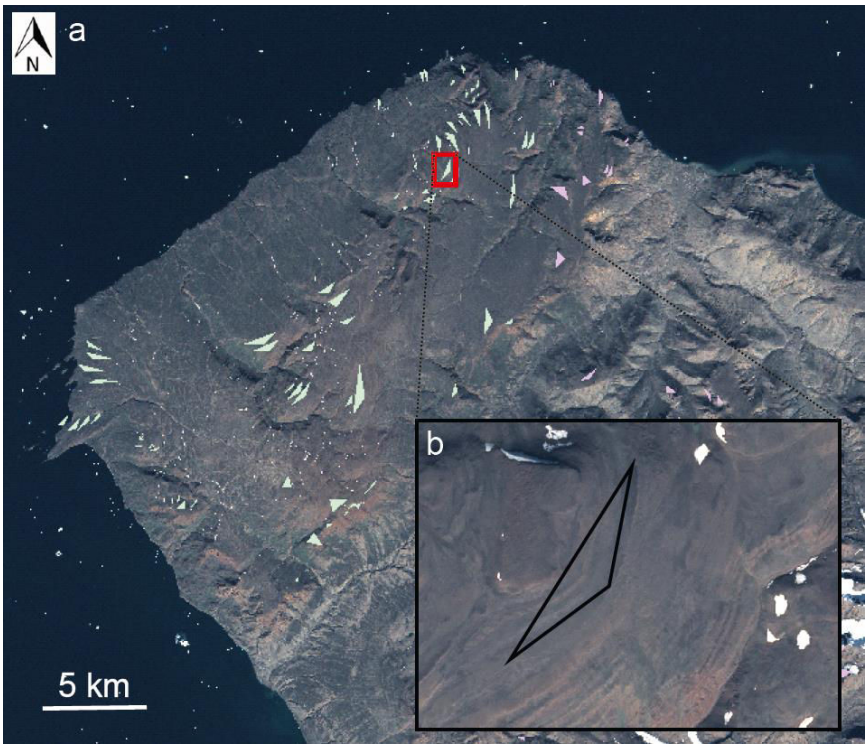


Figure 2.24 : a) Plans de coulées prises pour toute la zone d'étude (en triangle). Les triangles verts et roses correspondent aux mesures des coulées de lave dont l'orientation a pu être mesurée précisément. b) Zoom sur une coulée de lave avec trois points de mesure.

3) J'ai combiné mes résultats avec les données bibliographiques (Bente et al., 1976 ; Hald, 1976). J'obtiens finalement une compilation de données de directions et de pendages de coulées basaltiques relativement homogène et dense (Fig. 2.25). Une telle grille de données n'a jamais été obtenue avec cette précision sur un SDR.

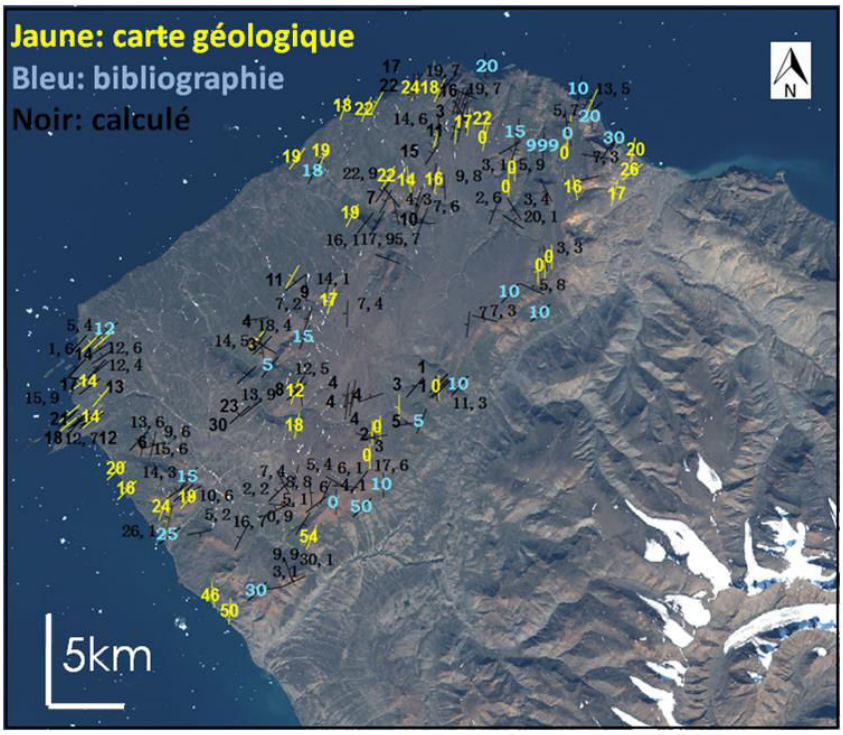


Figure 2.25 : Croissement de différentes données de directions et de pendages des coulées de laves dans la zone d'étude. Les nombres correspondent aux pendages des coulées.

Dans la formation de Vaigat, les coulées de laves montrent une direction N-S et un pendage moyen de 50°W. Dans la formation de Maligat, les coulées de laves montrent une direction de N050W et un pendage moyen de 25°NW (elles sont horizontales près de la faille d'Itilli). Dans la formation de Kanisut, les coulées de laves montrent une direction qui varie de N020E (au NW) à N050E (au Sud) et un pendage qui varie de 5°NW (à l'Est) à 20°W (au Nord) et à 23°NW (au Sud) (Fig. 2.22).

- **Observations sur terrain**

Une mission de terrain à l'extrémité est de Nuussuaq a été réalisée en 2015, associée à des observations directes et à des mesures de directions et de pendages des coulées de laves dans les trois formations basaltiques.

Dans la formation de Vaigat, on observe un réseau de dykes et de sills. Les coulées de laves sont très tectonisées (Fig. 2.26). De nombreuses failles normales syn-magmatiques présentent des pendages apparents vers le continent compris entre 58° à 78°. Le contact entre les formations de Maligat et de Vaigat, est une discordance angulaire au-dessus d'une surface d'érosion (Fig. 2.26, 2.27).

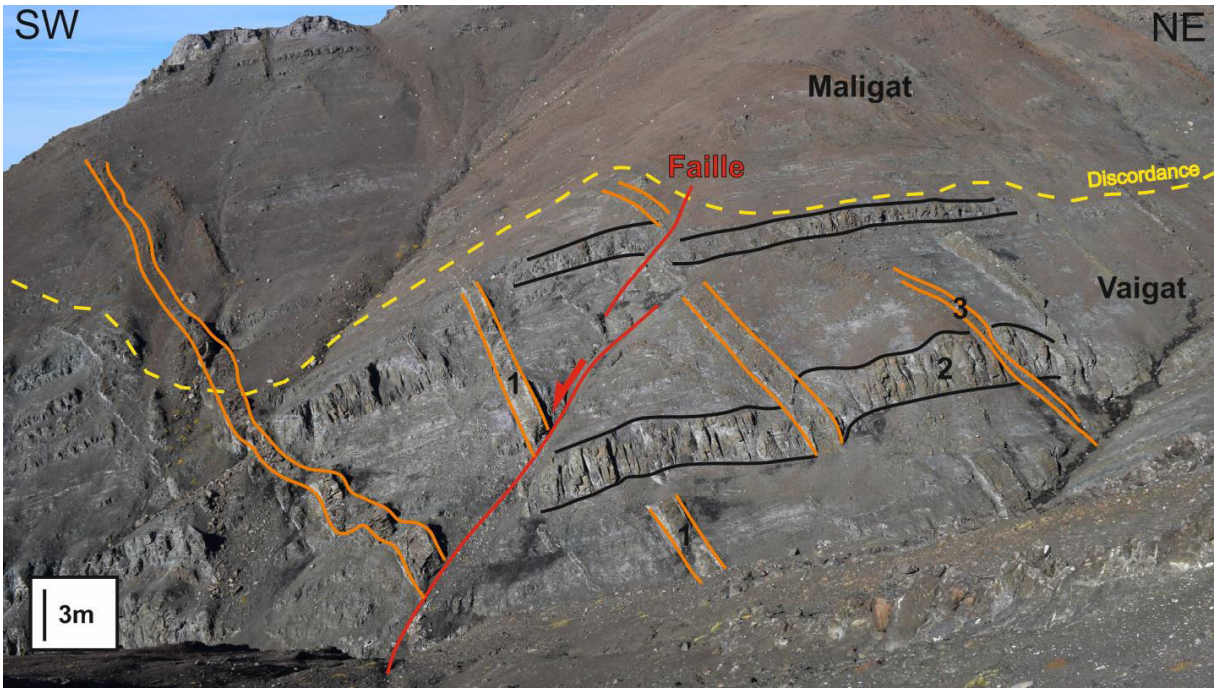


Figure 2.26 : Formations de Maligat et de Vaigat. La formation de Vaigat est constituée essentiellement de compound flows à texture pahoehoe, très tectonisée. La formation de Maligat est composée également de compound flows mais aussi et surtout de groupes de coulées massives (cf. Fig. 2.28). Ces formations sont recoupées par des sills et des dykes mafiques. La localisation de la photo est indiquée dans la figure 2.21.

Dans la formation de Vaigat, on observe souvent les dykes remplis d'un magma du même type que celui observé dans la formation de Maligat (les facies feldspathiques de Maligat sont facilement distinguables par leur degré d'oxydation et en phénocristaux, Fig. 2.27). Ces dykes alimentent les coulées de la formation de Maligat.

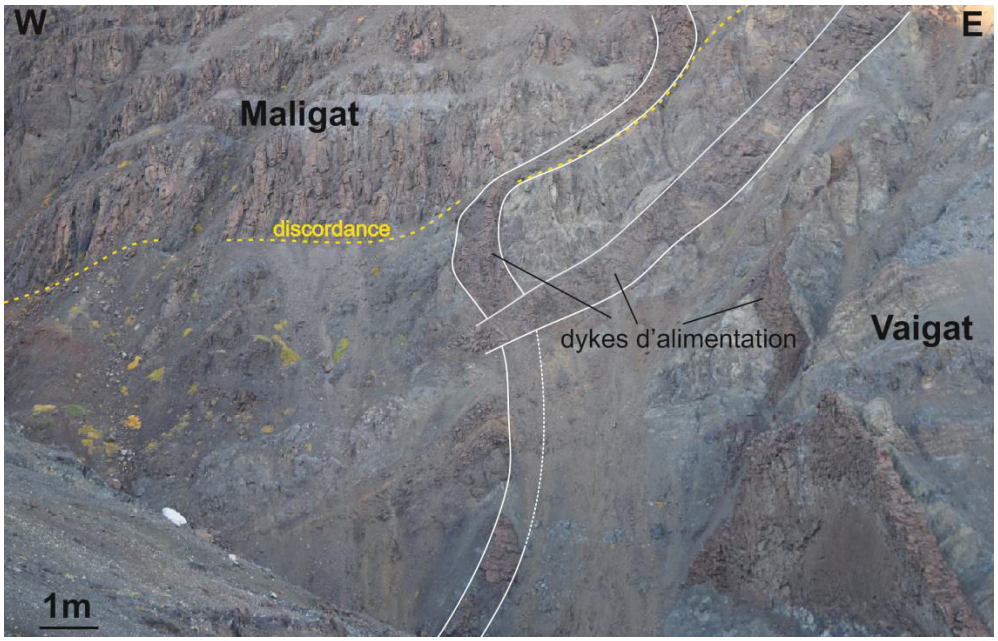


Figure 2.27 : Dykes alimentant les laves de la formation de Maligat. La localisation de la photo est indiquée dans la figure 2.21.

Dans les formations de Maligat et Kanisut, les laves sont nettement moins tectonisées, la déformation est moins pénétrative. La formation de Maligat est composée essentiellement de coulées massives (Fig. 2.28). On observe une alternance entre coulées de laves (d'une épaisseur moyenne de 2m) et paléosols (d'une épaisseur moyenne de 0,5 m). On a également observé une faille normale à pandage vers le continent et les coulées sont décalées (Fig. 2.28b).

a.

b.

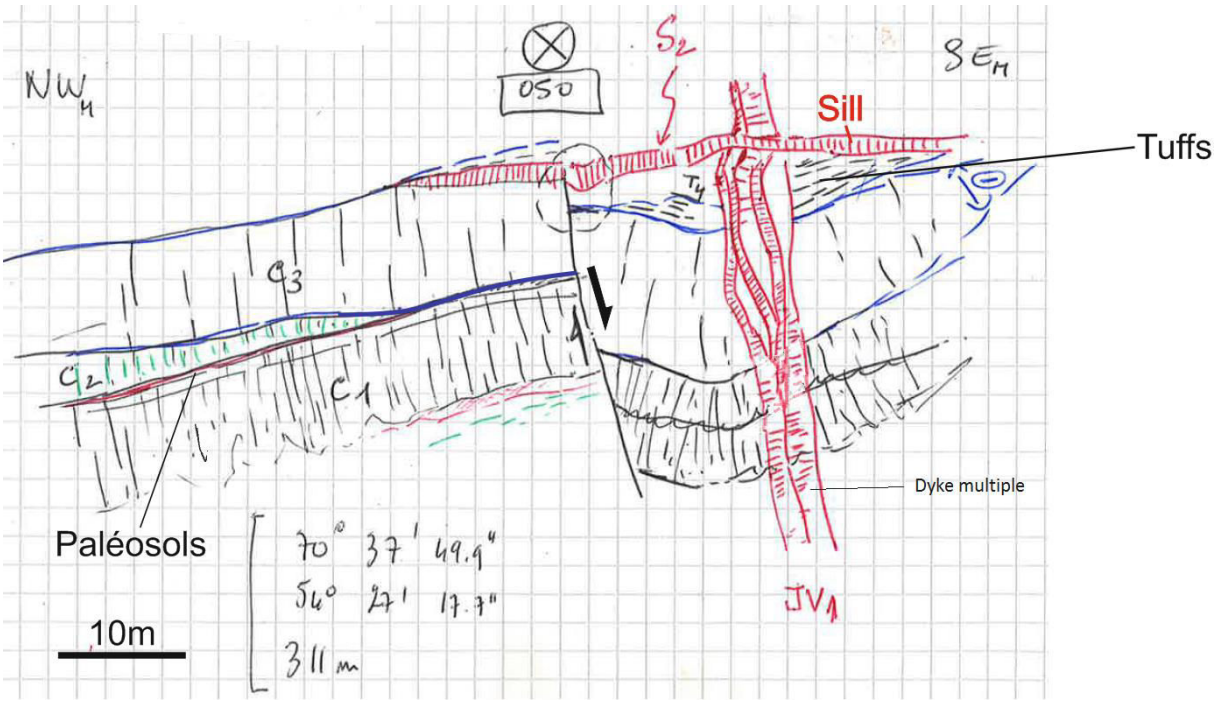
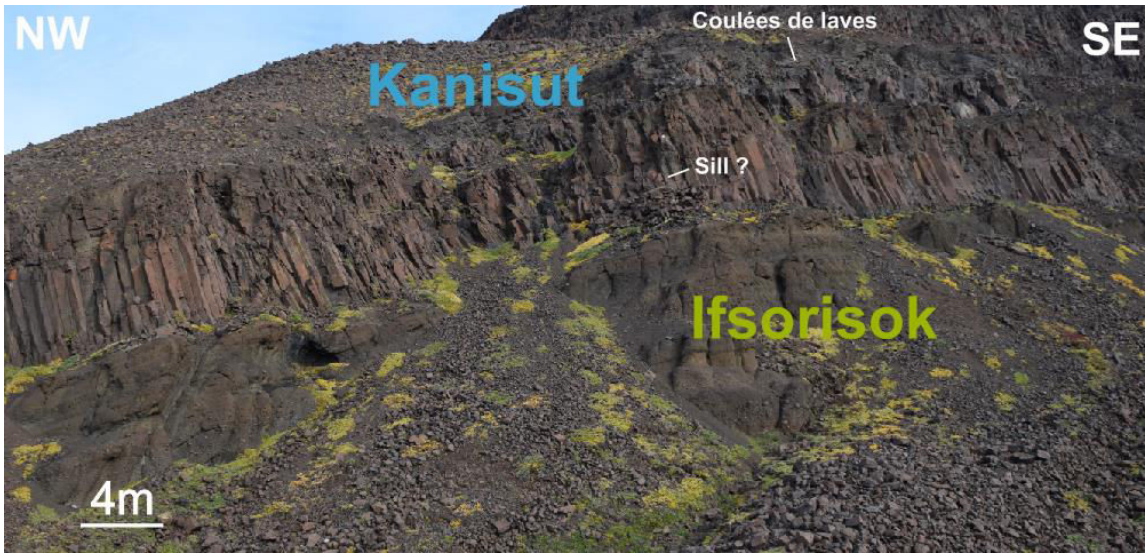


Figure 2.28 : a) Formation Maligat. Les joints de refroidissement des coulées de laves sont visibles. b) Faille normale mineure à pendage vers le continent observée sur le terrain. Noter le basculement de C1 avant la mise en place de C3. La faille est syn-magmatique car elle est scellée par un sill doléritique. Coupe réalisée par Laurent Geoffroy sur le terrain. La localisation des images est indiquée dans la figure 2.21.

Une formation sédimentaire tertiaire, la formation d'Ifsorisok, se trouve en dessous de la formation de Kanisut (Fig. 2.29a). Dans la formation de Kanisut, on observe beaucoup d'intrusions de sills avec des joints de refroidissement très nets (Fig. 2.29a,b).

a.



b.

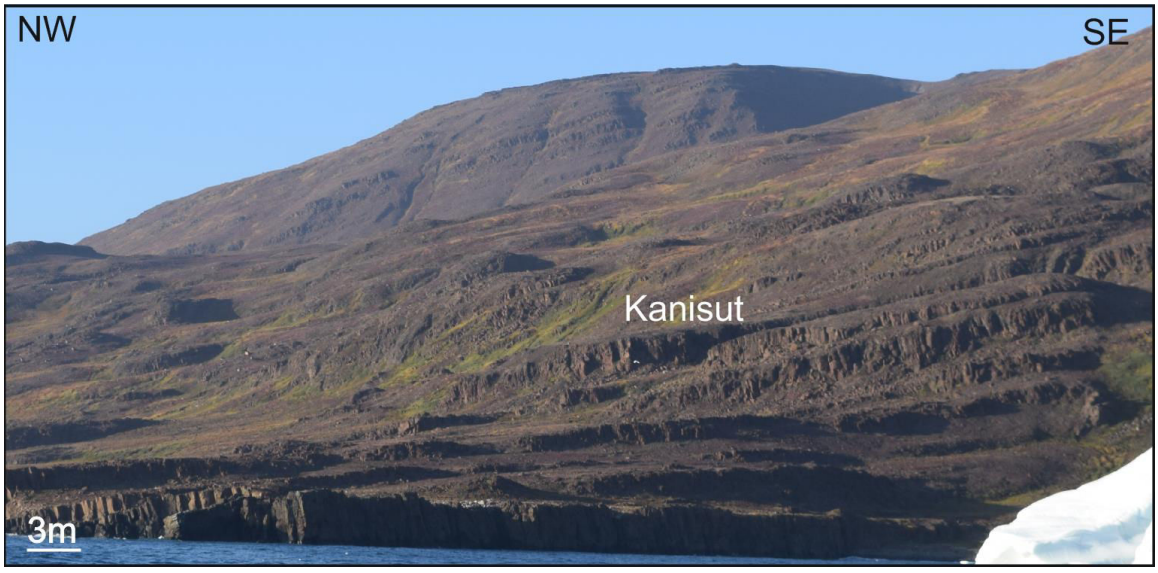


Figure 2.29 : a) Formation d'Ifsorisok sous la formation de Kanisut. b) Formation de Kanisut. La localisation des photos est indiquée dans la figure 2.21.

Au nord de Nuussuaq les failles satellites de la faille d'Itilli recoupent et bréchifient les formations de Vaigat comme de Maligat en formant localement des structures en fleur négatives, démontrant une tectonique transtensionnelle sur cette faille lors du développement des SDRs (Fig. 2.30).

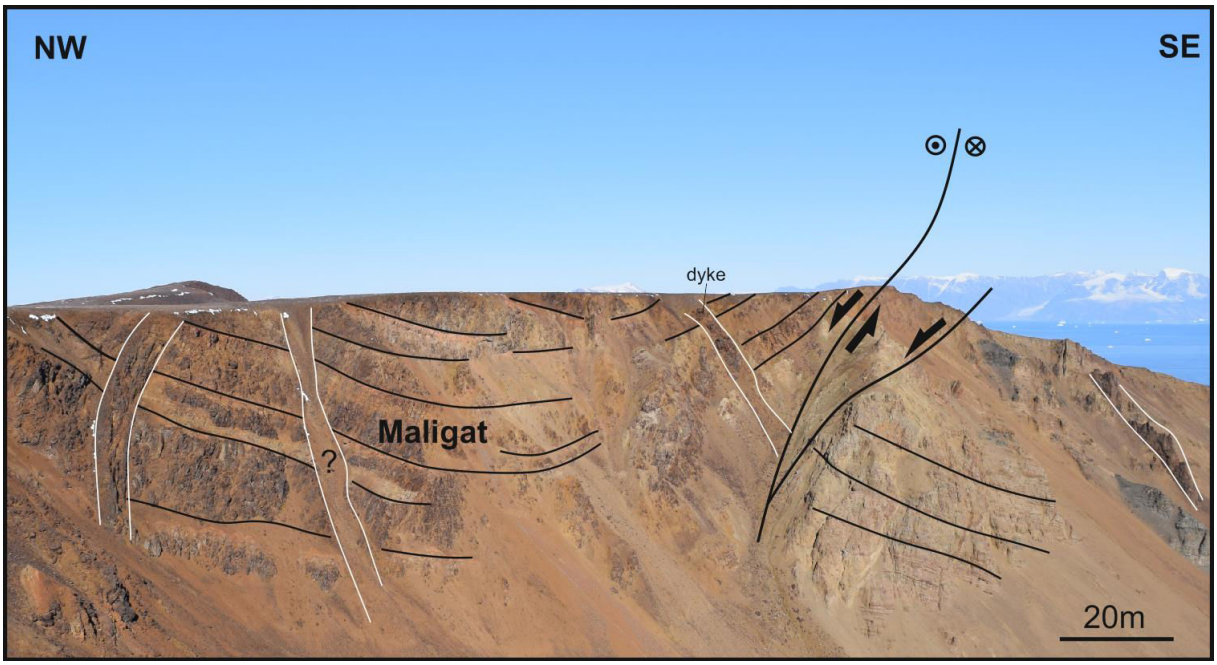


Figure 2.30 : Faille décrochante Tertiaire avec structure en fleur en extension observée au nord de la zone d'étude. Les basaltes présentent un pendage vers le SE (et pas vers le NW, cf. Fig. 2.25 et 2.31) associé au jeu des failles normales car ils sont déformés par le jeu transtensif de la faille d'Itilli au Tertiaire (dans la vallée à droite et en dehors de l'image). La faille observée, cartée dans la figure 2.21 est une faille satellite de la faille d'Itilli. Les coulées de Maligat sont recoupées par des dykes et qui post-datent le tilt des laves et donc, probablement la structure en fleur. Cette zone est fortement altérée par la circulation hydrothermale. La photo est localisée dans la figure 2.21.

Les coupes structurales de la figure 2.31 synthétisent les observations réalisées lors de la mission de terrain. On constate que plus les SDRs se développent, plus leur dimension devient importante et moins la déformation interne du SDR semble forte.

Les failles syn-magmatiques à pendage vers le continent s'observent bien dans la formation de Vaigat et de Maligat mais moins facilement dans la formation Eocène de Kanisut. Néanmoins des laves tiltées de même âge constituent la partie supérieure du prisme de SDR du Svartenhuk qui est un prisme en roll-over anticlinal très clair et très étudié, développé au-dessus du détachement d'Arfertuarsuk (Fig. 2.32).

Néanmoins la faille majeure contrôlant le prisme de Nuussuaq est en position offshore et sa relation avec la faille d'Arfertuarsuk non connue. J'ai utilisé les profils sismiques disponibles dans les fjords de Vaigat et d'Uummannaq (Fig. 2.32) pour essayer de localiser en mer la faille qui pouvait contrôler le développement du prisme de Kanisut. Malgré une résolution limitée de ces profils sismiques et une faible pénétration (environ 1s TWT ; données acquises par le GEUS, Danemark et utilisées dans le cadre de la thèse de M. Abdelmalak (2010)), j'ai réussi à identifier une série de failles normales syn-magmatiques (Fig. 2.32) généralement à pendage vers le continent, qui semblent contrôler la géométrie interne du SDR interne. Sur la plupart des profils, j'ai pu identifier la faille majeure qui contrôle au premier ordre le prisme. Cette faille a été localisée sur la carte géologique par des points verts (Fig. 2.32).

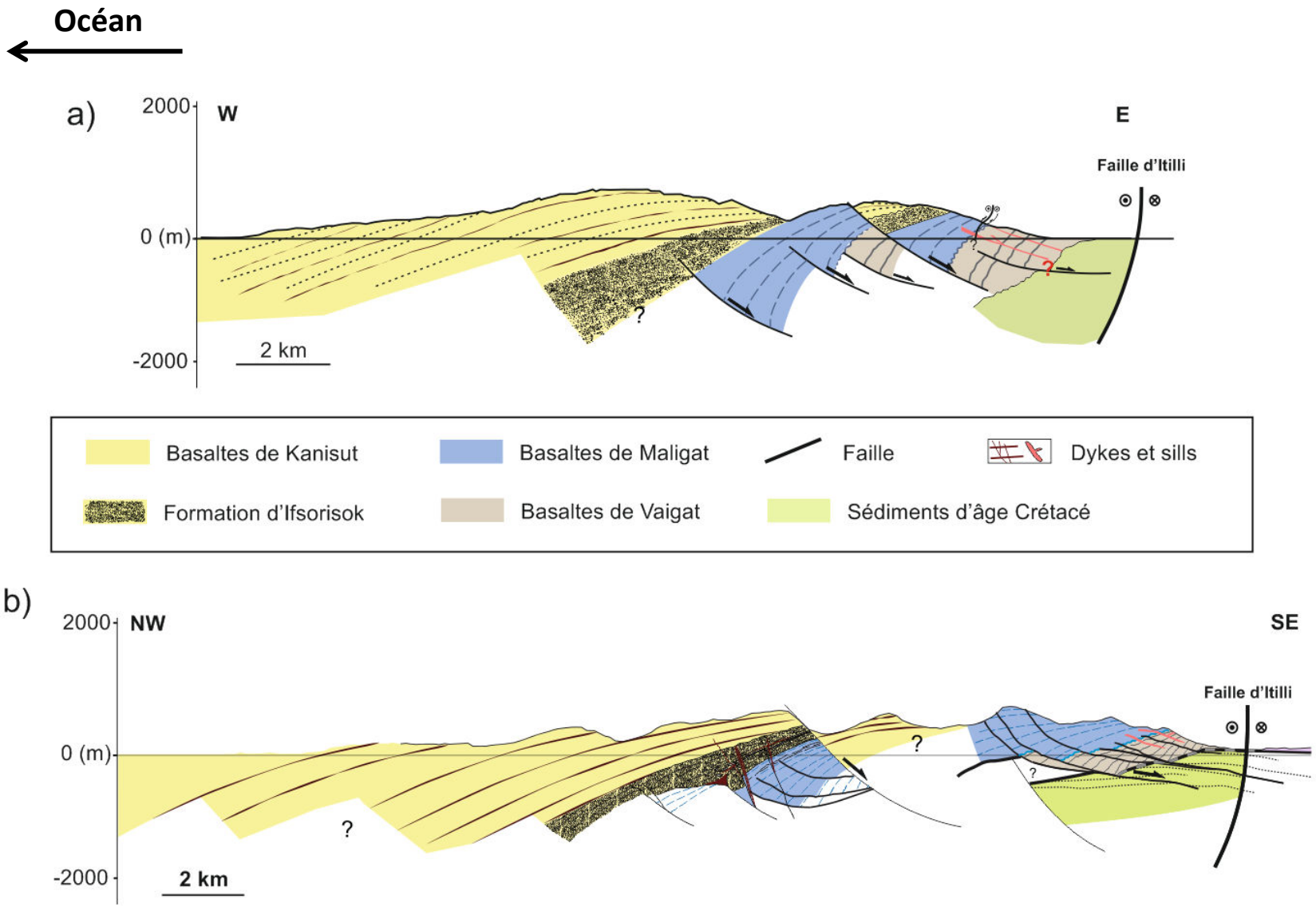


Figure 2.31 : a) Coupe de la côte nord de la péninsule de Nuussuaq b) Coupe de la côte sud de la péninsule de Nuussuaq (coupes localisées dans la figure 2.22. Coupes réalisées par François Chauvet (L'épaisseur de la formation d'Ifsorisok est sans doute exagérée). Les âges des formations principales : Vaigat : Paleocène, 61-62Ma (Larsen et al., 2016) ; Maligat : Paleocène, 60-61Ma (Larsen et al., 2016) ; Kanisut : Eocène, 54-56Ma (Larsen et al., 2016).

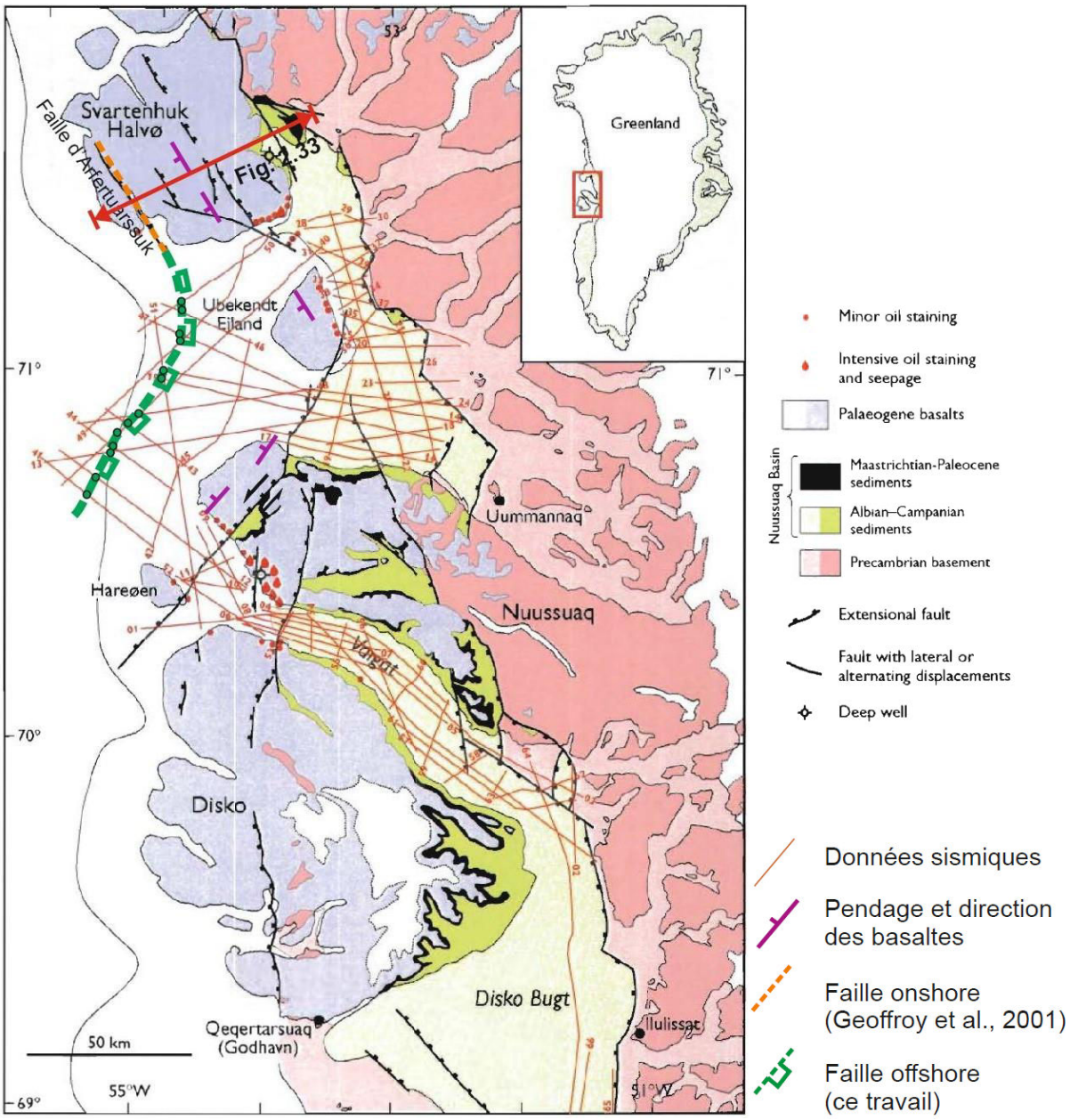


Figure 2.32 Faille majeure offshore en limite du prisme de Kanisut. Ces profils proviennent du projet NuussuaqSeis 2000 dont l'objectif était de mieux comprendre les structures superficielles du bassin de Nuussuaq et d'évaluer le potentiel en hydrocarbures des zones situées onshores et offshores (Marcussen et al., 2001).

A partir de l'interprétation de ces données sismiques, j'identifie une faille majeure en mer qui présente un pendage moyen d'environ 50° vers le continent (prenant une vitesse de l'onde sismique du basalte de 6.5 km/s). Cette faille est la prolongation en mer de la faille d'Arfertuarssuk de Svartenhuk (Fig. 2.32) (Geoffroy et al., 2001). Au large de Nuussuaq, elle est parallèle à la faille d'Itilli. Entre les deux failles majeures, il existe une zone faillée visible aussi bien à terre qu'en mer, qui est constituée d'une série de failles normales à pendage vers le continent de direction NE-SW sub-parallèle à la direction de l'extension régionale (Fig. 2.20).

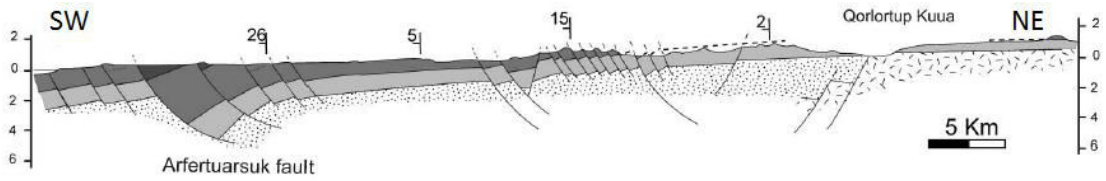


Figure 2.33 : Coupe géologique à travers la péninsule de Svartenhuk (Abdelmalak, 2012). Les laves les plus sombres contre la faille d'Arfertuarssuk sont datées de l'Eocène et sont contemporaines de la mise en place de la formation de Kanisut à Nuussuaq.

- **Conclusion : structure de la marge oblique de Nuussuaq**

La géométrie globale du prisme de Nuussuaq est globalement semblable à celle du Svartenhuk : l'ensemble constitue un SDR interne de premier ordre, dans lequel on reconnait des sub-structures de géométrie et de développement similaire (Fig. 2.34).

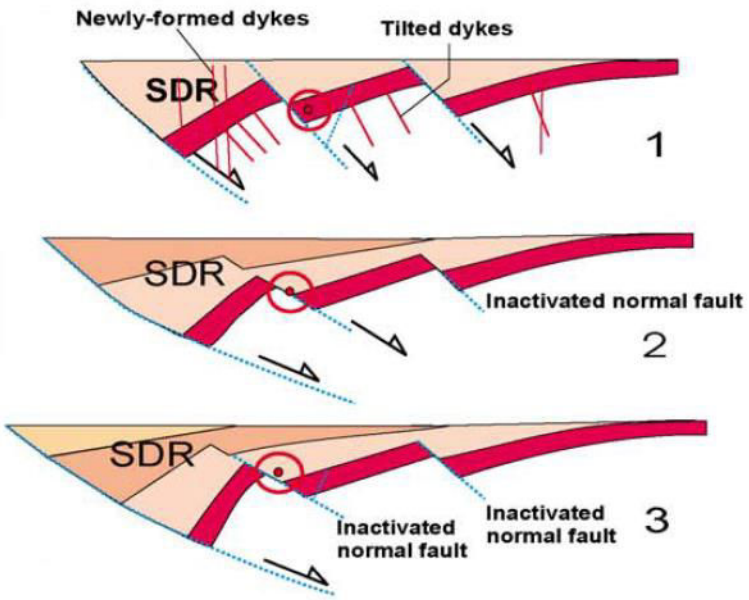


Figure 2.34 : Mode de formation des SDRs interprétés comme des anticlinaux en roll-over (Geoffroy, 2005)

Néanmoins l'obliquité de la marge introduit une complexification de sa structure 3D (Fig. 2.25).

Les sous-prismes volcaniques se développent au cours du temps suivant des directions différentes en relation avec la réorientation des contraintes principales au niveau de Nuussuaq à l'Eocène inférieur (Fig. 2.19) :

- Au stade Vaigat (Paléocène), le prisme en développement de direction NS est orthogonal à la contrainte principale minimale du milieu ($\sigma 3$) qui est légèrement défléchie dans une direction EW relativement à la direction régionale d'extension (Fig. 2.19). Cette réorientation des contraintes principales dans le plan horizontal est probablement liée à la perturbation mécanique apportée par la faille d'Itilli dont la direction N045E est proche du $\sigma 3$ régional qui est N060E. Un angle faible entre cette faille, qui a joué naturellement en décrochement sénestre, et $\sigma 3$ prédispose à une réorientation de la contrainte minimale orthogonale à la faille (Fig. 2.35, Homberg et al., 1997).

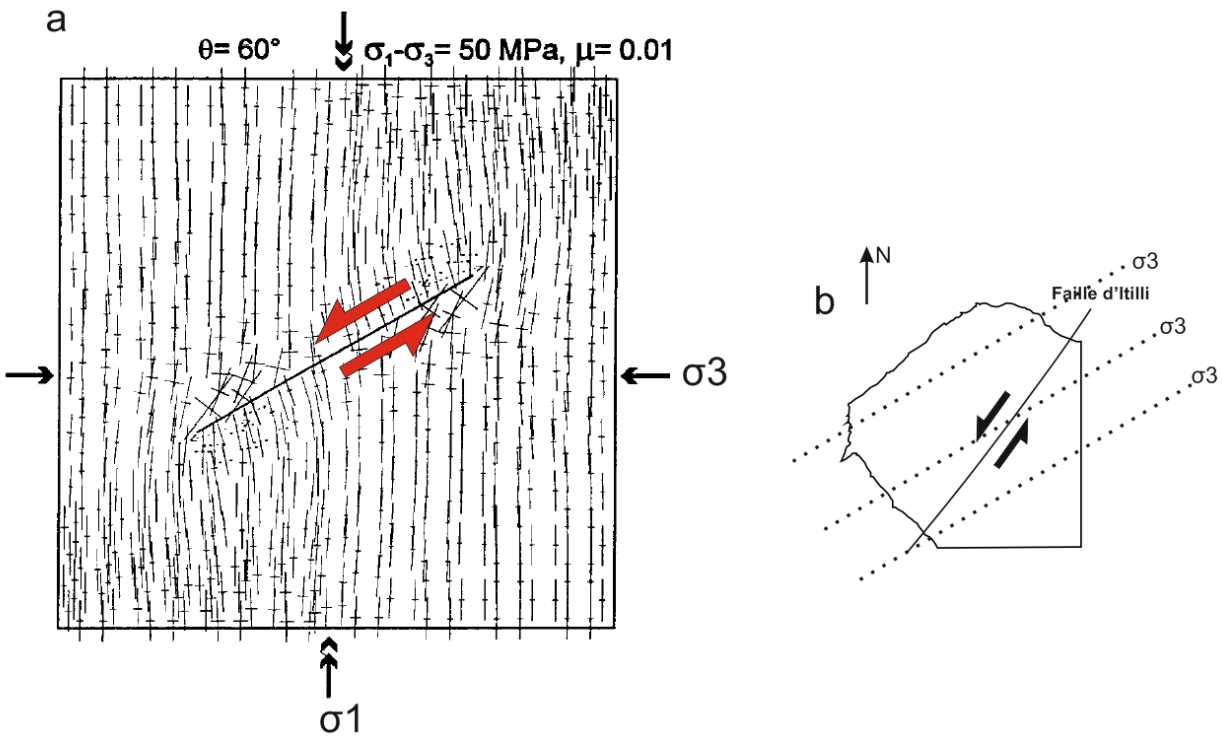


Figure 2.35 : a) Trajectoires des contraintes principales perturbées par une discontinuité (ligne droite) prouvant dans le contexte de ma thèse représentée la faille d'Itilli (figure b). L'angle entre la discontinuité et la contrainte principale maximale est de 60°. σ1-σ3= 50Mpa. μ=0.01. (Homberg et al., 1997).

- Au stade Maligat puis Kanisut, le changement de direction des coulées de laves vers une direction NE-SW (Fig. 2.22) est en accord avec la réorientation des contraintes principales régionales au niveau de la péninsule de Nuussuaq qui est nettement plus forte qu'au stade précédent (σ3 devient orthogonale à la faille d'Itilli). Cette partie de la marge développe donc des SDRs presque perpendiculaires aux SDRs « normaux » de la marge (Svartenhuk, Cape Dyer sur la marge conjuguée) alors même que le contexte tectonique régional reste le même, il semble que la déformation régionale soit fortement partitionnée à ce stade entre une composante extensive orthogonale à la faille d'Itilli et une composante parallèle, cisaillante sénestre, comme le montre l'importance de la déformation décrochante autour de cette faille qui affecte la formation de Maligat (ex : Fig. 2.30). Les failles majeures qui contrôlent le SDR à ce stade sont de plus éloignées de la faille d'Itilli mais sont parallèles à elle (Fig. 2.32).

L'inflexion directionnelle du prisme au NW de Nuussuaq qui mime l'orientation initiale de la formation de Vaigat est peut-être liée à un centre magmatique cryptique (très nombreuses intrusions dans cette zone) ou à effet de paléotopographie ou encore à effet gravitationnel complexe en relation avec des variations longitudinales d'épaisseur du prisme (cf. Fig. 36).

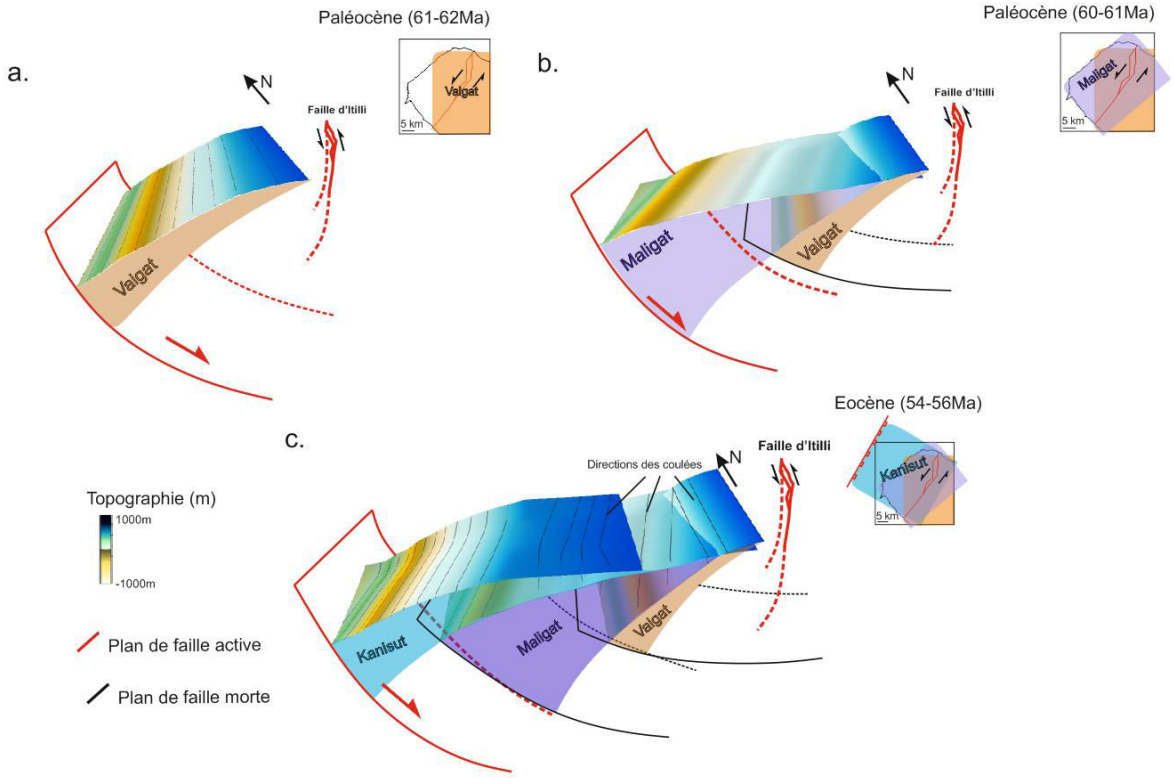
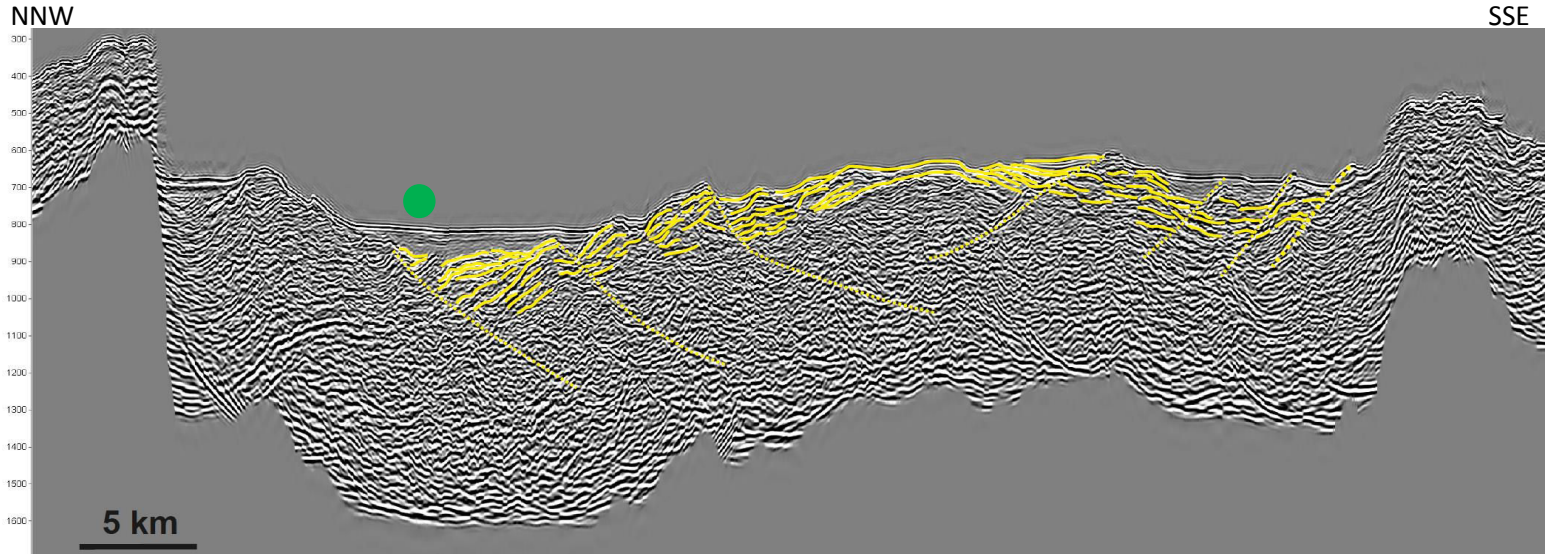
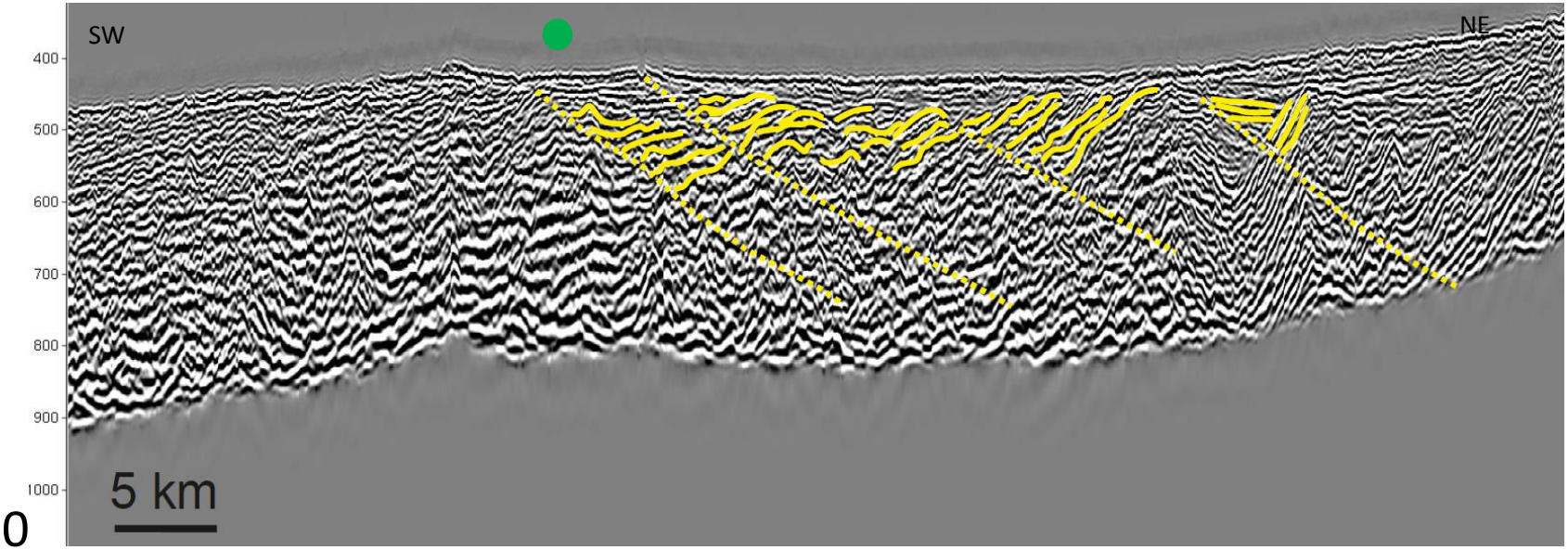


Figure 2.36 : Modèle géométrique 3D illustrant le développement des trois formations basaltiques a) Vaigat, b) Maligat, c) Kanisut de Nuussuaq. Les failles de détachement sous SDRs deviennent inactives au fur et à mesure du développement de la marge.

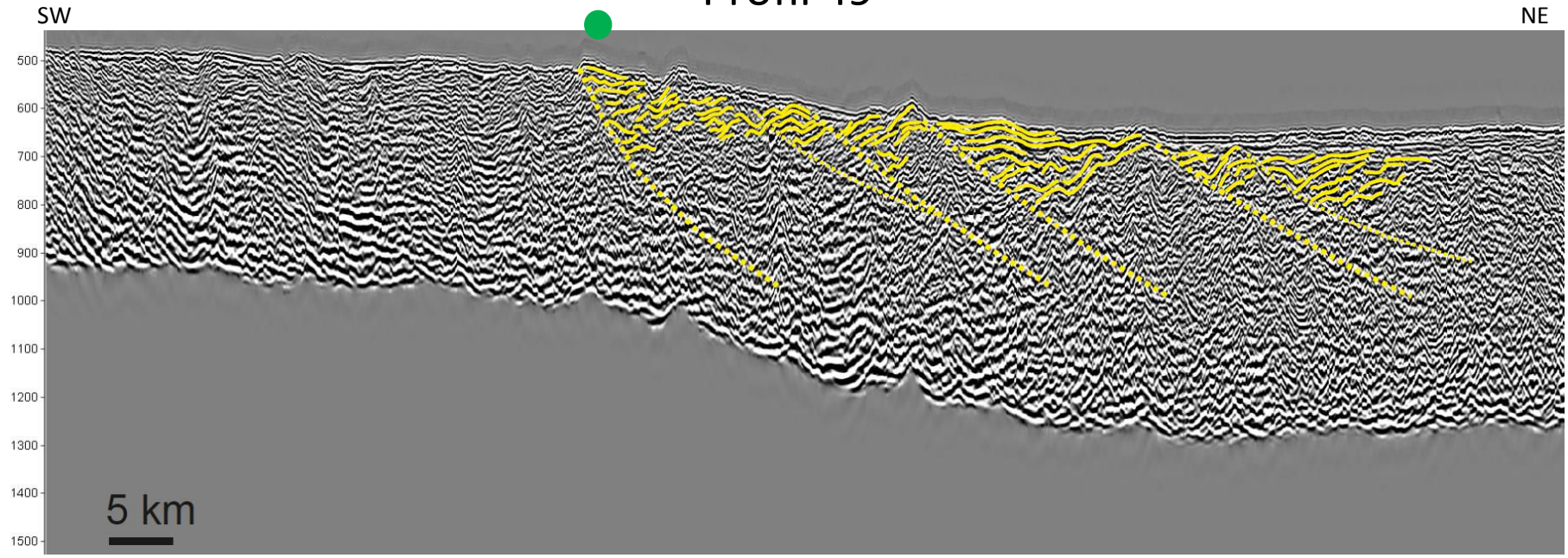
Profil 51



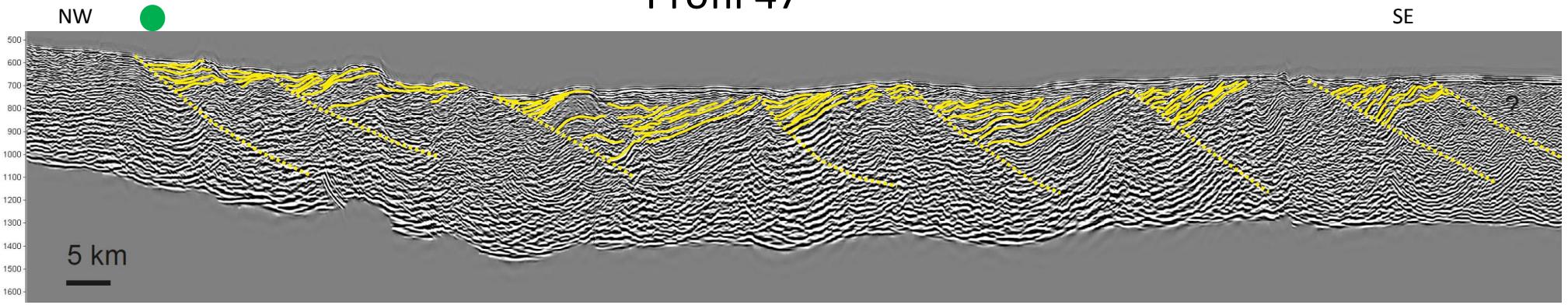
Profil 50



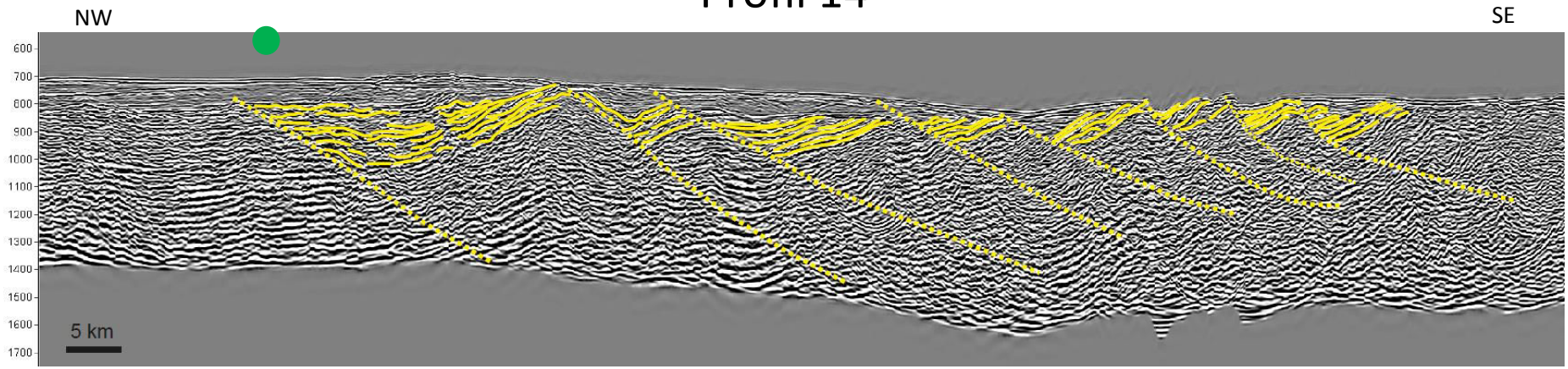
Profil 49



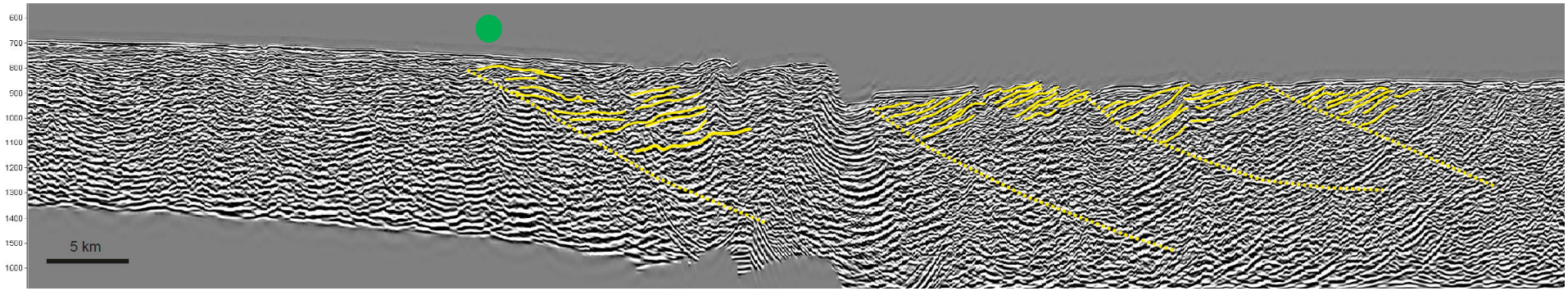
Profil 47



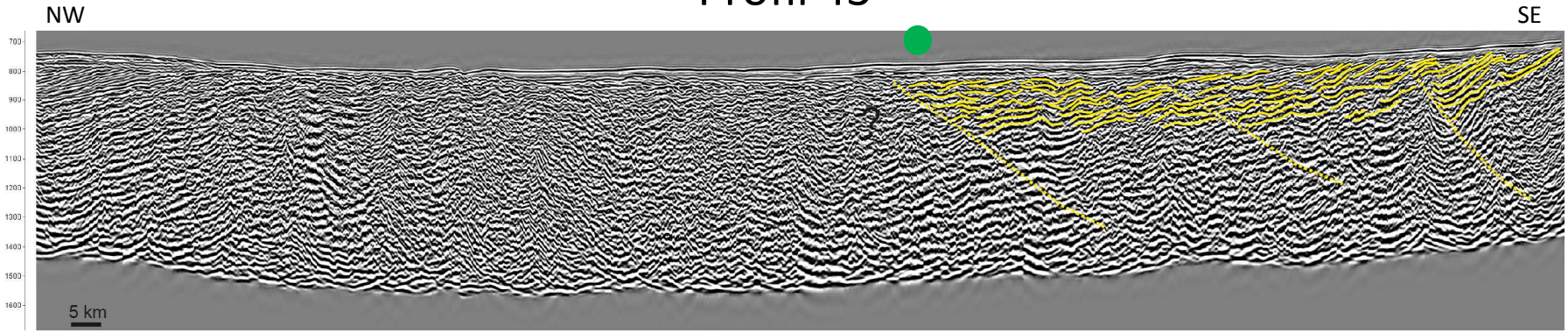
Profil 14



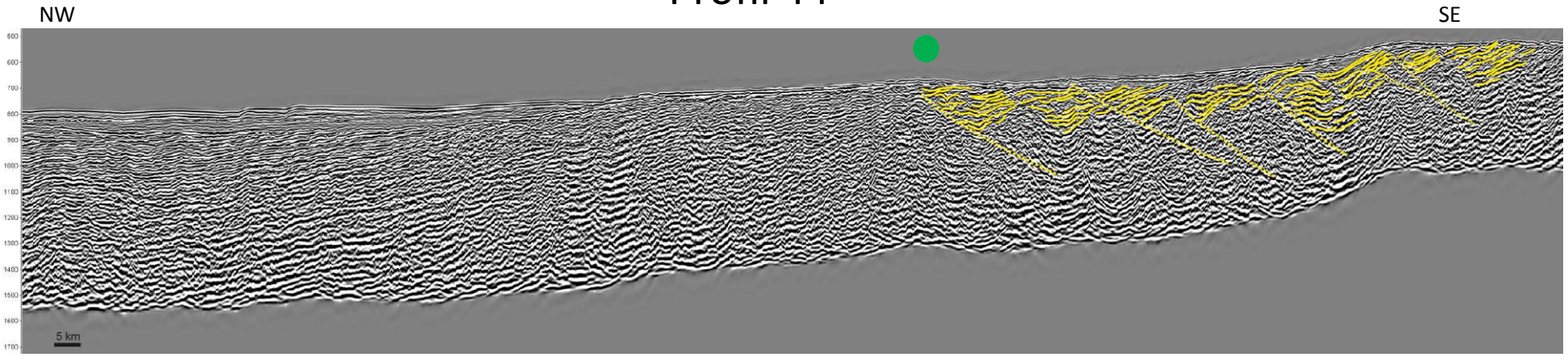
Profil 15



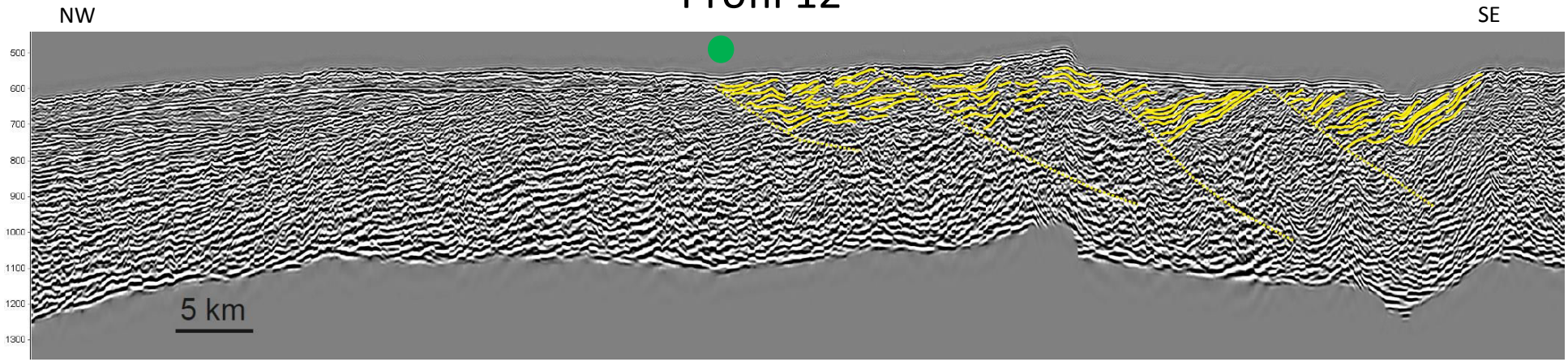
Profil 43



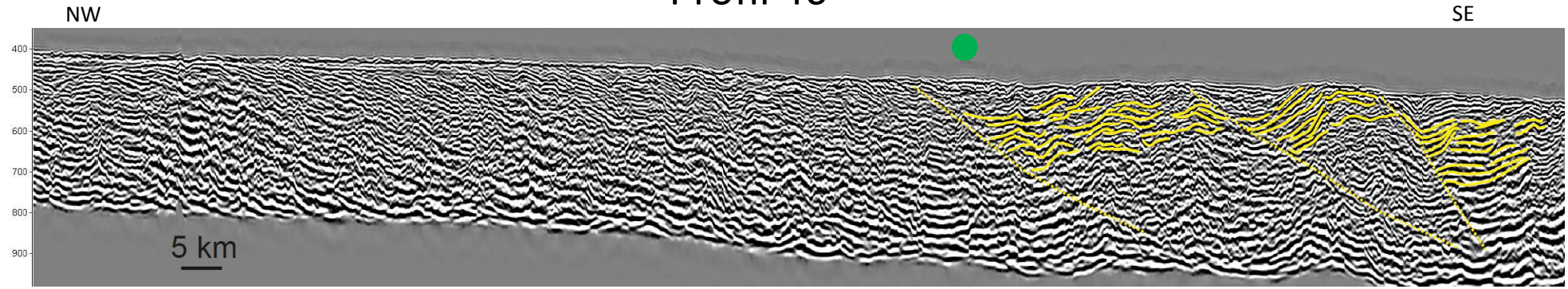
Profil 44



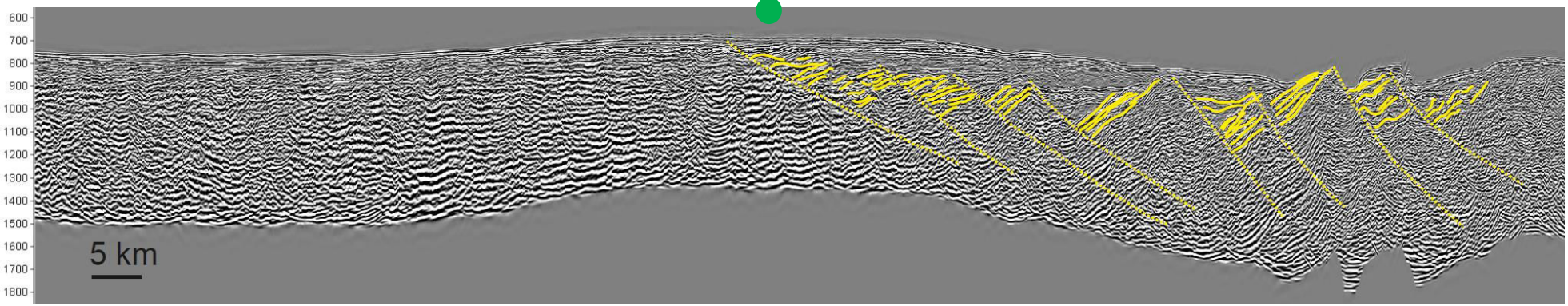
Profil 12



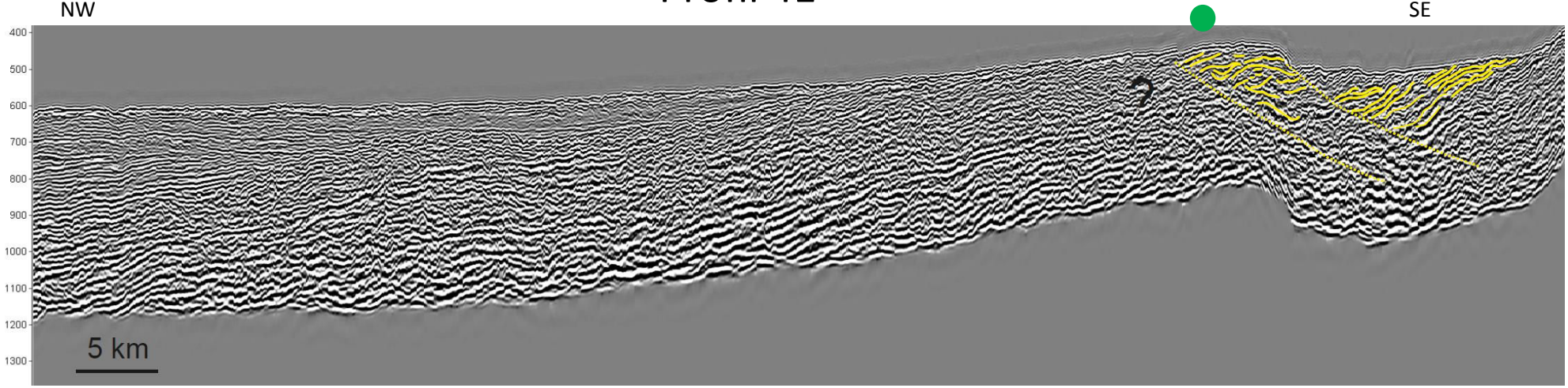
Profil 46



Profil 13



Profil 41



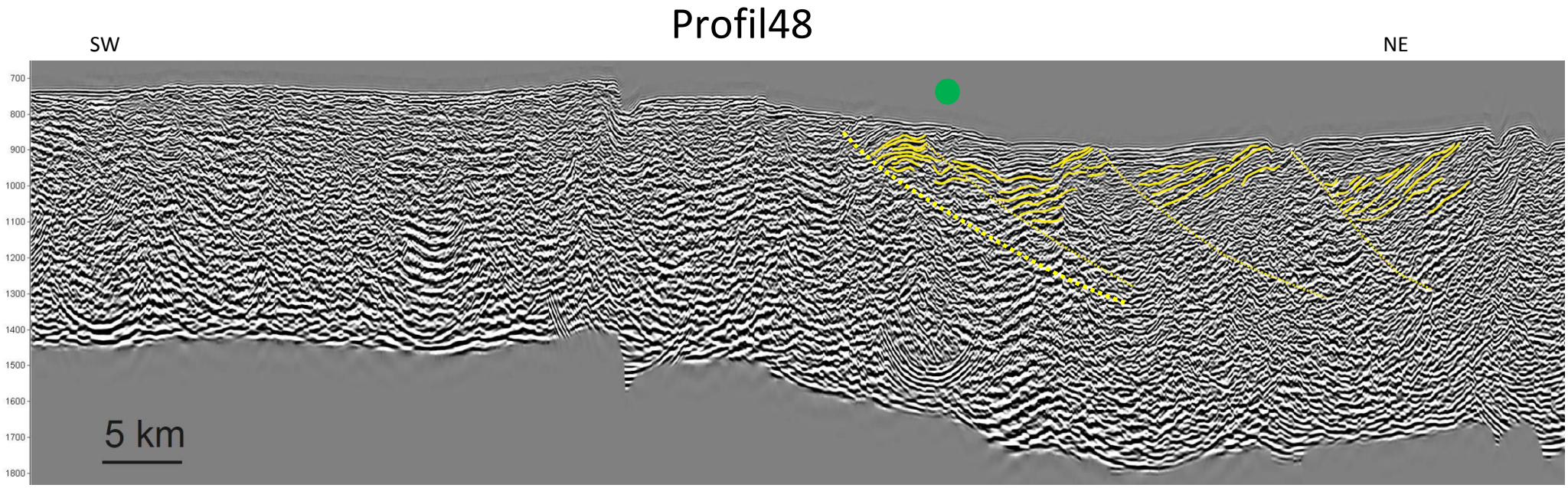


Figure 2.37 : Profils sismiques interprétés. Ordonnée : temps double en milliseconde. Les traits jaunes sont des réflecteurs interprétés comme des coulées de lave. Les points verts correspondent à la faille majeure offshore reportée dans la figure 2.32. Les profils bruts se trouvent dans l'annexe 8.

2.2 Limite SDRs internes/SDRs externes et structure des SDRs externes

2.2.1 Particularité des SDRs externes

Les SDRs externes présentent une géométrie distincte de celle des SDRs internes. Ils présentent comme les SDRs internes une forme en arc avec un pendage vers l'océan mais ne présentent généralement pas une forme en éventail (cf. §1.3.3). Par rapport aux SDRs internes, leur volume (surface en coupes par unité de longueur et de largeur de marge) est plus petit. Le pendage des laves est globalement plus faible et leur rayon de courbure est également nettement plus faible. La croûte au niveau des SDRs externes est plus profonde et a donc subit une subsidence plus importante, alors qu'ils se développent après la formation des SDRs internes (Planke et al., 2000). Comparaison de structures sismiques entre différentes marges volcaniques.

Les profils de lignes de sismique réflexion de haute résolution (GXT) de différentes marges me permet d'effectuer une étude plus quantitative de la géométrie des SDRs externes (les profils se trouvent en annexe 2). Dans cette analyse, j'ai utilisé les profils provenant des marges de l'Uruguay, et de l'Ouest de l'Inde.

J'observe que sur différentes marges volcaniques, les SDRs externes montrent des caractéristiques similaires. Généralement, ils présentent une épaisseur entre 1 à 2,5 km, et un pendage compris entre 10° à 25° vers l'océan (Fig. 2.38). La zone de SDRs externes a une largeur très variable, entre 40 à 80 km. Globalement, en s'approchant de la croûte océanique, on remarque une diminution d'épaisseur (d'environ 1 km) et de pendage (d'environ 20°) des SDRs externes. Malgré de petites variations, cette diminution en épaisseur et en pendage vers l'océan est quasi-continue.

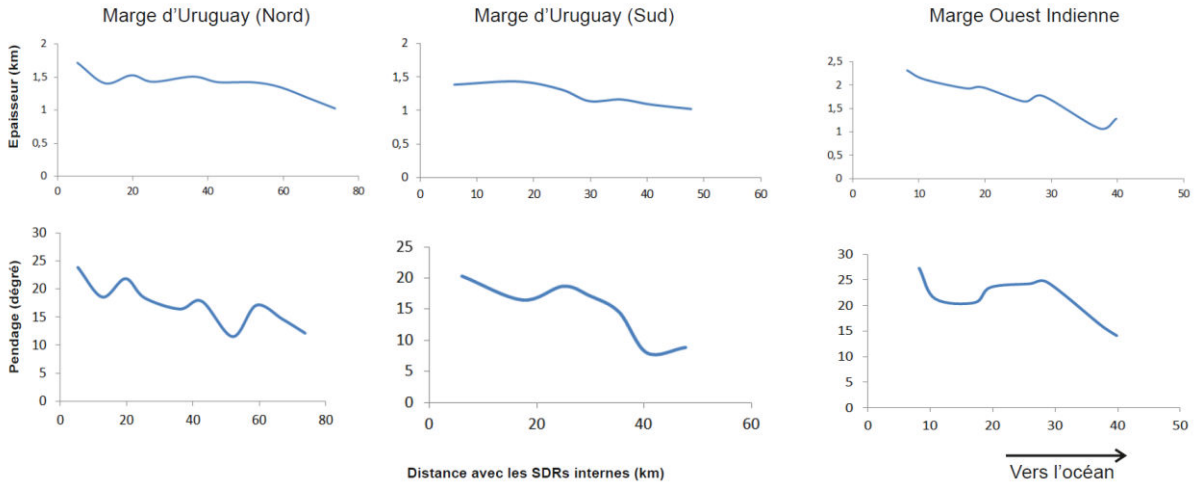


Figure 2.38 : Comparaison de l'épaisseur et du pendage des SDRs externes de différentes marges volcaniques (un profil pour chaque marge) en approchant l'océan. La localisation des profils se trouve en annexe 2

- **Caractéristiques sismiques**

Sur le plan d'amplitude de sismique 3D de la marge de l'Uruguay (Fig. 2.11a), le parallélisme des réflecteurs dans les SDRs internes, fortement énergétiques, est clair suivant une direction N030E. Les réflecteurs dans les SDRs externes sont moins nets et montrent faiblement une direction N020E (Fig. 2.39). On peut remarquer une rotation horaire de direction de 10° des SDRs internes aux externes (Fig. 2.11, 2.45). Cette rotation est possiblement liée à un léger changement de direction cinématique au cours du développement de la marge ou à l'influence de la zone de transfert sur le champ de contraintes ou un changement de condition aux limites. Sur les profils sismiques, les réflecteurs correspondant aux SDRs externes sont également plus faibles et montrent un aplatissement important (Fig. 2.11b).

La figure 2.39 est un plan d'amplitude à 9000 m. A cette profondeur, un bassin est observable dans la continuité des SDRs internes, qui est lié à une dépression due à la subsidence thermique postérieure à la mise en place des SDRs. La partie sud du bassin est fortement affectée par les failles de transfert.

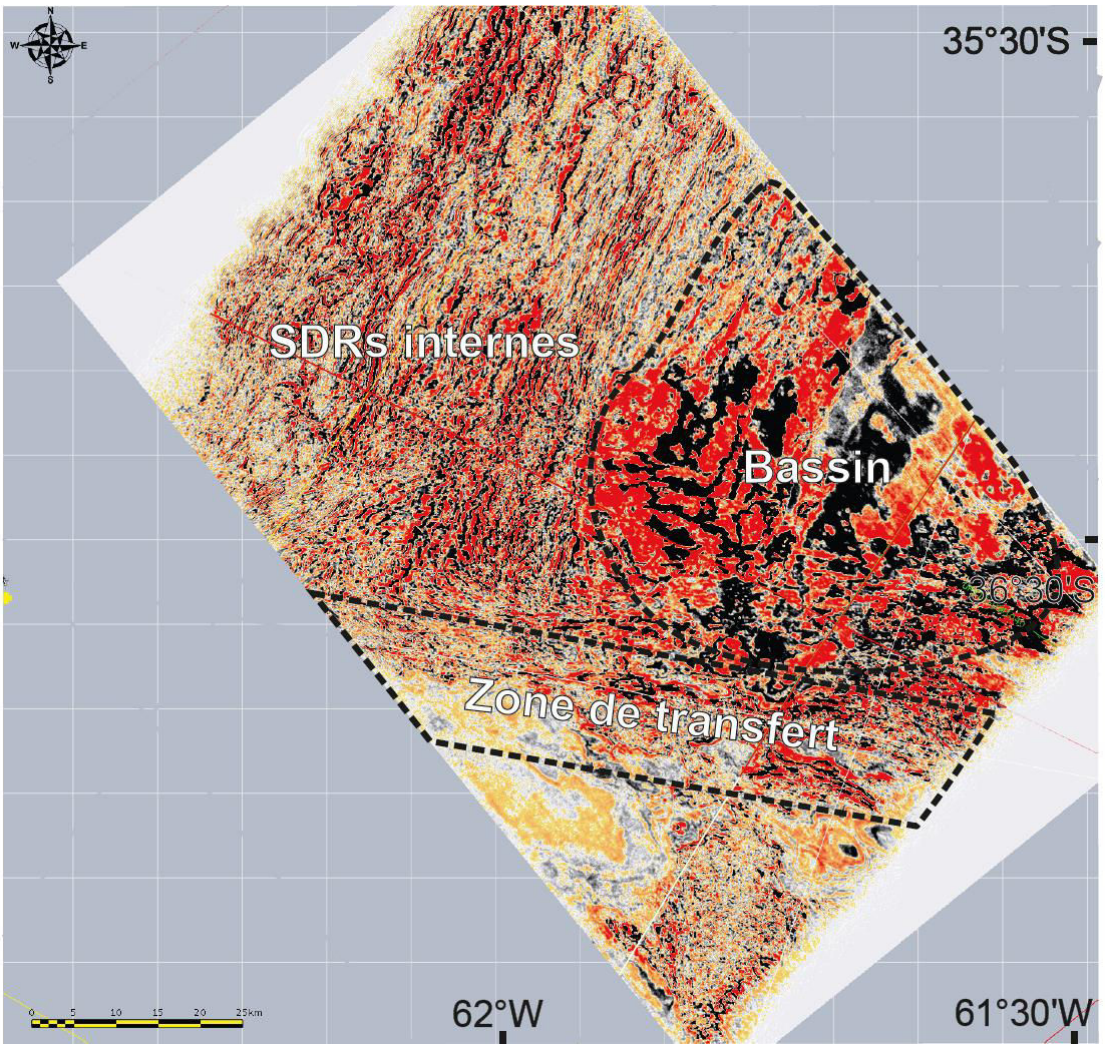


Figure 2.39 : Plan d'amplitude à 9000 m des données sismiques 3D. La localisation de ces données est indiquée dans la figure 2.6.

Dans un profil sismique au niveau de la marge de l'Uruguay, j'observe que les SDRs externes se terminent contre une surface relativement plate (Fig. 2.40a). Cette surface présente un pendage faible vers le continent à la limite extérieure des SDRs externes. La croûte sous cette surface est légèrement sur-épaissie et on y observe des réflecteurs forts horizontaux et inclinés. La structure de cette croûte inférieure est analogue aux croûte LC1 et LC2 définies par Geoffroy et al. (2015), bien que LC2 soit moins litée et avec des réflecteurs perturbés. Elle se caractérise par une anomalie magnétique négative anormalement large et irrégulière (Fig. 2.41). Le Moho sous cette croûte est bien défini.

La surface plate à léger pendage vers le continent correspond probablement à un découplage tectonique entre les laves et la croûte très intrudée située sous les laves.

La surface supérieure des SDRs internes est lisse, et se distingue de la croûte océanique adjacente dont la rugosité est forte (cf. §1.3.2) (Fig. 2.40).

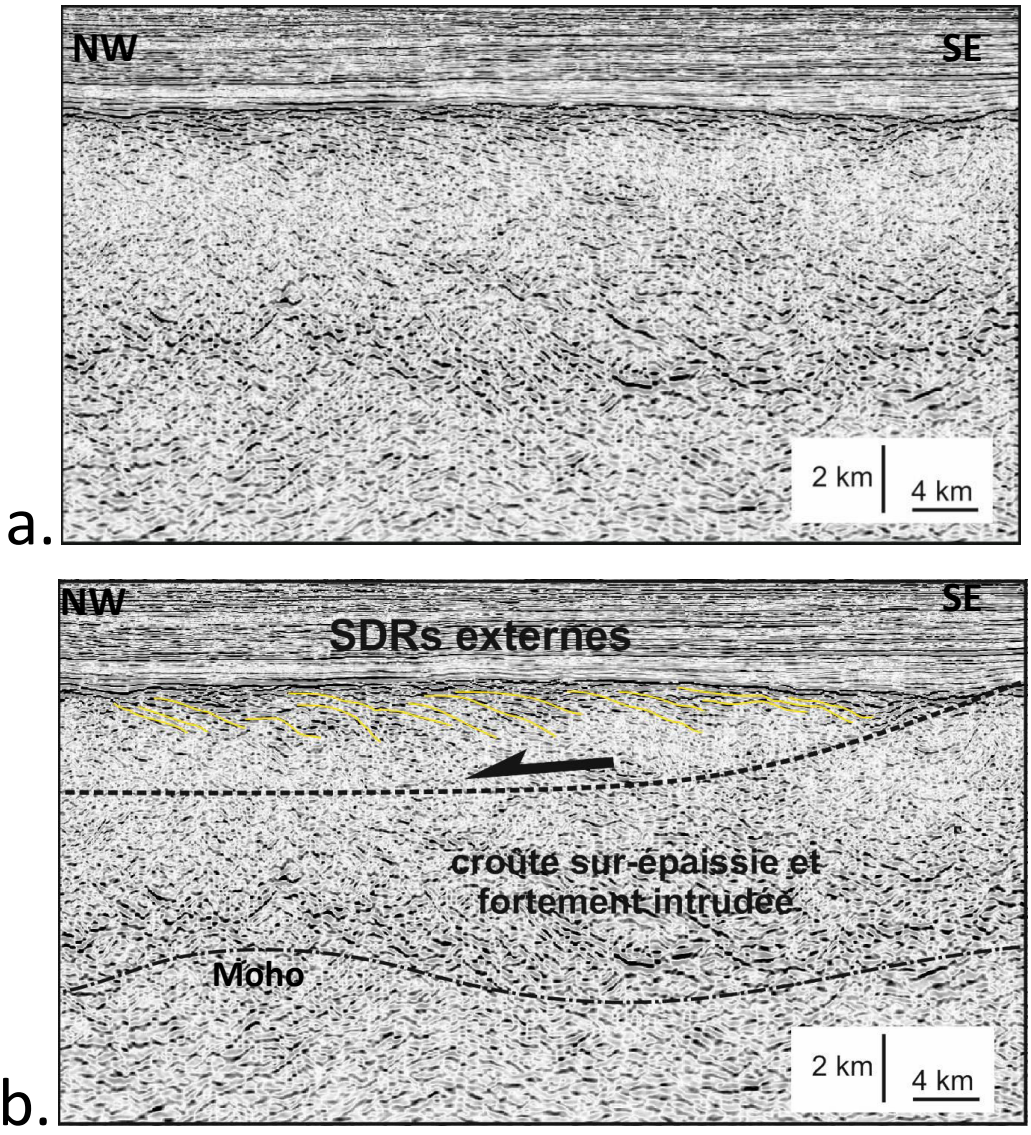


Figure 2.40 : Profil UY1-4500 (a) brut et (b) interprété au niveau des SDRs externes.

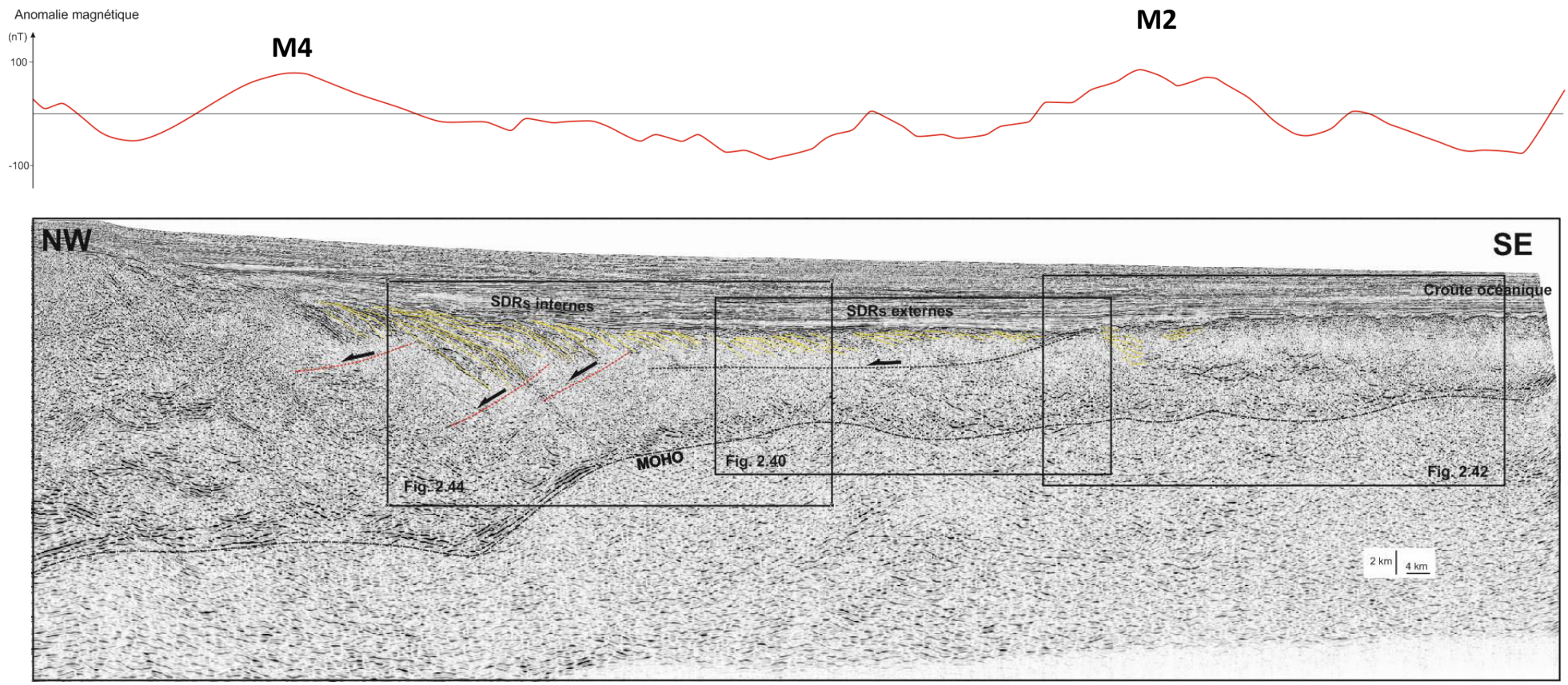


Figure 2.41 : Interprétation simplifiée des SDRs d'une partie du profil UY1-4500 (sa localisation est indiquée dans la figure 2.31c). Les anomalies magnétiques identifiées (Moulin et al., 2010) sont indiquées le long du profil. Ce profil a été interprété par Clerc et al. (2015).

La croûte immédiatement adjacente aux SDRs externes a une épaisseur d'environ 8km sur le profil UY1-4500 et elle est moins profonde que celle correspondant aux SDRs externes (Fig. 2.41). Elle est aussi légèrement sur-épaissie relativement à la croûte océanique qui se trouve plus à l'Est montrant une épaisseur classique de 6 km. De très forts réflecteurs en forme de soucoupe s'observent au milieu de la croûte de transition SDR externe/croûte océanique (Fig. 2.42). Ces réflecteurs correspondent probablement à des complexes de sills. Les coulées de laves dans la partie supérieure de cette croûte sont parallèles entre elles et sub-horizontales, comme dans la croûte océanique adjacente.

Cette croûte de transition a la même profondeur que la croûte océanique adjacente. La surface de la croûte océanique présente une forte rugosité (Sauter et al., 2011).

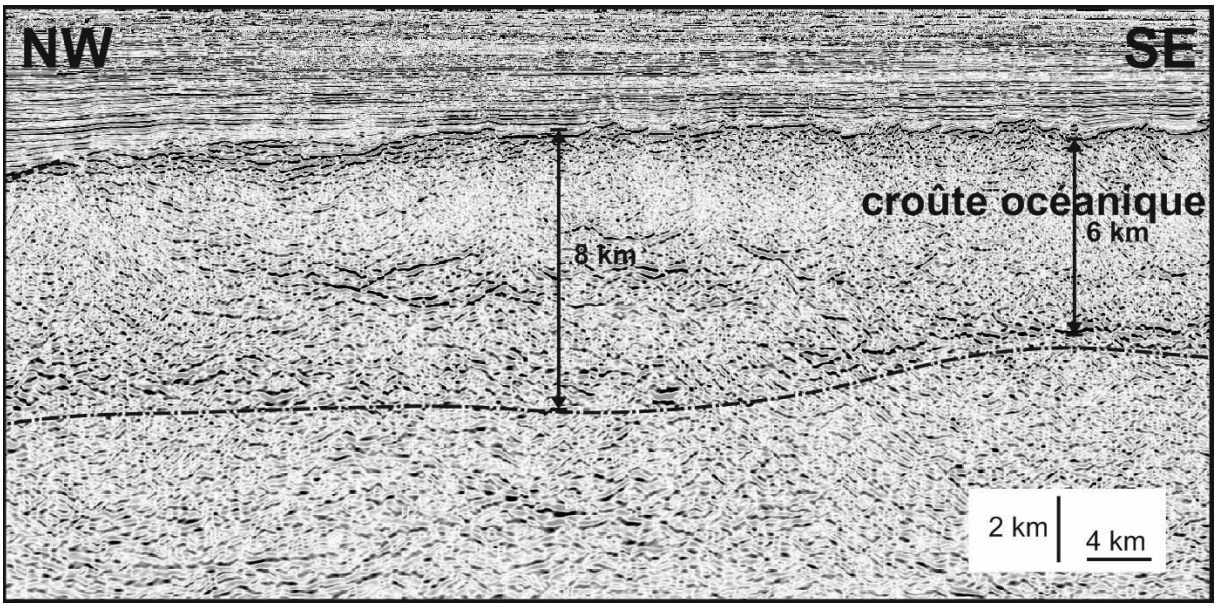


Figure 2.42 : Zoom sur la croûte de transition adjacente aux SDRs externes du profil UY1-4500. L'interprétation du profil se trouve dans la figure 2.41.

2.2.2 Limite entre SDRs internes/SDRs externes

Au niveau de la zone de transition entre SDRs internes et externes, on peut parfois remarquer un haut topographique généralement nommé "outer high" (Fig. 1.37) (cf. §1.3.2) (Planke et al., 2000).

Les "outer highs" présentent des réflecteurs assez forts avec une configuration chaotique à l'intérieur (Planke et al., 2000). Ils ont une hauteur moyenne d'environ 1,5 km et une longueur de 15 à 20 km dans la direction parallèle à la marge (Planke et al., 2000). Il est aussi possible de trouver plusieurs "outer high" dans un profil sismique.

Certains auteurs proposent que les "outer highs" sont constitués de blocs continentaux basculés (Planke et al., 2000). D'autres proposent qu'il s'agit d'édifices volcaniques (Quirk et al., 2013).

- **Observations à partir de données sismiques**

Sur un profil de sismique réflexion de la marge ouest Indienne, on remarque un haut topographique à la limite entre SDRs internes et SDRs externes (Fig. 2.43). Cet “outer high” semble d’être un volcan, recouvert par les premiers sédiments post-rift de la marge.

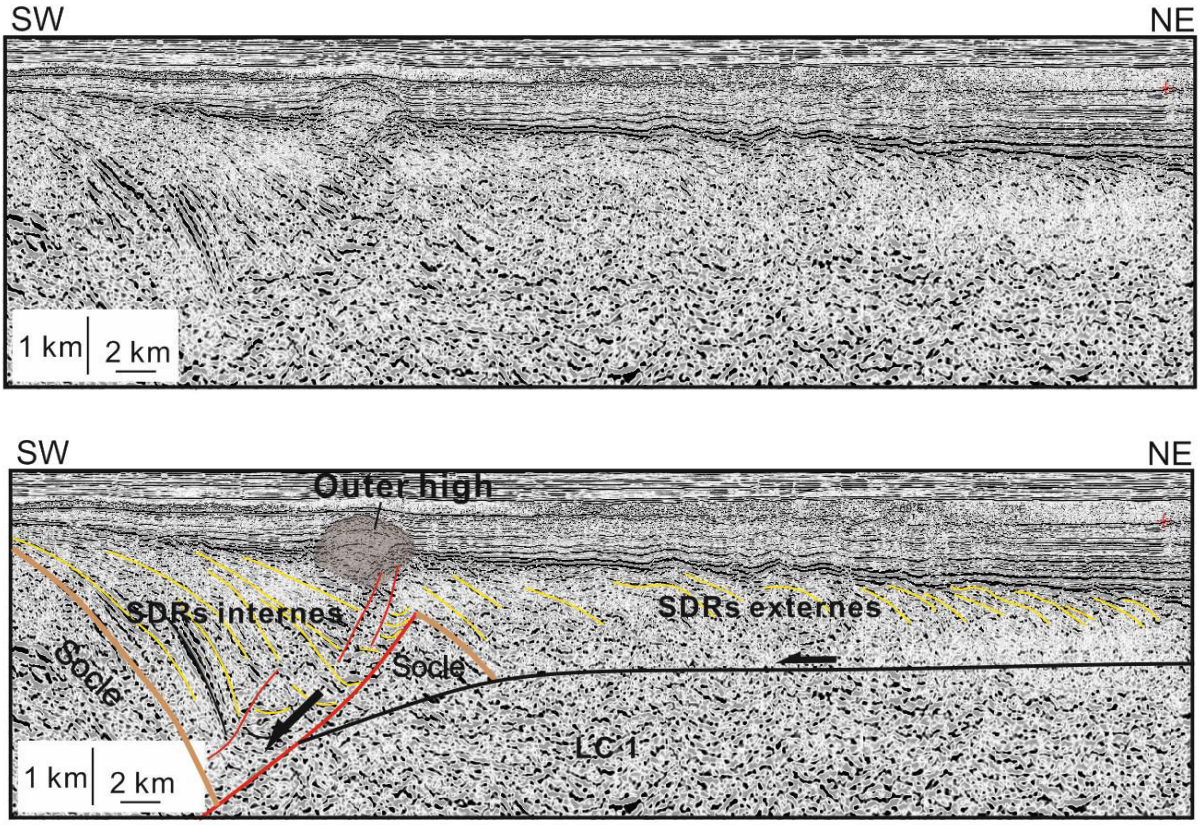


Figure 2.43 : Profil sismique INW-4000 sur la marge ouest Indienne.

Sur d’autres profils sismiques (ex : marge de l’Uruguay), aucun haut topographique n’est observé. Les SDRs internes et externes se sont distinguées par leurs différents volumes et pendages (Fig. 2.44). La limite entre eux se situe à l’extrémité distale de la zone de necking. Dans le profil UY1-4500 (Fig. 2.44), il est possible qu’un bloc de croûte supérieure (transparent en sismique réflexion) soit localisé sous les premiers SDRs externes au-dessus de l’intersection entre la faille de découplage et du dernier détachement du dernier SDR interne (Fig. 2.44).

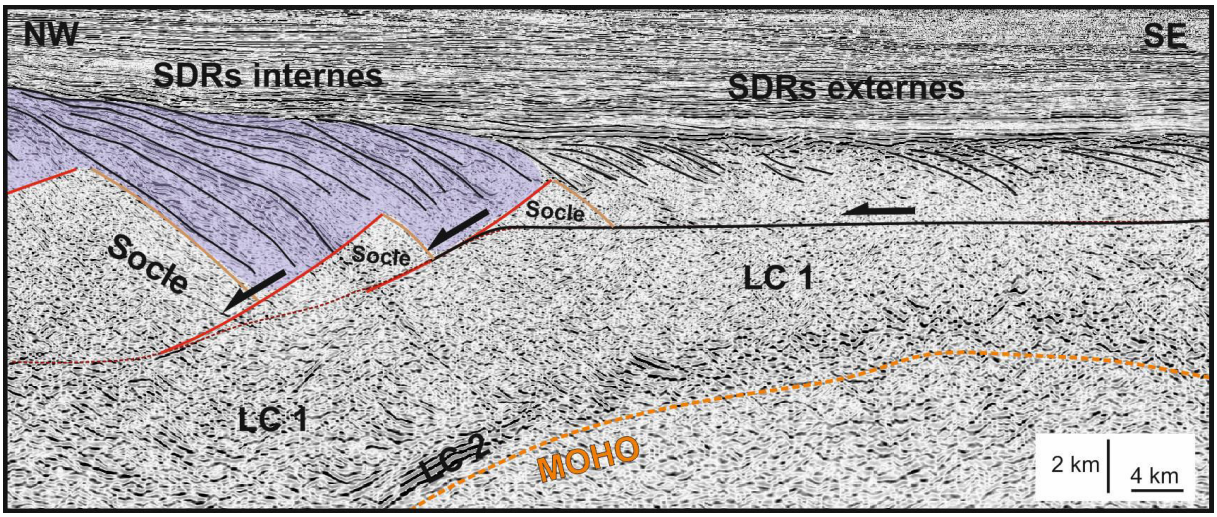


Figure 2.44 Interprétation du profil UY1-4500 au niveau de la limite SDR interne/externe.

Comme je l'ai déjà évoqué au début de ce chapitre, une zone transparente se localise à la limite des SDRs internes/externes dans les plans d'amplitude. Dans la carte de cohérence à travers les SDRs internes et externes (Fig. 2.42), je retrouve cette zone transparente qui est relativement homogène. Elle correspond probablement au bloc de croûte continental supérieur isolé.

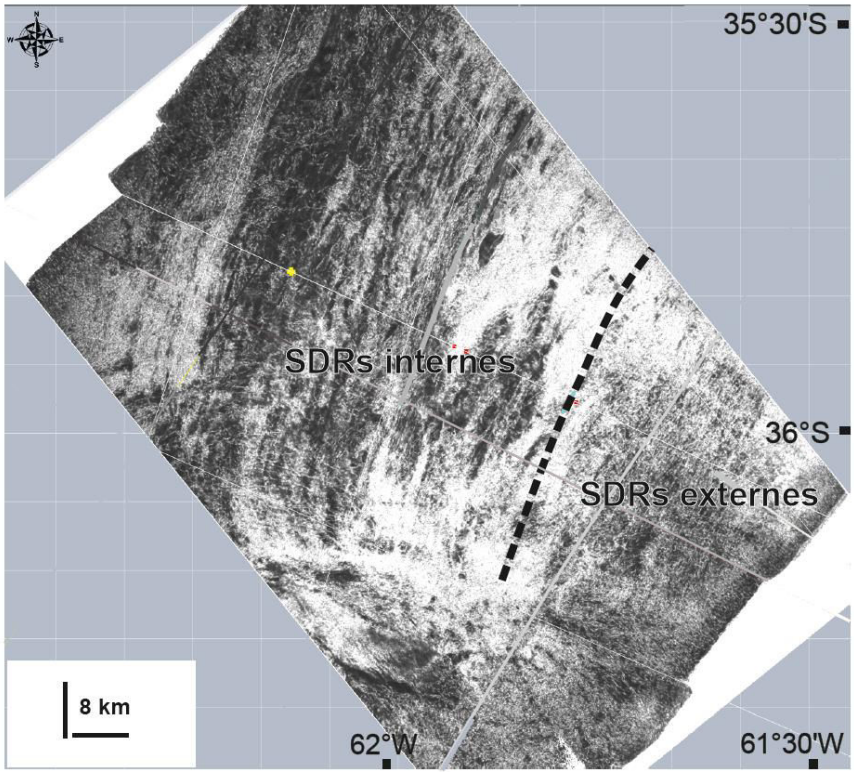


Figure 2.45 : Plan de cohérence à la profondeur de 10259m. Le trait tireté correspond à la limite SDRs internes/externes. La localisation des données sismiques se trouve dans la figure 2.10.

2.2.3 Mécanisme possible et hypothèse sur le développement des SDRs externes et conséquences sur l'extension du domaine continental (Article 1)

Geoffroy et al. (2015) proposent un modèle d'isolement d'un bloc C d'origine continentale pendant la formation des marges volcaniques conjuguées (cf. Fig. 1.38, Fig. 46A). Nous montrons qu'un tel bloc C peut être identifié dans le bassin de Laxmi qui se situe à l'Ouest de l'Inde, correspondant à la ride de Pannikar (Figs. 2. 46 et 2.47). Il est intéressant d'étudier la relation entre ce bloc C et les SDRs externes décrits dans le chapitre précédant.

Le bassin de Laxmi correspond un rift avorté, avec des marges passives volcaniques conjuguées avortées d'âge très probablement Crétacé supérieur. J'ai étudié ce bassin en détail car il montre des marges passives volcaniques conjuguées avec SDRs internes, SDRs externes et bloc C (Fig. 2.46)

La présentation géodynamique de ce bassin dans le contexte géodynamique de la rupture continentale entre l'Inde et les Seychelles, ainsi qu'en relation avec la mise en place des trapps du Deccan (limite K-T) est intégrée dans trois articles insérés dans cette thèse et ne sera pas développé extensivement ici. Pour synthétiser, ce rift s'est développé clairement avant l'ouverture de la Mer d'Arabie entre l'Inde et les Seychelles. Le début de l'océanisation dans la Mer d'Arabie est daté à C28 (Collier et al., 2008 ; Fig. 2a dans l'article 1). Les marges conjuguées du bassin arabe sont des marges passives volcaniques au niveau desquelles les SDRs internes se développent en bordure de 2 « rides » continentales préexistantes, la ride des Seychelles à l'Ouest et la ride de Laxmi à l'Est (Fig. 2a dans l'article 1). Localement, en fonction de l'orientation de la ride de Laxmi relativement à la direction d'ouverture, la marge est de type transformante (Fig. 2.46). A l'Est de la ride de Laxmi, et en position relativement distale par rapport au littoral indien est développé antérieurement le système de SDRs internes et externes du bassin de Laxmi (Fig. 2.46). La relation du bassin de Laxmi avec les trapps du Deccan ne sont pas claires car les trapps du Deccan se sont mis en place essentiellement lors du magnétochrone 29r. Les marges W-Laxmi-Seychelles du Bassin Arabe se sont donc développées juste après l'émission des trapps si on s'en tient à ces âges, ce qui ne laisse pas « de place » à la formation des magmas syn-tectoniques du bassin de Laxmi, qui semblent, pourtant, être extrudés sur une période associée à plusieurs inversions de polarités magnétiques, cf. Fig. 2. 46B). Donc soit le magmatisme de type Deccan s'étend sur une période beaucoup plus longue, soit un s'agit d'une LIP distincte.

L'extension et la rupture continentale dans le bassin de Laxmi se propage du Nord vers le Sud au sein d'une croûte continentale déjà atténuée par une extension d'âge Jurassique (cf. Article 2). Cette rupture semble se localiser au sein du Bloc C lui-même (Fig. 2.46B et 2.47b).

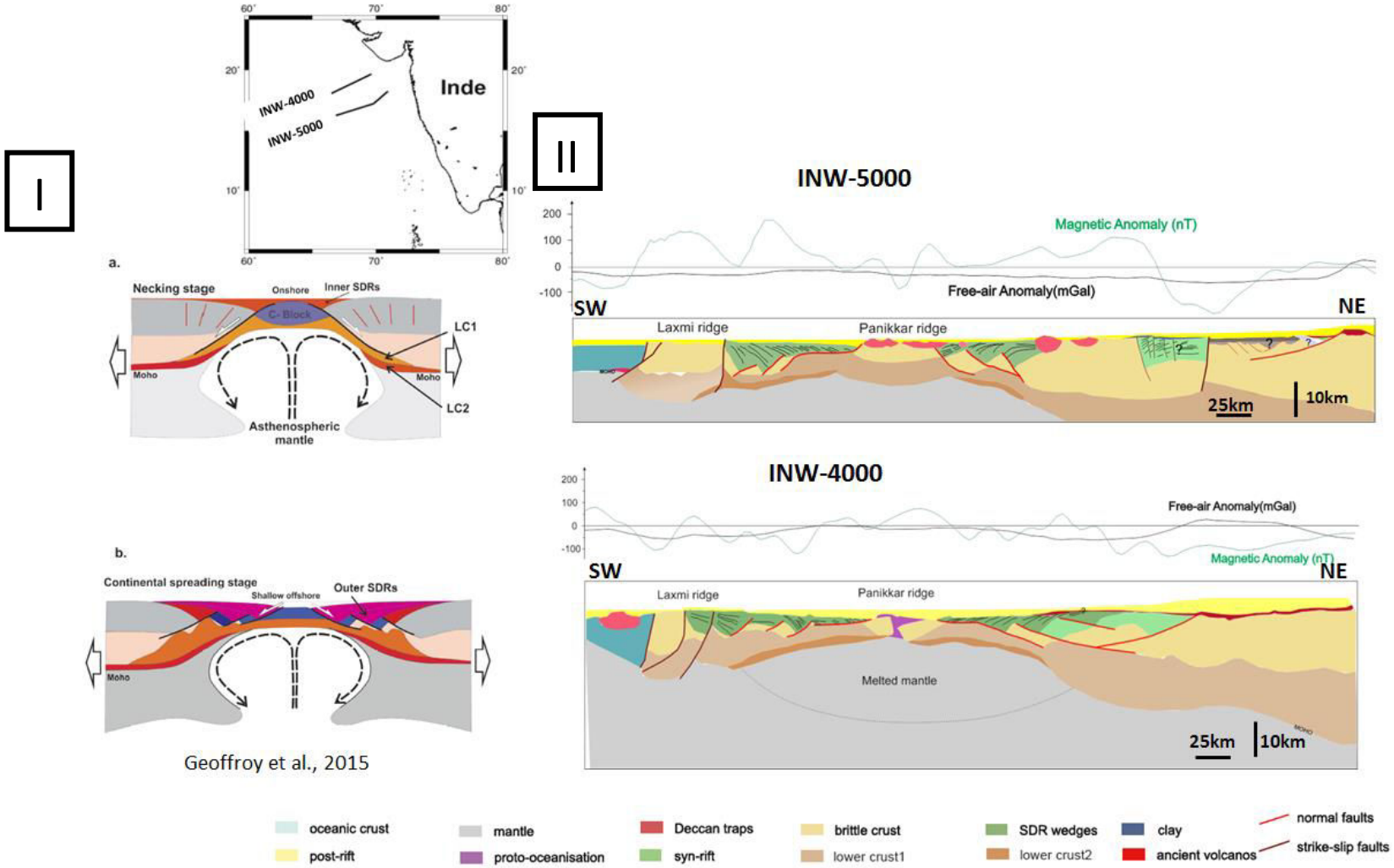
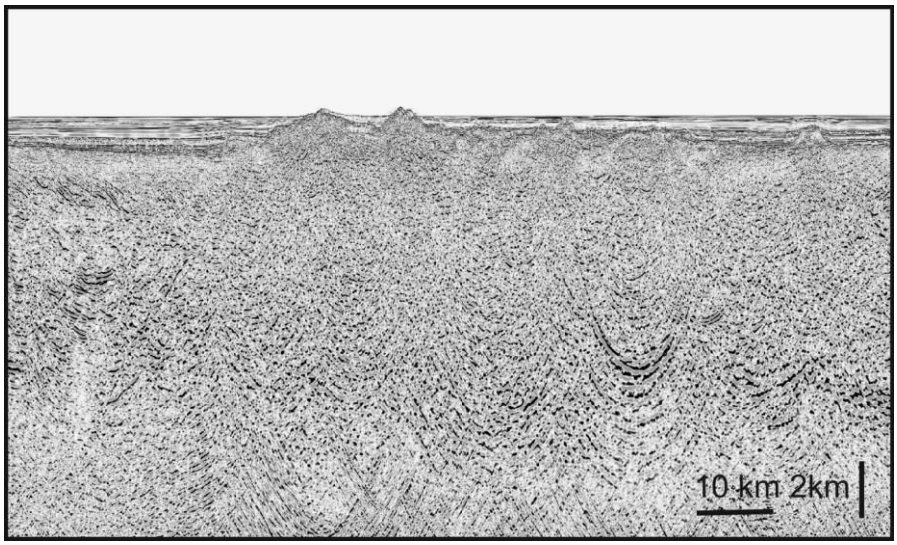
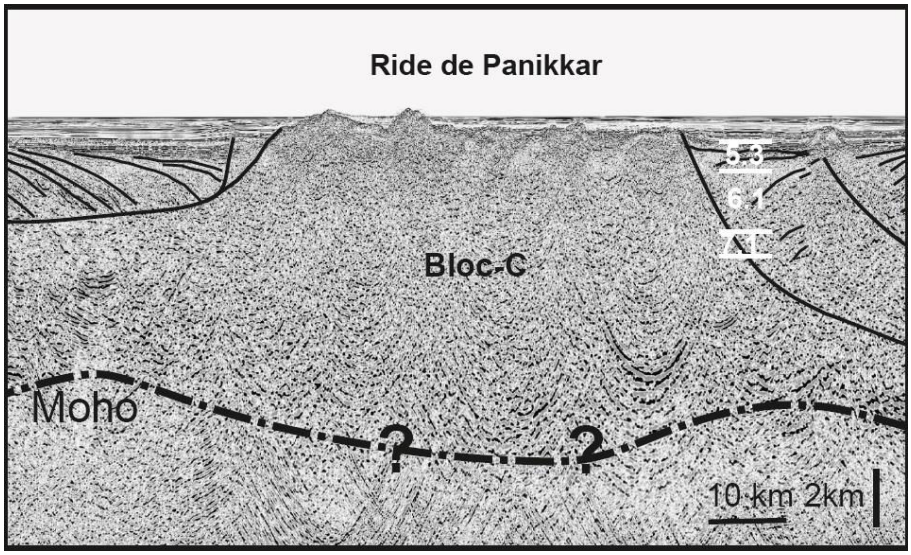


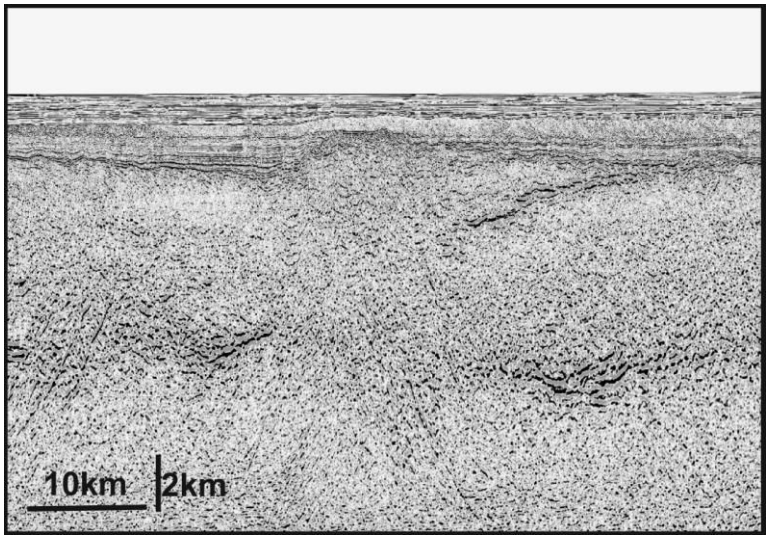
Figure 2.46 : I) Modèle du développement du Bloc-C au milieu des marges passives volcaniques. (Geoffroy et al., 2015). a) Développement des SDRs internes. b) Développement des SDRs externes ; II) Interprétation de deux profils sismiques (INW-5000 et INW-4000) de la marge ouest Indienne. La localisation des deux profils est indiquée dans la figure en haut. Un début de l'océanisation ait probablement commencé dans la partie sud de la ride de Panikkar.

Profil INW1-5000





Profil INW1-4000



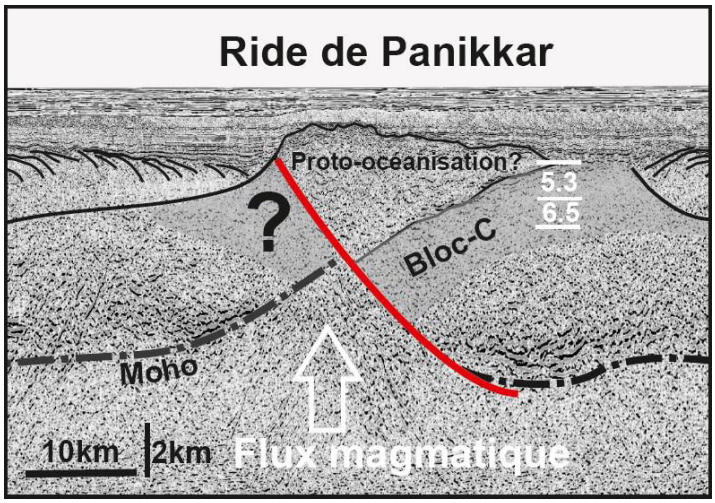


Figure 2.47 : a) Interprétation du profil INW-5000 au niveau de la ride de Panikkar. b) Interprétation du profil INW-4000 au niveau de la ride de Panikkar. Les valeurs blanches correspondent aux vitesses de l'onde P d'après Naini & Talwani (1988).

Dans l'article suivant en review nous montrons, à partir du bassin de Laxmi, que :

1) La base sub-horizontale des SDRs externes dans le bassin de Laxmi semble reliée à des failles à pendage vers le continent bordant le bloc C ;

2) Le découplage apparent à la base des SDRs externes est probablement une faille en détachement qui est reliée aux failles externes bordant le bloc C ;

3) Dans ce contexte, le Bloc C peut être interprété comme un bloc crustal détaché de la marge, exhumant passivement une croûte continentale inférieure très injectée de magma située sous les SDRs externes ;

4) Dans ce contexte encore les SDRs sont des laves qui se forment en remplissage syn-tectonique du détachement du bloc C de la marge interne suivant un processus continu (« steady-state ») qui permet une accrétion de type océanique (mais en réalité en contexte continental) ;

5) Par conséquent, les domaines océaniques recouverts de SDRs externes peuvent être interprétés comme une croûte magmatique dérivée d'une croûte continentale ;

6) En appliquant ce modèle à l'Atlantique NE, on change radicalement l'interprétation de ce domaine océanique : l'Islande devient un Bloc C et la ride Groenland-Islande–Faeroes, dont la croûte supérieure est couverte de SDRs externes, est possiblement également d'origine continentale. Alors que la rupture continentale et le début de l'océanisation est datée à C24 dans l'Atlantique NE, nous ramenons l'océanisation à C22 ou C21, et nous proposons que possiblement, aucune océanisation vraie n'existe le long de la ride Groenland-Islande-Faeroes.

Volcanic passive margins and the extent of continental-derived material in oceanic domains

Geoffroy, L., Guan, H., Gernigon, L., Foulger, G.R. and Werner, Ph.

Abstract

We propose a new tectonic interpretation for outer-SDRs observed in the Laxmi Basin volcanic passive margins, west of India. Outer-SDRs are best explained by syn-tectonic extrusives emplaced above passively exhumed middle-to-lower mafic crust of continental origin. This follows a major and sudden lithosphere weakening associated with individualization of a progressively isolated central continental block (C-Block). Combined magma-assisted ductile strain and horizontal and vertical magma dilatation allows stretching of the lower crust at constant or even increasing thickness. A similar process occurs at both conjugate margins allowing bulk, pure-shear plate separation to occur at a constant rate and formation of linear magnetic anomalies. This concept, if applied to the NE-Atlantic, would fundamentally change our interpretation of Iceland and the Greenland-Faroe Ridge, bringing into question the true extent of purely oceanic lithosphere in the NE Atlantic. This model has major global implications for the nature and composition of oceanic lithosphere.

1. Volcanic Passive Margins

Volcanic passive margins (VPMs) form when continental extension is coeval with major mantle melting. Lithosphere thinning, stretching and magma accumulation occur across and along VPMs. Onshore surveys and analysis of deep-penetration seismic reflection profiles show clearly that upper-crustal extension at VPMs is accommodated by both dyking and slip on major continent-ward-dipping detachment faults[1,2]. Those faults bound thick wedges of the syn-tectonic seaward-dipping volcanics that constitute the inner-SDRs (seaward-dipping reflectors; Fig. 1). At VPMs, the successive SDR-wedges grow from the continent toward the ocean (Fig. 1). It is important to distinguish between inner- and outer-SDRs[3]. Inner-SDRs develop during extensional necking of the continental crust[2,4] (Fig. 1). Their bounding faults appear to die out along the top of a thick lower crust that is characterized by high seismic velocities[5] (HVLC) and strong seismic reflections[2,6]. This lower crust is best interpreted as heavily sill-injected continental crust[7]. Its upper part appears to contain large-scale solid-state-flow structures associated with continental extension[2,6] (LC1 in Fig. 1).

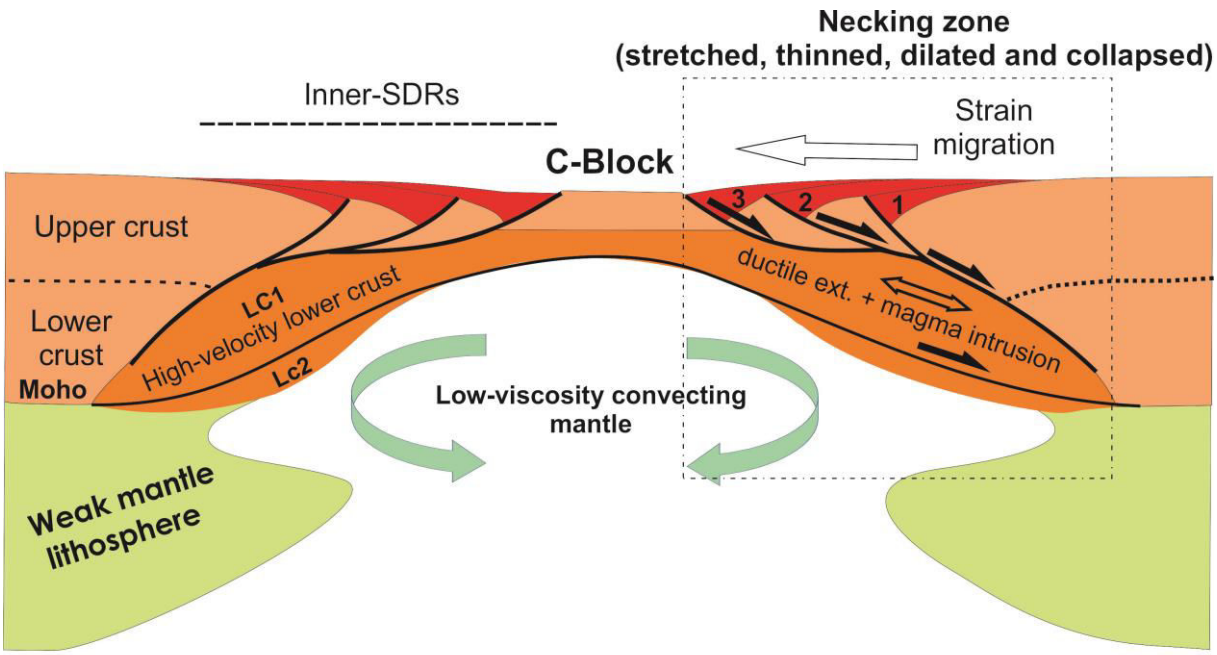


Figure 1. Conjugate VPMs at the initial necking stage. There is no oceanic lithosphere at this stage. The inner-SDRs develop sequentially (1 to 3, right side). LC1 is highly mobilized middle-lower magma-injected continental crust and LC2 supra-Moho mafic lower crust acting as a rigid lid over the convecting mantle below[2].

Seaward, ongoing, excessive magmatism and extension builds outer-SDRs whose geometry is distinct[3,8,9]. The outer-SDRs overlie thicker-than-normal, high-velocity magmatic crust generally associated with a low- to sub-horizontally dipping Moho, in strong contrast to the necked domain (i.e. the inner-SDR region see Fig. 1). As illustrated for the South-Atlantic[8], outer-SDRs are generally bent over a flat-lying horizontal layer which divides the crust into two parts. The crust beneath outer-SDRs has a similar velocity structure to the ductile middle crust LC1 observed beneath the necked part of VPMs[2]. This is seen clearly in the NE Atlantic where both seismic reflection and refraction data are available[5,10]. The high-velocity lower crust beneath outer-SDRs is dominantly mafic but its origin, continental or oceanic, remains enigmatic. High-velocity lower crust exists beneath many continental areas, whether in extension or not[11].

As a result of their extrusive nature and seaward-development with time (Fig. 1), SDRs are associated with linear but segmented magnetic anomalies[1,12,13]. Outer-SDRs are currently considered to be associated with oceanic-crust accretion[8,9] in the same way that inner-SDRs were earlier though to be[14]. However, nowhere except in areas adjacent to volcanic passive margins, are SDRs found to overlie oceanic lithosphere, regardless of oceanic accretion rate. Globally, ocean widening is associated with accretion of oceanic crust, sub-horizontal lava flows (layer 2A) and/or exhumation of serpentinized mantle, depending on the spreading rate.

Magma-rich continental breakup thus raises the question of the true extent of purely igneous oceanic lithosphere, not only beneath the margins but also in the ocean basins. Syn-magmatic detachment faults bounding inner-SDRs dip continent-ward at conjugate VPMs (Fig. 1). From the onset of continental extension such geometry is expected to partition off a central continental block (defined as C-Block) corresponding to the common footwall of those continent-ward-dipping detachment faults beneath each margin (Fig. 1). Recent modeling suggests that both the existence

and stability of this C-Block depends on the existence of an initial high-viscosity layer in the lowermost pre-extension continental crust[2] (Fig. 1). The C-Block is expected to evolve with time as a highly-dissected, magma-intruded micro-continent during ongoing continuous development of the outer-SDRs[2].

The tectonic relationships between the outer-SDRs and C-Blocks are unknown. This has implications for the structure of shallow oceanic plateaus. Many such plateaus worldwide[15] are spatially related to nearby VPMs some of which are continental[16]. However, until now little seismic evidence was available to correlate them with the VPMs.

We present herein the case-example of aborted conjugate VPMs in the Laxmi basin, west of India, between which lies an intra-oceanic C-Block. The relationships between this C-Block and nearby outer-SDRs bring into question the nature of the outer-SDR lower crust and, by extension, the definition of the continent-ocean transition across VPMs. By showing that the Greenland-Iceland-Faeroe ridge (GIFR) in the NE Atlantic has a similar structure to the Laxmi Basin, we propose a radical new geodynamic model for Iceland.

2. The Laxmi rift system

The Gop and Laxmi basins lie between the Arabian Sea and the Indian craton (Fig. 2a). In the Arabian Sea, syn-magmatic break-up occurred between the Seychelles and a basement high, the Laxmi Ridge[17]. The earliest oceanic accretion in the Arabian Sea occurred at C28n (Paleocene) time[18] (Fig. 2a), immediately after extrusion of the Deccan Traps at C29r[19]. Both the Gop and Laxmi basins formed before the Arabian Sea[20]. North of 18°N, the Gop basin trends approximately EW. It is bounded to the south by a *c.a.* 17-km-thick ridge of probable continental nature, the N-Laxmi Ridge[20] (Fig. 2a). The central part of the Gop basin is thought to be oceanic[20]. Both the Gop Basin and N-Laxmi Ridge parallel the earliest Arabian Sea magneto-anomaly A28 (Fig. 2a). This led Collier et al. (2008)[18] to propose a sequential magmatic break-up history from the Gop Basin in the north to the Arabian Sea in the south.

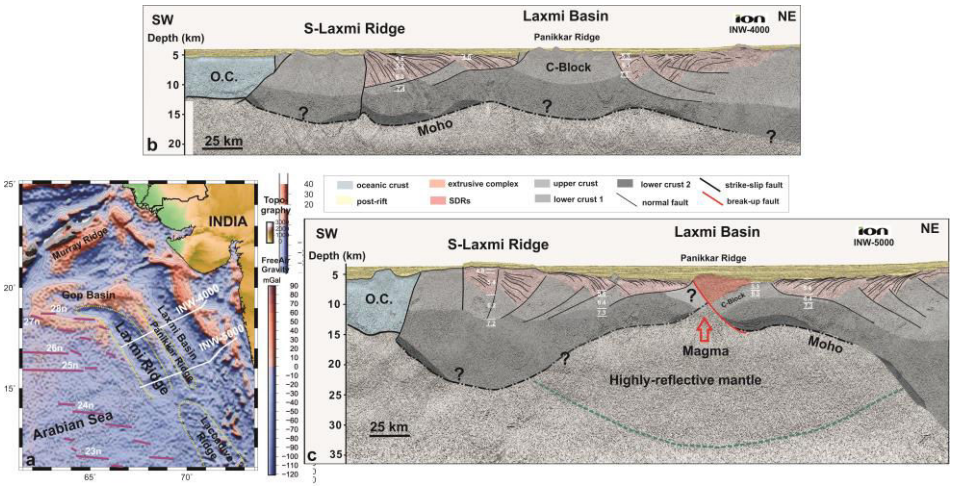


Figure 2 a: Free Air gravity of the Gop and Laxmi Basin (WGM 2012 database). b and c: INW-5000 and INW-4000 ION geophysical lines. The Pannikar Ridge is interpreted as a C-Block which is cut from north to south by southeastward-propagating breakup.

To the south, the NNW-trending Laxmi Basin and S-Laxmi Ridge are oblique to Arabian Sea magnetic anomalies and transforms[21] (Fig. 2a). A transtensional transform-like fault system separates the S-Laxmi Ridge to the west from Arabian Sea oceanic crust[17] (Figs. 2b and 2c). The Laxmi Basin has been proposed to be underlain by either oceanic crust[17,22] or continental crust[23]. We reevaluated the crustal structure of this basin using the *ION Geophysical IndiaSPAN*™ long-offset seismic reflection database[24]. Our interpretation was constrained by available seismic refraction data[25]. Confirming the views of Krishna et al.[26] (2006) we concluded that the Laxmi Basin and bordering areas comprise a typical system of conjugate volcanic passive margins, possibly developed from pre-extended continental crust (Figs 2b and 2c).

Both inner- and outer-SDRs are recognized along the edges of the basin (Figs. 2b and 2c). The SDRs face a central buoyant ridge, the Pannikar Ridge, which is characterized by a positive free-air gravity anomaly in the north that reduces and becomes negative to the south[26] (Fig. 2a). We interpret the Pannikar Ridge in line INW- as a VPM-related C-Block. To the north (Fig. 2c), this C-Block is cut by a large fault, probably associated with the southward propagation of the Laxmi oceanic axis[23,24]. This break-up fault may have functioned as a large-scale conduit that fed the 4-km-thick magma extrusion complex beneath which the basaltic upper crust flexes down (Fig. 2c).

We interpret the reflective sub-Moho mantle beneath the break-up area as magma-impregnated mantle feeding the extrusive pile (Fig. 2c). The SDRs are generally well-developed across the INW-4000 and INW-5000 lines, in particular in the shallower parts. Above the Moho, the lower crust is locally highly reflective with subparallel layers[2] (LC2). The overlying lower crust LC1 shows seismic velocities from 7.2 to 7.4 $km.s^{-1}$ and exhibits disrupted reflections. These are clearly distinct from reflective horizons in the upper-crustal SDRs, although some of them unusually lie parallel to the inner SDRs along profile INW-5000[17].

Most noteworthy is the pattern of outer SDRs and their structural relationships with the C-Block (Figs. 2b and 2c). The outer-SDRs are especially well developed SW of the profiles. They display a typical regular arcuate shape with a small radius of curvature[8]. They overlie a 7±1-km-thick lower crust with a gently dipping Moho. As observed elsewhere[27], they overlie a flat-lying surface that corresponds to the top of a highly reflective lower crust. In both seismic profiles INW-4000 and INW-5000 (Figs. 2b and 2c) a fault is visible in the W of the C-Block[24], apparently dying out along the flat-lying surface. In profile INW-5000, a symmetrical fault to the east of the Pannikar Ridge is defined by data of somewhat lower quality.

Altogether, the aborted Laxmi Basin illustrates well the detailed geometry and processes characteristic of syn-magmatic lithosphere rupturing and is an excellent example of a conjugate VPM with a C-Block.

3. A new model for outer SDRs and C-Blocks

The Laxmi Basin illustrates (1) the structure of conjugate VPMs with a central C-Block, (2) the relationship between SDRs and the C-Block, and (3) the location of the earliest break-up in this system. In the light of these findings, we propose a new tectonic model for outer-SDRs and C-Blocks as follows (Fig. 3). The sub-horizontal planar surface beneath the outer-SDRs corresponds to a zone

of mechanical decoupling between the extrusives (i.e. outer-SDRs) and underlying mafic lower crust. This zone is connected to the continent-ward-dipping normal fault system bounding the C-Block (Figs. 2b and 2c) that facilitates the break-away (Fig. 3). In this model, the upper crust outboard of the C-Block is strictly reduced to the outer-SDRs. In the active volcano-tectonic area, new SDRs are fed by dykes but also, possibly, by magma transiting through the major faults[27] (Supplementary data 1).

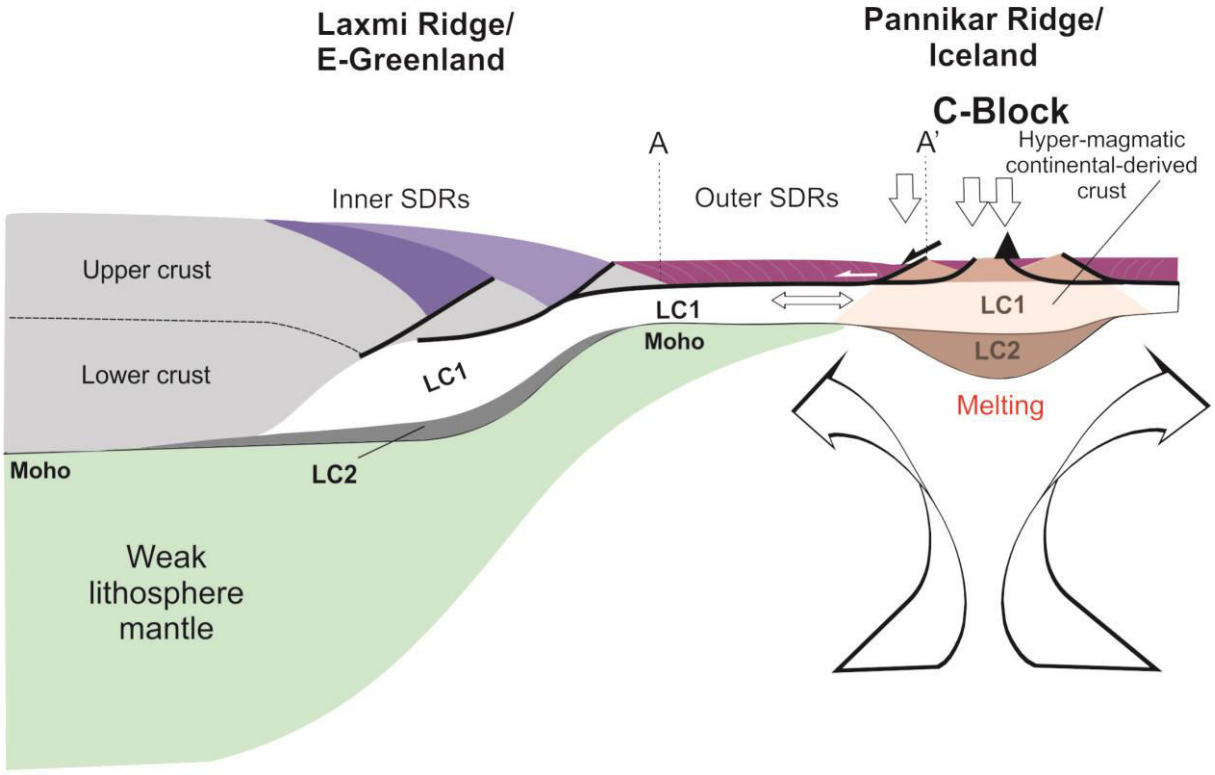


Figure 3. The inner VPM upper-crust (left of A) is detached from the C-Block (A') along a sub-horizontal plane. This is responsible for the passive exhumation of LC1 which is syn-tectonically covered by outer-SDRs over the melting zone. Extension beneath the detachment surface is achieved via a combination of ductile strain and massive magma dilatation. Divergence between the inner margin and the C-Block is driven by both gravity and magma dilatation in the central active melting zone. Vertical white arrows indicate possible locations of final oceanic break-up (see also Fig. 2c).

Extension in the lower crust is facilitated by both ductile strain, possibly magma-assisted, and horizontal magma dilatation through dyking. Extrusion of outer-SDRs over such a ductile lower crust has already been suggested from another large offset seismic data set[27]. Coeval intensive sill emplacement maintains, or even increases, crustal thickness with time. Lower crustal exhumation is associated with a drop in lithosphere strength when the C-Block becomes isolated (Fig. 1). As soon as the C-Block is detached from the inner-margin, there is no more continuity of the rigid upper-crust[2]. Because no more strength is expected in the mantle lithosphere at this stage[2,4], this defines the mechanical break-up of the continental lithosphere in a new way that does not involve the onset of pure oceanic crustal formation. This mechanical break-up and associated processes are driven by plate-tectonic extensional forces along with gravity-driven collapse[2,28] (Fig. 1).

In our model, lower crustal stretching and continuous dilatation by mafic magma is sufficient to account for steady-state pure-shear extension. So far we have no evidence during late-stage VPM evolution for significant pressure-driven active channel flow of the lower crust[29]. In the distal parts of

VPMs, lower crustal exhumation would mainly be a passive mechanism that follows the detachment of the C-Block from the inner-part of the margin (AA' in Fig. 3).

3. Application to Iceland and the GIF Ridge

The onset of oceanic accretion in the NE-Atlantic followed syn-magmatic stretching and thinning of the continental lithosphere during the Palaeogene. Conspicuous VPMs developed along E Greenland, including E of the Jan Mayen microcontinent, and along the edges of the pre-extended W-Europe continent[30] (Fig; 4a). The age of continental break-up is commonly considered to correspond to the earliest linear magnetic anomaly, i.e. C24 (Eocene).

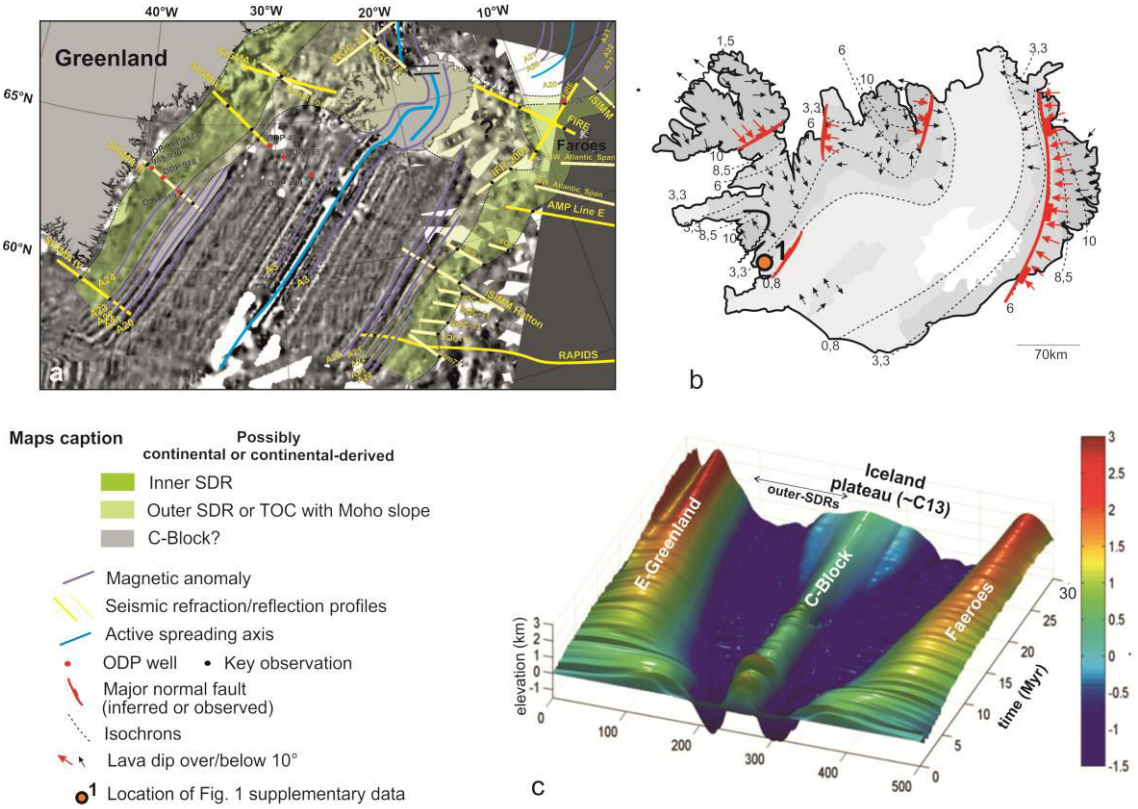


Figure 4. a: Extent of inner- and outer-SDRs in the NE-Atlantic superimposed on a map of the magnetic field. Full references for this figure are given in Supplementary Data 2 (magnetic data, ODP reports and seismic profiles). A part of those data is extrapolated from observations along profiles or scientific reports. Where no other data are available, inner-SDRs at VPMs are assumed to overlie the necked area as is usually observed worldwide. b: Simplified tectonic map of Iceland. Major normal faults are suggested to be located at the edge of the main flexures, covered with more recent lavas (see Supplementary Data 1 and related references). c: basement elevation evolution with time of conjugate VPM with central C-Block (modified from Geoffroy et al.[2] and applied to the NE-Atlantic VPMs and Iceland). Note the widening of the C-Block with time due to its tectonic dislocation, and compare with the wideness of the Iceland plateau.

The mid-Atlantic ridge at the latitude of Iceland (Fig. 4a) is magmatically over-productive. This has commonly been attributed to the presence of a ridge-centered hot spot. The E-Greenland coastal flexure is the eroded, dyke-intruded Precambrian continental basement of the earliest inner-SDR of the E-Greenland VPM[31,32] (Fig. 4a). Away from the E-Greenland inner margin, along the SIGMA1 seismic refraction profile[33], outer-SDRs extend from Greenland to Iceland[10] (Fig. 4a). To the south, the outer-SDR domain extends along offshore E-Greenland and is associated with magnetic

anomalies C24 to C22[34] (Fig. 4a). Offshore SE-Greenland an enigmatic linear basement ridge buried beneath post-rift sediments forms the eastern boundary of the outer SDRs[34] (Fig. 4a).

East of Iceland, the Iceland-Faroe Ridge is the NE prolongation of the N-Hatton VPM[7]. It has similar seismic velocities and crustal thickness as the Greenland-Iceland Ridge[5]. Its magmatic upper crust is poorly explored, but outer SDRs are recognized locally (Fig. 4a), possibly associated with rift jumps[35]. Whether its deep structure is oceanic or continental from interpretation of seismic velocities in the lower crust and sub-Moho mantle, is a matter of debate[36,37].

Iceland, the sub-aerial part of this trans-Atlantic ridge, has a thick seismic lower crust with a gradational Moho[38,39]. The composition of the lower crust is unknown because its relatively high density and low seismic velocity does not match any known petrology. Seismic observations also require subsolidus temperatures and a low percentage of pervasive melt[40, 41]. The maximum crustal thickness and topography lies in its central part and results from an over-thickened lower crust whose absolute P-velocities (around 7 $km.s^{-1}$) and low P-velocity gradients with depth, are similar to those of the Greenland-Iceland and Iceland-Feroe Ridges[5,39].

The Mio-Pliocene upper crust exposed in W and E Iceland is characterized by basaltic flows that dip towards the axial active rift zone (Fig. 4b; Suppl. Data 2). Complications in the general dips of lavas exist because of rift migrations and jumps in Iceland[42,43], but the dominant dip is eastward in the western part of the island, and westward in the eastern part (Fig. 4b). In contrast with purely isostatic theoretical models[44,45], syn-constructional “continent-ward-dipping” normal faults, with downward throw exceeding 2 km, control SDR geometry in the eroded parts of Iceland[46] (Supplementary Data 1). Icelandic flexures appear to be controlled by fault-controlled sub-wedges which explains the large small-scale variations, both laterally and vertically, in the dips of the lavas. W and E of Iceland, the exposed SDRs are the continuation of outer SDRs located offshore along the Greenland-Iceland-Faroe Ridge (GIFR; Fig. 4a).

No simple seafloor-spreading-type accretion model can explain Icelandic upper-crustal structure, the width of the island given the spreading rate[47], crustal thickness[43] or magma chemical composition[43,48]. A number of distinct interpretations have thus been proposed to account for these characteristics including re-melting of the ancient mantle-embedded Iapetus slab[43,49] and contamination by a fragment of continental crust[47,48].

In light of these observations, we propose that the conceptual model presented in Figure 3 represents the most likely model for the NE Atlantic from Greenland to the Faroe Islands passing through Iceland (Fig. 4c). We propose that (1) the GIFR high-velocity lower crust is exhumed continental-derived mafic lower crust, and (2) Iceland is the remnant of a magma-intruded, dislocated C-Block (Figs. 1 and 4c), distinct in origin from the Jan Mayen microplate[30,49] to the north.

The amount and distribution of residual continental fragments beneath Iceland cannot currently be mapped. Major mafic magma injections have resulted in anatexis and assimilation in the deepest crust[48]. Evidence from geochemistry, gravity and receiver functions suggests that the most likely area is central and east-central Iceland[39,48].

A buried ridge has been detected by the SIGMA seismic surveys[34]. The remnant of a C-Block analogous to the Pannikar Ridge could also be located along offshore E-Greenland, at the approximate location of magnetic anomaly A21 (Fig. 4a). This ridge is located all-along to the East of eastward-dipping outer-SDRs (Fig. 4a). This possible C-Block may have been sliced off during the northeastward-propagating Atlantic break-up.

True oceanic break-up may never have occurred at the latitude of Iceland.

4. Concluding remarks

1. At non-volcanic or magma-poor margins, extension of cold continental lithosphere is frequently associated with an early necking stage followed by later exhumation of serpentinized continental mantle. Break-up of the crust predates that of the rigid mantle[29]. At VPMs, the hot mantle lithosphere has little or no strength. High thermal gradients result from small-scale convection, voluminous magma input and rapid extension [4,31,50]. The time and space transition from inner- to outer-SDR formation is diagnostic of the mechanical break-up of the whole continental lithosphere ("whole lithosphere failure") as a consequence of splitting of the C-Block from the inner-margin (Figs. 1 and 3);

2. In oceans, it is not possible to distinguish between "true" oceanic crust and continent-derived mafic crust using geophysics only. Both types of crust have high densities, similar Vp structure and they host linear magnetic anomalies. In the NE-Atlantic, magnetic anomalies are much less clearly defined along the GIFR itself (Fig. 4a), a probable consequence of subaerial magma extrusion of low-viscosity magma. Some continent-derived mafic crust may be thick (e.g. GIFR) and some may have a thickness close to that of normal oceanic crust (e.g. Laxmi Basin) a possible consequence of pre-magmatic extensional thinning and/or lower magma budget. The absence of outer-SDRs and chemical contamination of lavas by continental crust are pre-requisites of "true" oceanic mafic crust;

3. This model suggests a radically different view of so-called oceanic domains. They may contain far more distributed continental fragments (C-Blocks) than hitherto assumed. Targeted oceanic drilling programs and strategic dredging could test these ideas at specific locations.

Ackowledgments. ION Geophysical is acknowledged for granting authorization to publish IndiaSPAN lines INW-4000 and INW-5000. This study is supported by the **GRI Marges Volcaniques**, a TOTAL™ and UBO (Université de Bretagne Occidentale) partnership

References

1. Stica, J. M., Zalán, P. V. & Ferrari, A. L. 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. *Mar. Petrol. Geol.* **50**, 1–21 (2014).
2. Geoffroy, L., Burov, E. B. & Werner, P. Volcanic passive margins: another way to break up continents. *Scientific Reports* **5**, 14828 (2015).

3. Planke, S., Symonds, P. A., Alvestad, E. & Skogseid, J. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. *J. Geophys. Res.* **105**, 19335–19351 (2000).
4. Geoffroy, L. Volcanic passive margins. *C. R. Geosci.* **337**, 1395–1408 (2005).
5. Funck, T. et al. A review of the NE Atlantic conjugate margins based on seismic refraction data. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **447**, 171–205 (2017).
6. Clerc, C., Jolivet, L. & Ringenbach, J.-C. Ductile extensional shear zones in the lower crust of a passive margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **431**, 1–7 (2015).
7. White, R. S. et al. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature* **452**, 460 (2008).
8. Franke, D. et al. Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **11**, Q0AB04 (2010).
9. Paton, D. A., Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P. & Horn, B. Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic. *Geology* **45**, 439–442 (2017).
10. Larsen, H. C. & Jakobsdóttir, S. Distribution, crustal properties and significance of seawards-dipping sub-basement reflectors off E Greenland. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **39**, 95–114 (1988).
11. Thybo, H. & Artemieva, I. M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics* **609**, 605–619 (2013).
12. Behn, M. D. & Lin, J. Segmentation in gravity and magnetic anomalies along the U.S. East Coast passive margin: Implications for incipient structure of the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.* **105**, 25769–25790 (2000).
13. Perrot, K., Geoffroy, L. & Dyment, J. Magnetic structure of the Greenland Volcanic Passive margin. In AGU-EUG-EGS meeting abstr. (2003).
14. Mutter, J. C., Talwani, M. & Stoffa, P. L. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by 'subaerial sea-floor spreading'. *Geology* **10**, 353–357 (1982).
15. König, M. & Jokat, W. Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data. *Geophys. J. Int.* **180**, 158–180 (2010).
16. Sager, W. W. Scientific Drilling in the South Atlantic: Rio Grande Rise, Walvis Ridge and surrounding areas. (US Science Support Program, 2014).
17. Misra, A. A., Sinha, N. & Mukherjee, S. Repeat ridge jumps and microcontinent separation: insights from NE Arabian Sea. *Mar. Petrol. Geol.* **59**, 406–428 (2015).
18. Collier, J. S. et al. Age of Seychelles–India break-up. *Earth Planet. Sci. Lett.* **272**, 264–277 (2008).
19. Courtillot, V. E. & Renne, P. R. On the ages of flood basalt events. *C. R. Geosci.* **335**, 113–140

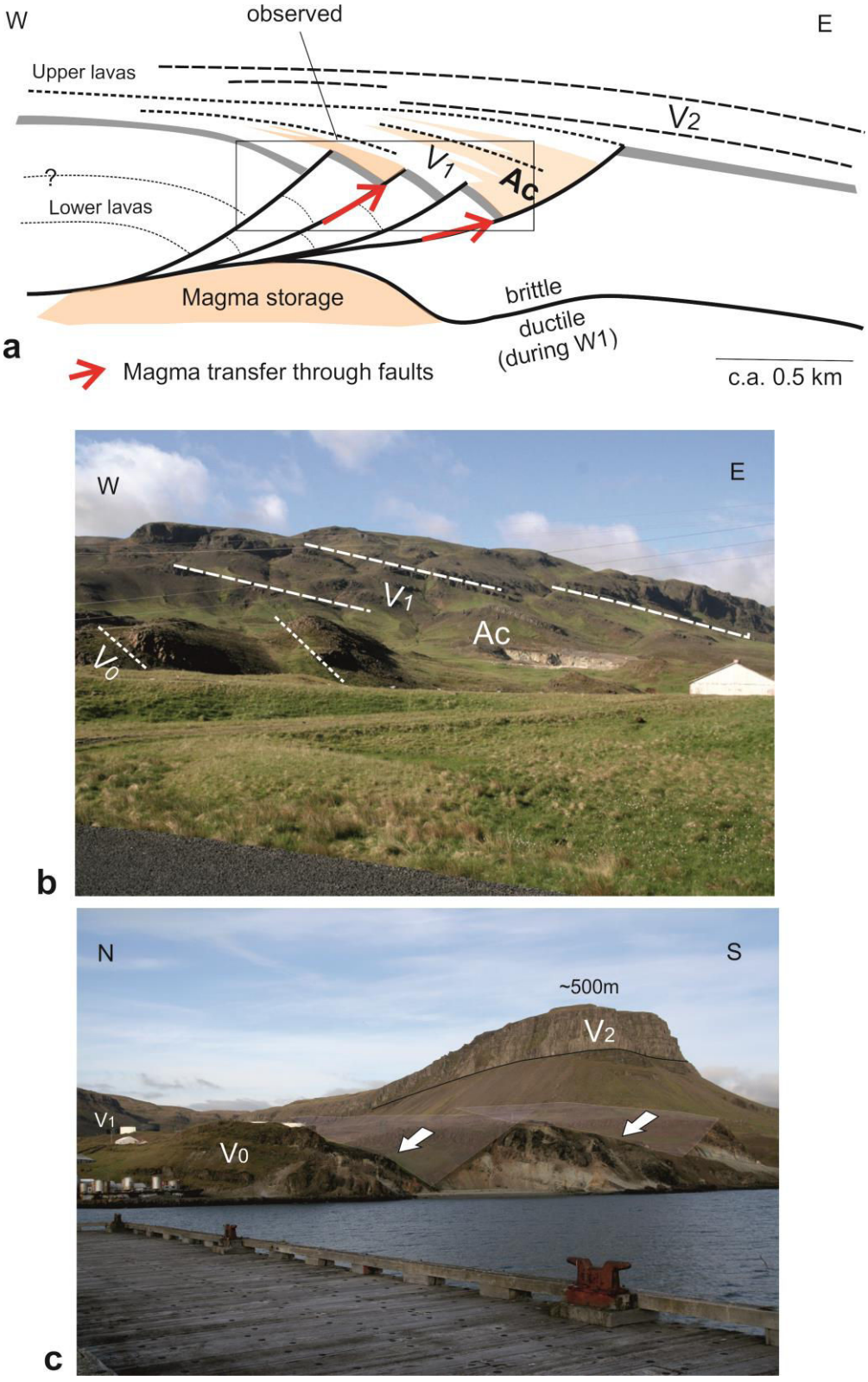
(2003).

20. Minshull, T. A., Lane, C. I., Collier, J. S. & Whitmarsh, R. B. The relationship between rifting and magmatism in the northeastern Arabian Sea. *Nat. Geosci.* **1**, 463 (2008).
21. Eagles, G. & Hoang, H. H. Cretaceous to present kinematics of the Indian, African and Seychelles plates. *Geophys. J. Int.* **196**, 1–14 (2014).
22. Corfield, R. I. et al. Variability in the crustal structure of the West Indian Continental Margin in the Northern Arabian Sea. *Petrol. Geosci.* **16**, 257–265 (2010).
23. Nemčok, M. & Rybár, S. Rift-drift transition in a magma-rich system: The Gop Rift-Laxmi basin case study, West India. *Geol.Soc. Spec. Publ*. **445**, (2016).
24. Guan, H., Geoffroy, L. & Werner, P. Is the Gop-Rift oceanic? A re-evaluation of the Seychelles-India conjugate margin. EGU2016-7643 (EGU General Assembly, 2016).
25. Naini, B. R. & Talwani, M. Structural Framework and the Evolutionary History of the Continental Margin of Western India. *AAPG Memoir* **34**, 167–191 (1982).
26. Krishna, K. S., Gopala Rao, D. & Sar, D. Nature of the crust in the Laxmi Basin (14°-20°N), western continental margin of India. *Tectonics* **25**, TC1006 (2006).
27. Quirk, D. G., Shakerley, A. & Howe, M. J. A mechanism for construction of volcanic rifted margins during continental breakup. *Geology* **42**, 1079–1082 (2014).
28. Pindell, J., Graham, R. & Horn, B. Rapid outer marginal collapse at the rift to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. *Basin. Res.* **26**, 701–725 (2014).
29. Huismans, R. S. & Beaumont, C. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *Geology* **36**, 163–166 (2008).
30. Gernigon, L. Blischke, A., Nasuti, A., & Sand, M. Conjugate volcanic rifted margins, seafloor spreading, and microcontinent: Insights from new high-resolution aeromagnetic surveys in the Norway Basin. *Tectonics* **34**, 907-933 (2015).
31. Lenoir, X., Féraud, G. & Geoffroy, L. High-rate flexure of the East Greenland volcanic margin: constraints from 40Ar/39Ar dating of basaltic dykes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **214**, 515–528 (2003).
32. Brooks, C. K. The East Greenland rifted volcanic margin. *Geol. Surv. Den. Greenl. Bull.* **24**, 1–96 (2011).
33. Holbrook, W. S. et al. Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.* **190**, 251–266 (2001).
34. Dahl-Jensen, T. et al. Seismic investigation of the East Greenland volcanic rifted margin. *Geol. Greenl. Surv. Bull.* **176**, 50–54 (1997).
35. Hjartarson, Á., Erlendsson, Ö. & Blischke, A. The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **447**, 127–148 (2017).

36. Smallwood, J. R., White, R. S. & Staples, R. K. Deep crustal reflectors under Reydarfjördur, eastern Iceland: crustal accretion above the Iceland mantle plume. *Geophys. J. Int.* **134**, 277–290 (1998).
37. Bohnhoff, M. & Makris, J. Crustal structure of the southeastern Iceland-Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data. *J. Geodyn.* **37**, 233–252 (2004).
38. Darbyshire, F. A., White, R. S. & Priestley, K. F. Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. Earth Planet. Sci. Lett. **181**, 409–428 (2000).
39. Foulger, G. R., Du, Z. & Julian, B. R. Icelandic-type crust. *Geophys. J. Int.* **155**, 567–590 (2003).
40. Menke, W. & Levin, V. Cold crust in a hot spot. *Geophys. Res. Lett.* **21**, 1967–1970 (1994).
41. Gudmundsson, Ó. The dense root of the Iceland crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **206**, 427–440 (2003).
42. Helgason, J. Shifts of the plate boundary in Iceland: Some aspects of Tertiary volcanism. *J. Geophys. Res.* **90**, 10084–10092 (1985).
43. Foulger, G. R., Natland, J. H. & Anderson, D. L. Genesis of the Iceland melt anomaly by plate tectonic processes. in Plates, Plumes, and Paradigms **388** (eds. Foulger, G. R., Nalland, J. H., Presnall, D. C. & Anderson, D. L.) 595–625 (Geological Society of America, 2005).
44. Palmàson, G. A continuum model of crustal generation in Iceland: kinematics aspects. *J. Geophys.* **47**, 7–18 (1980).
45. Buck, W. R. The role of magmatic loads and rift jumps in generating seaward dipping reflectors on volcanic rifted margins. *Earth Planet. Sci. Lett.* **466**, 62–69 (2017).
46. Bourgeois, O., Dauteuil, O. & Hallot, E. Rifting above a mantle plume: structure and development of the Iceland Plateau. *Geodinamica Acta* **18**, 59–80 (2005).
47. Foulger, G. R. Older crust underlies Iceland. *Geophys. J. Int.* **165**, 672–676 (2006).
48. Torsvik, T. H. et al. Continental crust beneath southeast Iceland. *PNAS* **112**, E1818–E1827 (2015).
49. Schiffer, C. et al. The Jan Mayen microplate complex and the Wilson cycle. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **470**, SP470.2 (2018).
50. Gac, S. & Geoffroy, L. 3D Thermo-mechanical modelling of a stretched continental lithosphere containing localized low-viscosity anomalies (the soft-point theory of plate break-up). *Tectonophysics* **468**, 158–168 (2009).

SUPPLEMENTARY DATA

Supplementary data 1



Supplementary data 1. Hvalfjordur fault system (SW Iceland)

a: Interpretative sketch of the fault system in the erosional window of Miðsandur, Hvalfjordur Fjord, SW Iceland; b, c: interpreted pictures of the area (b and c). Arrows indicate dip-slip displacement along faults. V_0 are South-Eastward strongly tilted lava beds locally highly intruded by acid magma and high-pressure pneumatolytic fluids; V1 are mainly acid extrusives and intrusives (Ac) forming a syn-tectonic wedge thickening to the East; V2 are basalts unconformably overlying V1, gently dipping to the East. Faults are everywhere seen to be intruded by V1-related acid magma. See also Google Earth™ view in 3D centered at N64°23'43", W21°26'22" looking to the NE, i.e. parallel to the normal faults and tilted lava trends.

Similar observations elsewhere in Iceland can be found in the following contributions:

Bourgeois, O., 2000, Processus d'extension lithosphérique en Islande, Thèse de Doctorat, Géosciences Rennes, Mem.96, ISBN 1240-1498., 280pp. https://geosciences-test.univ-rennes1.fr/IMG/pdf/Bourgeois.pdf

Doubre, C., 2004, Structure et mecanismes des segments de rift volcano-tectoniques. Etude de rifts anciens (Ecosse, Islande) et d'un rift actif (Asal-Ghoubbet), Thèse de Doctorat de l'Université du Maine, 420pp.

Bourgeois, O., Dauteuil, O., Hallot, E., 2005, Rifting above a mantle plume: structure and development of the Iceland Plateau: Geodinamica Acta, v. 18, p. 59–80, https://doi.org/10.3166/ga.18.59-80.

Supplementary data 2. References used for construction of Fig. 4

Barton, A.J., White, R.S., 1997a, Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 3109–3129, https://doi.org/10.1029/96JB03387.

Barton, A.J., White, R.S., 1997b, Volcanism on the Rockall continental margin: Journal of the Geological Society, v. 154, p. 531–536, https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0531.

Bohnhoff, M., Makris, J., 2004, Crustal structure of the southeastern Iceland-Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data: Journal of Geodynamics, v. 37, p. 233–252, https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.02.004.

Chaubey, A.K., Bhattacharya, G.C., Murty, G.P.S., Srinivas, K., Ramprasad, T., Rao, D.G., 1998, Early Tertiary seafloor spreading magnetic anomalies and paleo-propagators in the northern Arabian Sea: Earth and Planetary Science Letters, v. 154, p. 41–52, https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00178-7.

Dahl-Jensen, T., Holbrook, W.S., Hopper, J.R., Kelemen, P.B., Larsen, H.C., Detrick, R., Bernstein, S., Kent, G., 1997, Seismic investigation of the East Greenland volcanic rifted margin: Geology of Greenland Survey Bulletin, v. 176, p. 50–54.

Davison, I., Stasiuk, S., Nuttall, P., Keane, P., 2010, Sub-basalt hydrocarbon prospectivity in the Rockall, Faroe–Shetland and Møre basins, NE Atlantic: Geological Society Petroleum Geology Conference series: v. 7, p. 1025–1032, https://doi.org/10.1144/0071025.

Elliott, G.M., Parson, L.M., 2008, Influence of margin segmentation upon the break-up of the Hatton Bank rifted margin, NE Atlantic: Tectonophysics, v. 457, p. 161–176, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.008.

Hjartarson, Á., Erlendsson, Ö., Blischke, A., 2017, The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex: Geological Society Special Publications, v. 447, p. 127–148, https://doi.org/10.1144/SP447.14.

Holbrook, W.S., Larsen, H.C., Korenaga, J., Dahl-Jensen, T., Reid, I.D., Kelemen, P.B., Hopper, J.R., Kent, G.M., Lizarralde, D., Bernstein, S., Detrick, R.S., 2001, Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic: Earth and Planetary Science Letters, v. 190, p. 251–266, https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00392-2.

Hopper, J.R., Dahl-Jensen, T., Holbrook, W.S., Larsen, H.C., Lizarralde, D., Korenaga, J., Kent, G.M., Kelemen, P.B., 2003, Structure of the SE Greenland margin from seismic reflection and refraction data: Implications for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during North Atlantic opening: Journal of Geophysical Research, v. 108, p. 2269, https://doi.org/10.1029/2002JB001996.

Klingelhöfer, F., Edwards, R.A., Hobbs, R.W., England, R.W., 2005, Crustal structure of the NE Rockall Trough from wide-angle seismic data modeling: Journal of Geophysical Research, v. 110, p. B11105, https://doi.org/10.1029/2005JB003763.

Richardson, K.R., Smallwood, J.R., White, R.S., Snyder, D.B., Maguire, P.K.H., 1998, Crustal structure beneath the Faroe Islands and the Faroe–Iceland Ridge, Tectonophysics, v. 300, p. 159–180, https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00239-X.

Smallwood, J.R., Staples, R.K., Richardson, K.R., White, R.S., 1999, Crust generated above the Iceland mantle plume: From continental rift to oceanic spreading center: Journal Geophysical Research, v. 104, p. 22885–22902, https://doi.org/10.1029/1999JB900176.

Vogt, U., Makris, J., O'Reilly, B.M., Hauser, F., Readman, P.W., Jacob, A.W.B., Shannon, P.M., 1998, The Hatton Basin and continental margin: Crustal structure from wide-angle seismic and gravity data: Journal of Geophysical Research, v. 103, p. 12545–12566, https://doi.org/10.1029/98JB00604.

White, R.S., Smith, L.K., 2009, Crustal structure of the Hatton and the conjugate east Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic: Journal of Geophysical Research, v. 114, p. B02305, https://doi.org/10.1029/2008JB005856.

White, R.S., Spitzer, R., Christie, P.A.F., Roberts, A.W., Lunnon, Z., Maresh, J., Group, iSimm W., 2005, Seismic imaging through basalt flows on the Faroes Shelf, *in* Ziska, H., Varming, T., Blotch, D., eds., Faroe Islands Exploration Conference: Proceedings of the 1st Conference: Faroese Society of Sciences and Humanities Supplementum , v. 43, p. 11–31.

Chapitre III

Etude de la croûte supérieure sous les SDRs internes (croûte infra-SDRs)

Si la géométrie des SDRs devient mieux connue, tel n'est pas le cas de la croûte continentale qui se situe sous les SDRs et qui accommode avec la croûte supérieure le necking de la marge. La connaissance de cette croûte est fondamentale pour contraindre la géométrie et le fonctionnement du système magmatique qui alimente les différents prismes de SDRs au cours de leur développement dans le temps (développement vertical du prisme) et dans l'espace (développement vers l'océan des SDRs).

Dans ce chapitre, je vais décrire les structures observées (à l'Est du Groenland) dans la croûte supérieure, qui est a priori rigide et élastique, croûte située immédiatement sous les SDRs internes pour déchiffrer les processus tectoniques ou magmatiques des flexures crustales infra-SDRs. Il s'agit, au premier ordre, de comprendre comment cette flexuration « anticlinale » de la croûte supérieure (cf. §1.3.2) est accommodée de manière permanente, lors du développement des SDRs internes. En particulier, il s'agit d'explorer le mécanisme de l'accommodation de cette flexuration crustale par du magmatisme au cours du développement des SDRs internes.

Je commence ce chapitre par un rappel bibliographique sur la géométrie des intrusions magmatiques dans la croûte supérieure, car la croûte située sous les SDRs est intensément intrudée par des corps magmatiques, mafiques et acides, de toute dimension et géométrie. Je fais également une synthèse des données disponibles sur les flexures crustales exposées ailleurs qu'au Groenland.

3.1 Rappel des différents types d'intrusions (intrusions planaires et non-planaires)

Les caractéristiques structurales d'une intrusion magmatique sont des éléments de premier ordre pour déduire les conditions tectoniques de leur mise en place. Selon leurs géométries, elles peuvent être classifiées en deux types : des intrusions planaires (dykes, sills, cone-sheets et ring dykes) et des intrusions non-planaires (chambres magmatiques, laccolites).

3.1.1 Les intrusions planaires

a. Sills et dykes

Les dykes et les sills sont des intrusions planaires typiques considérés comme des cracks de mode I contenant un magma en surpression. Les sills sont généralement parallèles à la stratification de l'encaissant et sont généralement horizontaux lors de leur mise en place, et les dykes sont généralement verticaux ou sub-verticaux lors de leur mise en place.

Lorsque le magma n'emprunte pas une fracture héritée, les intrusions planaires se propagent orthogonalement à la contrainte principale minimale du milieu ($\sigma 3$), grâce aux concentrations de contraintes en tension à leurs extrémités (Pollard et al., 1982). L'injection d'une intrusion magmatique est contrôlée par la viscosité du magma, la résistance à la fracturation de l'encaissant et la densité du magma (Lister & Kerr, 1991). Globalement un magma se propagera toujours vers ou suivant le niveau d'équilibre des pressions, entre la pression lithostatique et la pression du magma, la distance de propagation étant fonction de la dissipation des forces visqueuses (Lister & Kerr, 1991).

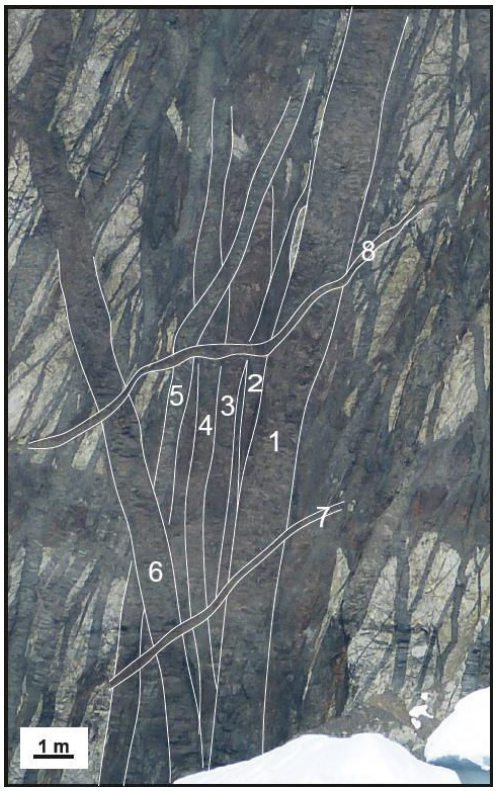


Figure 3.1 : Dykes multiples. Les dykes 1 à 5 sont issus d'injections différentes au même endroit.

Les dykes sont associés, lorsqu'ils recoupent la surface topographique à des éruptions fissurales (avec formation de cônes monogéniques) et sont en grande majorité verticaux à subverticaux quoique certains puissent être localement inclinés lorsque le magma s'injecte dans les fractures héritées. Ils correspondent en général à un seul événement magmatique, mais il est courant qu'au même endroit, on observe plusieurs injections successives (dykes multiples) (Fig. 3.1).

Les dykes se trouvent aussi bien en contexte intraplaque (volcanisme intracontinental, point chauds) que dans les contextes tectoniques extensifs (dorsales et rifts) et compressifs (zones de subduction et de collision). La nature des magmas contenus dans les dykes peut être variée (basique ou acide) (Ernst et al., 1995). Le magma dans les dykes arrache parfois des morceaux d'encaissant (xénolites) qu'ils transportent. Les xénolites peuvent fournir des informations importantes sur les parties profondes inaccessibles de la croûte. La dimension et la géométrie des xénolites peuvent être très variées, ceux d'origine superficielle étant souvent anguleuse (Fig. 3.2) (Galland, 2004).

Figure 3.2 : Xénolites mafiques transportés par un magma acide (Est du Groenland)

Les dykes peuvent former des essaims d'intrusions parallèles ou avoir une distribution radiale (Nakamura, 1977 ; Muller & Pollard, 1977). Dans la figure 3.3, l'essaim de dyke de Mackenzie (Nord-Est du Canada) présente une disposition sub-radiale autour d'un centre magmatique de grande dimension mais sont subparallèles à distance car soumis à un champ de contrainte régional non perturbé.

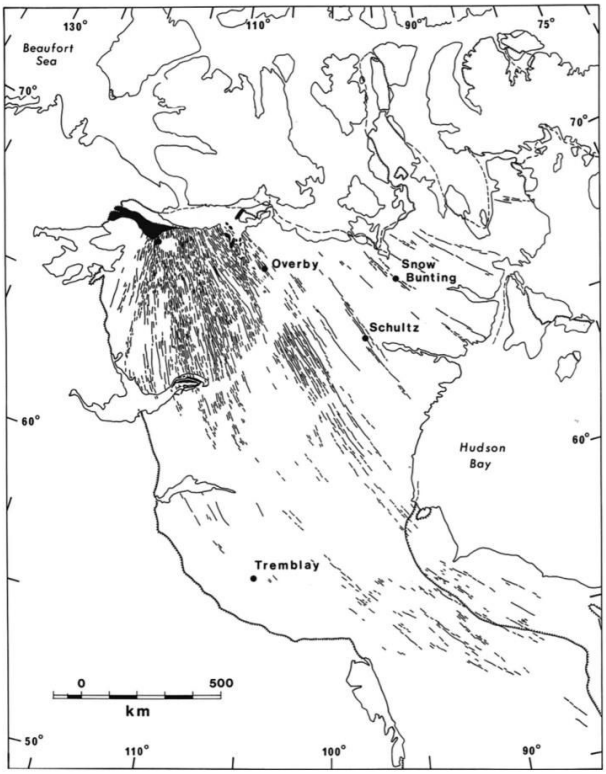


Figure 3.3 : Essaim de dykes de Mackenzie au Nord-Est du Canada daté de 1270 Ma (Bunger et al., 2013).

Les sills sont des intrusions planaires sub-horizontales. Leur épaisseur peut varier de quelques mètres à quelques dizaines d'hectomètres. Ces intrusions peuvent être irrégulières et recoupent localement les structures de l'encaissant (disposition en "saucer-shape", Polteau et al., 2008). L'évolution d'un sill peut être décrite en deux étapes :1) propagation latérale d'un sill fin

tabulaire (Fig. 3.4a), 2) inflation verticale du sill (Fig. 3.4b). Le magma peut à ce stade s'injecter le long d'un plan de faille normale ou inverse si cette faille est développée au bord du sill (Fig. 3.4c) (Wilson et al., 2016).

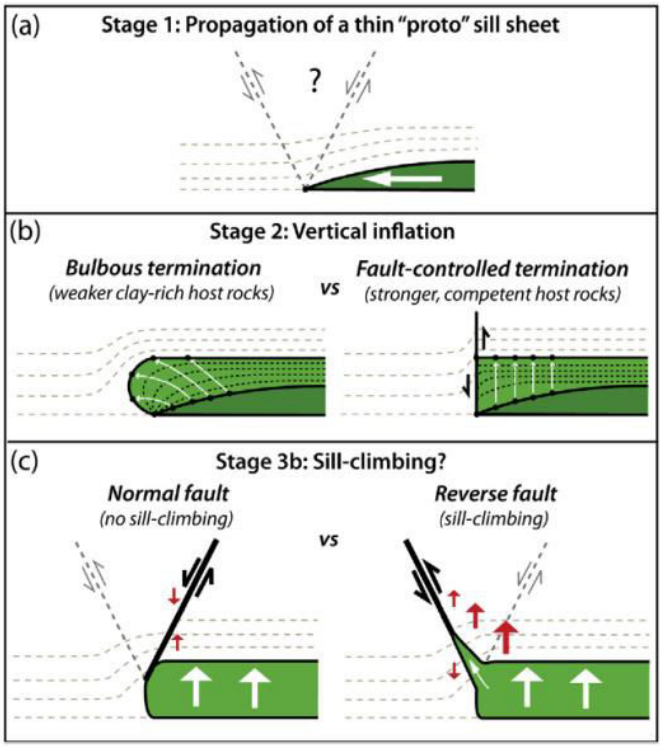


Figure 3.4 : Passage d'un sill d'une propagation horizontale à une croissance verticale (Wilson et al., 2016).

Les sills peuvent se présenter aussi bien en contexte de collision (Himalaya) (Searle, 1999), ou dans des environnements géologiques intra-plaques en contexte extensif (Norvège et Groenland) (Saunders et al., 1997 ; Tegner et al., 1998). De nombreux complexes magmatiques filoniens sont constitués à la fois de dykes et de sills (Fig. 3.5) (Best, 2003).

Figure 3.5 : Intrusions de sills et de dykes dans un gneiss protérozoïque (Est du Groenland). Le sill initial est recoupé par les dykes. La photo est prise dans la direction parallèle à la marge.

b. Cone-sheets & ring dykes

Certaines intrusions planaires s'expriment cartographiquement par des anneaux. Certaines ont des pendages convergents vers le bas (cone-sheets), d'autres sont opposés (ring dykes) (Fig. 3.6).

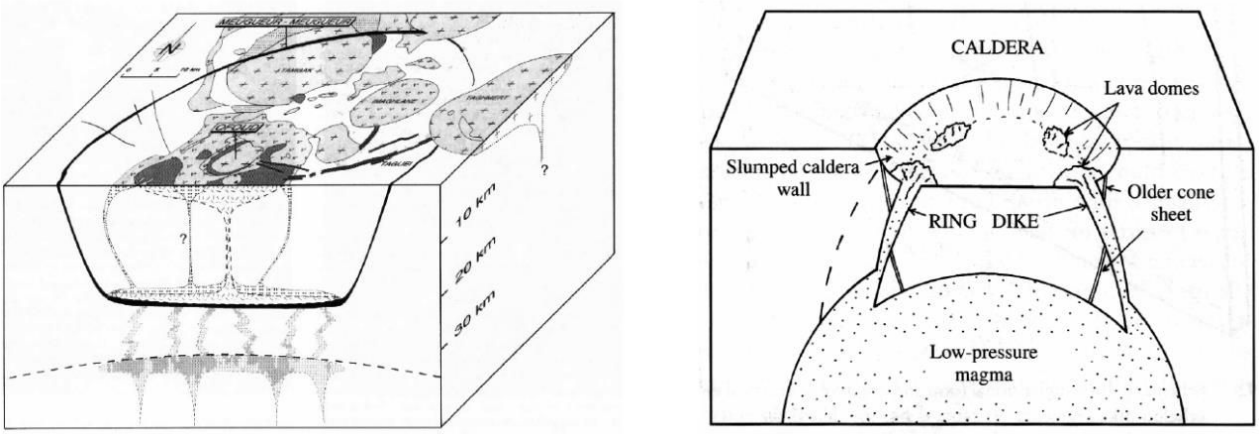


Figure 3.6 : a) cone-sheets (Moreau et al., 1995) ; b) ring dyke (Best, 2003).

La formation de cone-sheets ou de ring-dykes est associée aux variations de pression du magma dans un réservoir situé en dessous (Anderson et al., 1937).

Au début de l'intrusion, ce réservoir magmatique est nourri par le manteau en dessous qui subit une fusion et remonte sous forme de diapir (Fig. 3.7a, Doubre & Geoffroy, 2003). La pression du magma dans la chambre magmatique est élevée, l'encaissant entre la chambre magmatique et la surface est sous tension. L'augmentation de la pression du magma dans une chambre sphérique ou ellipsoïdale conduit au développement des injections de magmas (cone-sheets, Fig. 3.6a). Les magmas s'injectent latéralement dans les dykes suivant la direction de la contrainte principale horizontale (σ_H). Plus tard, l'alimentation du magma entre le réservoir et le manteau s'arrête (Fig. 3.7b), la pression dans la chambre magmatique diminue. Les fractures se développent par collapse dans la chambre (ring dyke, Fig. 3.6b).

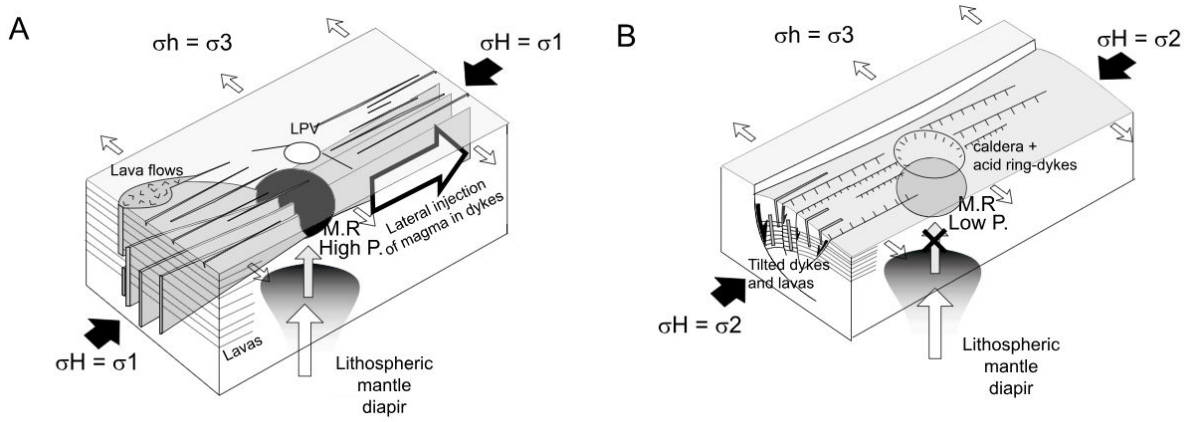


Figure 3.7 : Modèle conceptuel d'alimentation d'un segment volcano-tectonique (Doubre & Geoffroy, 2003). A) stade de pression magmatique moyenne élevée dans le réservoir magmatique. Des dykes sont injectés latéralement et des cone-sheets peuvent se former (non représentés). B) Stade de faible pression magmatique lié à une déconnection du réservoir

crustal au diapir mantellique. La pression dans le réservoir diminue et des ring-dykes se forment Des failles normales se développent parallèlement à la direction de la contrainte horizontale maximale en relation avec une permutation des contraintes principales.

c. Possibilité d'injection de magma dans une faille

Les intrusions magmatiques ont a priori deux possibilités pour se propager : soit créer leur propres fractures soit utiliser les niveaux de faiblesses de la roche, que ce soient des fractures préexistantes ou des niveaux stratigraphiques. Par exemple, Gudmundsson & Brenner (2004) ont montré par l'étude d'un réseau de dykes en Islande que certains dykes sont injectés dans des failles normales qui peuvent rejouer en inverse sous l'effet de la pression de fluide.

La possibilité qu'une faille normale, dans un système extensif magmatique, puisse être pendant son fonctionnement un conduit de magma, pose un grand nombre de problèmes mécaniques (cisaillement visqueux et non plus frictionnel) et introduit un champ de recherche nouveau. Dans le cadre de cette thèse (cf. §3.3), je montre que ce type de failles syn-magmatiques est probable, et qu'elles peuvent contrôler le développement anormalement rapide (Lenoir et al., 2003) des SDRs internes. Dans le cadre du projet GRI Marges Volcaniques, l'injection de magma dans une faille a déjà été approchée par des observations de terrain et par des expériences analogiques (Collet, 2014).

Au niveau de la péninsule Nuussuaq à l'Ouest du Groenland, un système de sills affleure sur une ligne N-S d'une cinquantaine de kilomètres (Fig. 3.8 et 3.9, localisation du sill est indiquée dans la figure 2.20).

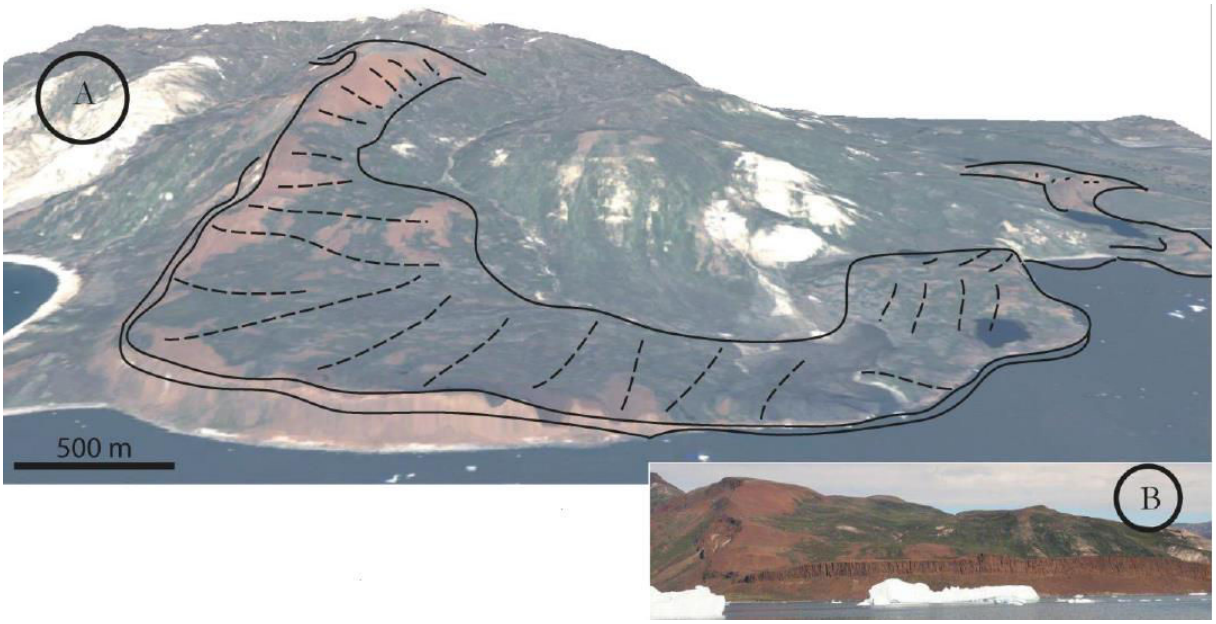


Figure 3.8 : A) Vue 3D de l'intrusion montrant une forme en "saucer shape". B) Photo au même endroit (Collet, 2014). La localisation de la photo est indiquée dans la figure 2.20.

Ces sills recoupent les formations sédimentaires crétacé-paléocène dans la partie sud de la péninsule. Localement ces sills ont une géométrie en "saucer-shape" (Polteau et al., 2008) (Fig. 3.8). Tous ces sills, qui pourraient former une seule grande intrusion, sont géographiquement localisés le

long de la faille normale bordière majeure (faille de Saqqaqdalen) qui limite le socle précambrien du bassin mesozoïque W-Groenland, faille réactivée lors de la formation de la marge volcanique (cf. Article 2). La direction moyenne des sills est N152E avec un pendage moyen de 17°. Proche de la faille le pendage des intrusions est plus important jusqu'à 30°.

Quand les intrusions longent la faille bordière, elles sont inclinées dans la même direction que la vergence de la faille (Fig. 3.9). Ces observations suggèrent que cette faille, érodée, est le conduit du magma qui a alimenté les sills (Collet, 2014).

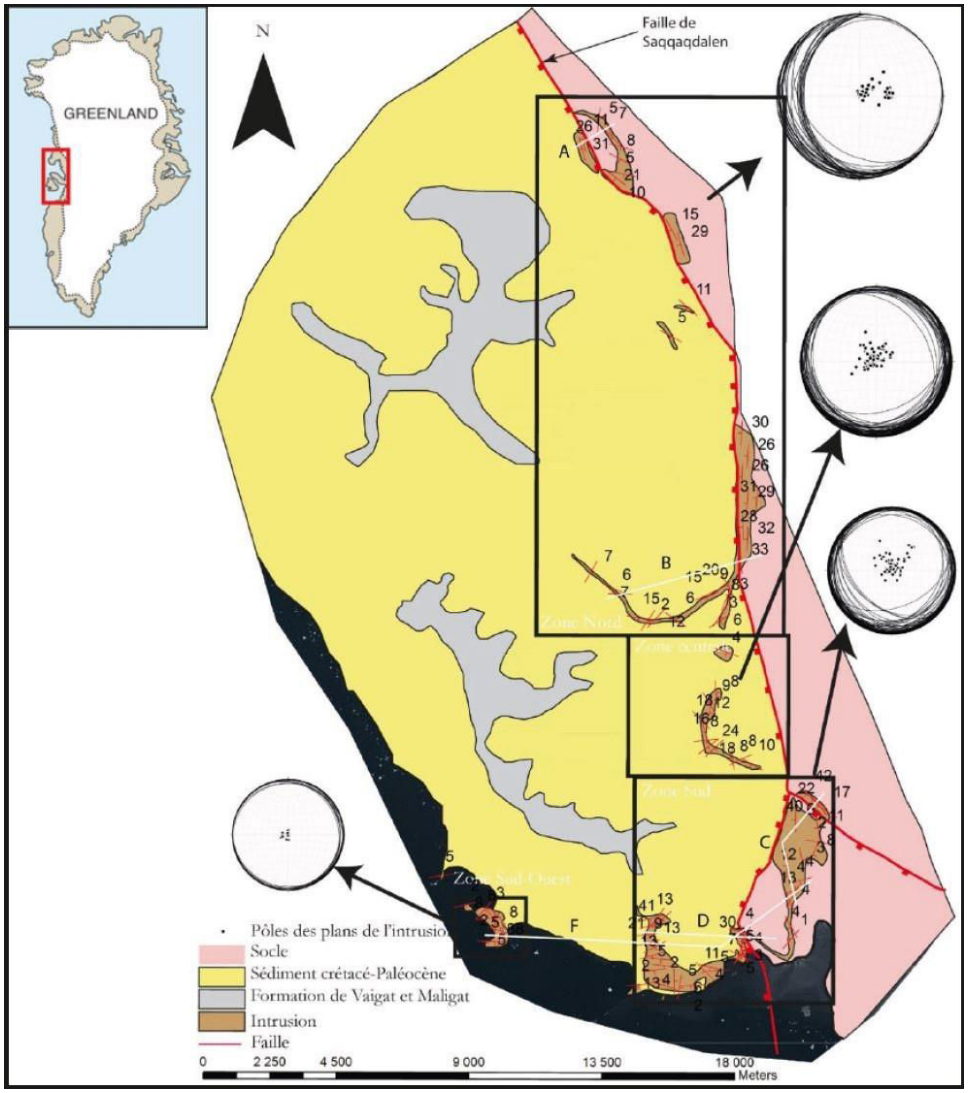


Figure 3.9 : Carte géologique simplifié de la péninsule de Nuussuaq au niveau de l'intrusion (Collet, 2014).

Une modélisation analogique préliminaire d'injection de fluide dans une faille a été également réalisée par Julien Collet (2014) à Rennes pour reproduire des injections de magma dans une faille active, afin de mieux comprendre les mécanismes qui favorisent cette mise en place.

Les expérimentations sont menées dans le dispositif expérimental mis au point par Galland (2004). Un moteur est fixé sur le piston pour tirer le bord libre d'une boîte en plexiglass de 40 cm de long, 20.5 cm de large et profonde de 18 cm (Fig. 3.10).

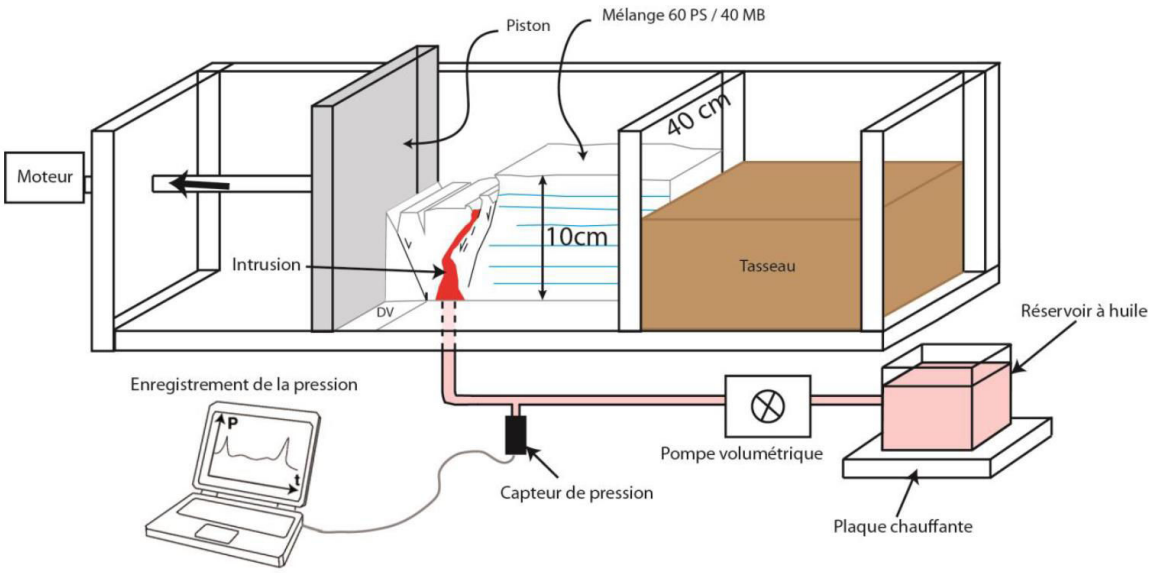


Figure 3.10 : Schéma du dispositif expérimental. La discontinuité de vitesse est fixée au piston mobile. Elle permet de déformer le système frictionnel composé de 10cm d'un mélange de 60% poudre de silice (PS) et de 40% microbilles de verre (MB). L'huile est injectée par une pompe volumétrique, la pression de l'huile au point d'injection est enregistrée par un capteur de pression en aval de la pompe. La flèche indique le sens de déplacement du piston.

Une discontinuité de vitesse située sous le modèle qui contrôle la localisation des premières failles. La boîte est remplie d'un mélange de poudre de silice (60%) et de microbilles de verre (40%) couche par couche séparées par une fine couche de sable bleu qui sert de marqueur interne. Ces marqueurs permettent d'observer les déformations plus facilement. La quantité de poudre versée dans le modèle à chaque étape de remplissage est pesée. Le mélange est ensuite compacté avec un compresseur qui fait vibrer le fond de la boîte. La vibration permet d'obtenir la hauteur de poudre voulue, ce qui permet avec les pesées de poudre de contrôler parfaitement la densité de la poudre avant chaque expérience. La densité choisie dans toutes les expériences est de 1.2 $g.cm^{-3}$ pour une hauteur de poudre de 10 cm. L'huile est injectée grâce à une pompe permettant d'obtenir un débit constant par un trou de 1cm de diamètre percé au fond de la plaque basale de la boite. Un capteur de pression est installé dans le circuit d'alimentation en huile entre la pompe et le point d'injection. L'huile est injectée dans le système en mouvement. L'expérience est stoppée lorsque l'huile atteint la surface.

La figure 3.11 montre les résultats principaux de cette étude. Le facteur essentiel semble être la vitesse d'extension qui joue un rôle important dans l'utilisation de la faille active.

Pour des vitesses d'extension faible le fluide s'injecte à la base sous forme de dyke, puis utilise les failles pour se propager. Pour les vitesses plus importantes la géométrie de l'intrusion semble directement influencée en profondeur par la présence de failles. L'intrusion part obliquement et dans certains cas, la faille principale est utilisée pendant son glissement.

a b c

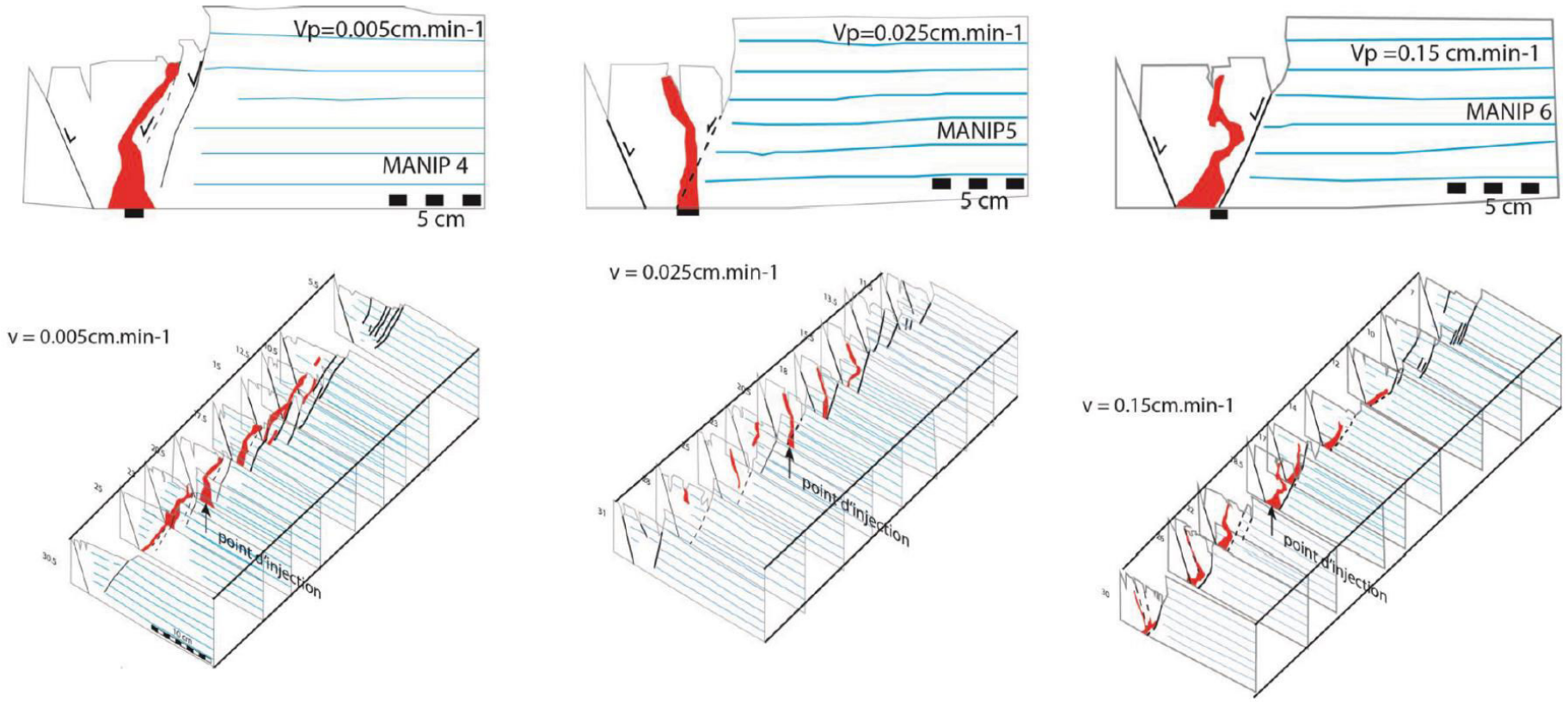


Figure 3.11 Coupes et géométrie tridimensionnelle des expériences à débit de fluides constants (46,5 mL/min) avec vitesse de mouvement du piston différentes (0,005cm/min (a), 0,025cm/min (b) et 0,15cm/min (c)). Pour une vitesse inférieure à 0.045m/min, l'intrusion se développe d'abord verticalement puis change de direction utilisant les failles. Pour les vitesses supérieures à 0.045cm/min le filon se propage obliquement en profondeur.

d. Segmentation des intrusions planaires

La géométrie des intrusions dépend de la nature de l'encaissant dans lequel ils se mettent en place. Dans la croûte supérieure fragile, les épontes des dykes sont généralement des plans relativement rectilignes (Delaney & Pollard, 1981) mais ce n'est pas le cas à petite échelle. La terminaison des dykes dans un matériau homogène fragile est souvent très fine (Gudmundsson, 2002). Dans un matériau ductile, par exemple un granite partiellement cristallisé, les épontes des dykes présentent une géométrie complexe et les terminaisons ont une géométrie plus ou moins lobée (Hallot et al., 1996).

Les dykes sont dans la plupart des cas constitués par des segments disposés en échelons avec une segmentation soit dans un plan vertical soit dans un plan horizontal (Fig. 3.12, Delaney & Pollard, 1981 ; Smith, 1987 ; Fossen, 2010). Les segments sont légèrement obliques par rapport à la direction d'ouverture moyenne du filon (Delaney & Pollard, 1981) et les zones de recouvrement entre deux segments sont très petites par rapport à leur longueur (Delaney & Pollard, 1981 ; Smith, 1987 ; Rothery, 1987). Tous les segments qui constituent un dyke correspondent à une même phase d'intrusion, comme en témoignent les fissures disposées en échelon lors des éruptions volcaniques (Battaglia & Bachelery, 2003).

a.

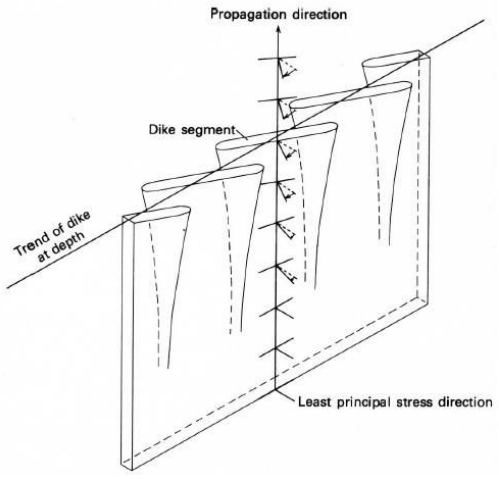
b. 

Figure 3.12 : a) Dyke basaltique segmenté intrudant dans un gabbro avec interaction mécanique des extrémités de segment observé sur le terrain au Groenland. b) Schéma illustrant la mise en place d'un dyke en échelon (ici segmentation dans le plan horizontal) (Delaney & Pollard, 1981). L'interprétation en termes de réorientation des contraintes principales vers la surface topographique est difficilement acceptable car généralement l'orientation des contraintes principales est constante dans un milieu.

On observe trois types de segmentation de dykes : la segmentation en échelon, la segmentation partielle d'une fissure et la segmentation complète (Fig. 3.13a). La segmentation de dykes peut être en relation avec une zone de cisaillement fragile-ductile (Ramsay, 1980) ou être en relation, pendant la rupture, avec un mécanisme de rupture en tension-cisaillement (Fig. 3.13b, Geoffroy & Angelier, 1995). Quand le magma s'injecte dans un milieu fragile où $\sigma1-\sigma3<4T$, le dyke est vertical. Mais si $4T<\sigma1-\sigma3<5,6T$, la rupture s'ouvre obliquement par rapport à la contrainte effective $\sigma3$. Les plans de dykes en tension-cisaillement en régime extensif froment des plans conjugués, avec

une composante cisaillante non nulle sur chaque plan (inférieure en magnitude à 2T, donc globalement à 20 Mpa). L'angle entre les deux plans est inférieur à 45° (Geoffroy & Angelier, 1995).

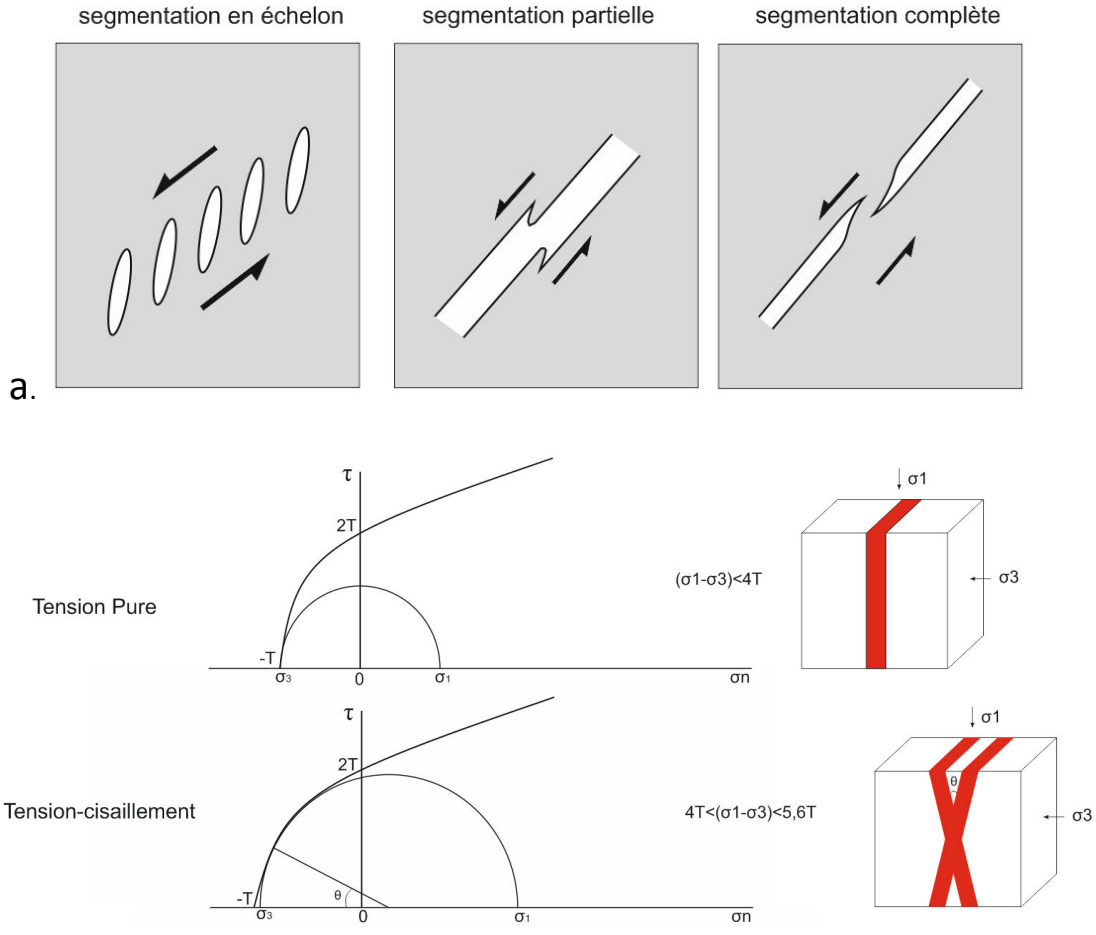


Figure 3.13 a) Trois types de segmentation de dykes b) Cercles de Mohr associés (Geoffroy & Angelier, 1995). σ1 est la contrainte principale maximale, σ3 est la contrainte principale minimale. T est la résistance en traction de la roche (Geoffroy & Angelier, 1995). Ici l'angle θ est l'angle de séparation entre les fractures, qui est mécaniquement inférieur à 45°.

3.1.2 Intrusions non-planaires

Les intrusions non-planaires sont constituées de deux types distincts :

- les intrusions de grand volume associées aux centres intrusifs sous les volcans polygéniques
- les intrusions sub-planaires, laccolitiques et/ou irrégulières

- **Centres intrusifs**

Les grandes provinces magmatiques sont généralement caractérisées par la présence de grands complexes intrusifs, comme par exemple à l'Est du Groenland (Fig. 3.14, Brooks, 2011) ou au Sud-Est de l'Afrique (Hastie et al., 2011). Les intrusions de grand volume ici sont des intrusions dont le rapport épaisseur/longueur approche l'unité et qui sont constituées de magmas basiques à acides. Ces complexes intrusifs au sein de la croûte continentale sont souvent marqués par de fortes

anomalies de gravité sub-circulaires de forte intensité et des anomalies magnétiques circulaires (Hitchen & Ritchie, 1993 ; Chandrasekahr et al., 2002).

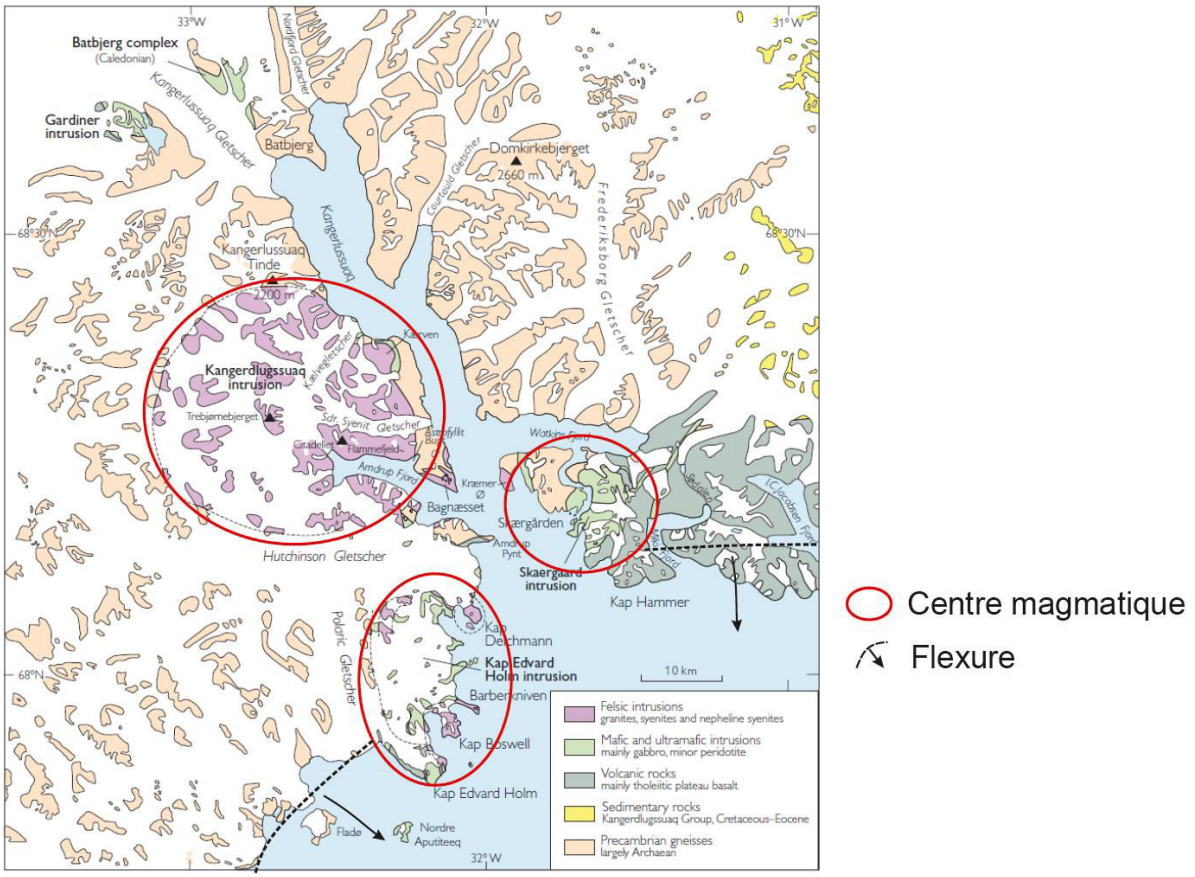


Figure 3.14 Carte géologique de Kangerdlugssuaq à l'Est du Groenland. Trois intrusions de différentes compositions chimiques se mettent en place de manière diachrone Ces trois intrusions ont des âges différents (Kangerdlugssuaq : 46Ma, Skærgaard : 55Ma, Kap Edvard Holm : 48-49Ma (Brooks, 2011) et se mettent en place dans une croûte supérieure froide.

Le mode de mise en place de ces grands volumes de magma dans la croûte a été questionné par de nombreux chercheurs (Miller & Paterson, 1999; Petford & Clemens, 2000; He et al., 2009; Petronis et al., 2012). Trois modèles sont généralement proposés:

1) Les magmas ont une densité plus faible que celle des roches de l'encaissant et un contraste de viscosité relativement faible. Cette masse diapirique singulière remonte au travers de la croûte (Fig. 3.15a) (Ramberg, 1970) ;

2) Les magmas remontent via des fractures subverticales en profondeur au travers de la croûte, et sont mis en place en tant que corps tabulaires inclinés ou subhorizontaux. Ces processus sont souvent guidés par des structures préexistantes dans la croûte (Fig. 3.15b ; Corry, 1988).

3) Les magmas remontent via des dykes et l'espace est créé par le fonctionnement de failles (Petford, 1996).

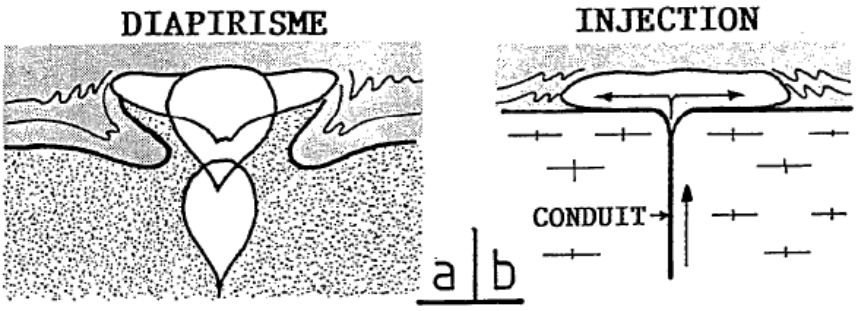


Figure 3.15 Exemples de mécanismes de la mise en place de centres intrusifs magmatiques en diapir ou par fracture (Lagarde et al., 1990).

Les centres intrusifs des rifts et des marges passives sont souvent associés géographiquement à un essaim de dykes (Fig. 3.7 ; Myers, 1980 ; Speight et al., 1982). Ils présentent des durées d'activité considérables, perdurant souvent longtemps après la déformation et l'extension (Fig. 3.14).

- **Laccolites**

La notion de laccolite a été initialement définie par Gilbert (1877) suite à son étude des corps intrusifs des Monts de Henry, Utah, USA. Il imagine un magma qui remonte par une cheminée et qui s'étale au niveau d'un dôme en surface (Gilbert, 1877).

Les laccolites sont des corps intrusifs mis en place à faible profondeur, typiquement quelques kilomètres (Johnson & Pollard, 1973). La dimension des laccolites est souvent réduite, avec une extension latérale de quelques kilomètres (Corry, 1988). Elle se caractérise par une surface basale horizontale et concordante avec leur encaissant. Les laccolites se présentent sous forme aplatie, en rappelant la géométrie d'un sill épais, ou en forme de cloche. Ils peuvent également avoir une forme asymétrique s'ils sont interrompus par une faille (Fig. 3.16d). L'épaisseur d'une laccolite (T) est liée à sa dimension horizontale maximale (L) par une loi de puissance : $T= 0.12*L^{0.88}$ (McCaffrey & Petford, 1997).

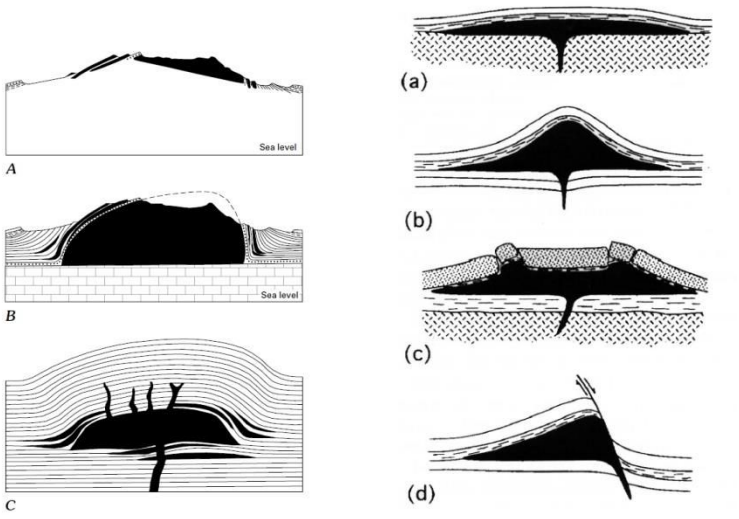


Figure 3.16 : A, B, C) Schéma illustrant l'emplacement d'une laccolite (Gilbert, 1877) ; a, b, c, d) Différentes géométries de laccolites (Román-Berdiel et al., 1995).

Gilbert (1877) a proposé que les laccolites étaient alimentées par des conduits en dessous du centre des intrusions (Fig. 3.16 A,B,C). Néanmoins d'après l'étude de la morphologie des dykes des Monts d'Adel, USA, les dykes d'alimentation sont plutôt situés sur les bordures des laccolites devenant horizontaux pour alimenter les intrusions (Hyndman & Alt, 1987).

La géométrie des laccolites résulte de la surrection d'un dôme magmatique qui accommode l'injection de magma sous-jacent. Lorsque le magma sous pression se met en place à une profondeur faible, il soulève son encaissant en forme de dôme (Gilbert, 1877 ; Jackson & Pollard, 1990).

Cette géométrie des laccolites dépend fortement de la nature de l'encaissant, en particulier de ses propriétés élastiques (Jackson & Pollard, 1990), et de l'épaisseur de roches encaissantes au-dessus de l'intrusion (Román-Berdiel et al., 1995). Plus l'épaisseur de roches encaissantes est importante, plus le diamètre du laccolite est grand et moins la hauteur du laccolite est importante (Román-Berdiel et al., 1995).

3.2 Les flexures crustales identifiées à terre au niveau des marges proximales

Outre les SDRs internes du W-Groenland (cf. §2.1.2), il existe seulement trois grands sites identifiés où des flexures crustales sont exposées et ont été étudiées :

- ➔ La flexure de socle Est-Groenlandaise (étudiée dans ma thèse), associée à l'ouverture du Nord-Est de l'Atlantique entre le Groenland et l'Europe et qui est située sous les laves des SDRs internes ;
- ➔ La flexure du Lebombo, associée à l'ouverture du canal du Mozambique qui résulte de la séparation entre l'Afrique et Madagascar et l'Antarctique ;

➔ La flexure de Panvel (Inde), associée à l'ouverture de l'Océan Indien et qui résulte de la fragmentation de l'Est du Gondwana.

Le mécanisme de ces flexures crustales reste encore énigmatique bien qu'elles s'intègrent parfaitement dans la géométrie de la partie interne d'une marge passive volcanique. Ces flexures, détaillées ci-après, présentent des caractéristiques communes : failles à pendage vers le continent, associées avec des essaims de dykes parallèles à la flexure et systèmes dépendants d'une jonction triple régionale (cf aussi Article 3)

3.2.1 La flexure de Panvel (Inde)

Les trapps du Deccan recouvrent environ $1,5*10^6 km^2$ (Fig. 3.17a) (Rao et al., 2015). Leur mise en place est datée à 65,5 +/- 1Ma (Collier et al., 2008). L'essentiel du volume des laves se serait mis en place en moins de 1 Ma (Devey & Stephens, 1991; Gallet et al., 1989). Les basaltes des Seychelles ont une composition chimique et un âge identiques à celles aux basaltes du Deccan, de 66 Ma (Croxton et al., 1981) jusqu'à 64 Ma (Duncan & Hargraves, 1990 ; Collier et al., 2008). On considère donc que les trapps du Deccan couvrent une zone étendue jusqu'au bassin des Mascareignes (Devey & Stephens, 1991 ; Storey, 1995).

Après érosion, les trapps du Deccan ont une épaisseur conservée de 100 m dans la partie nord de la Province et qui s'épaissit à environ 1500 m vers la côte ouest de l'Inde (Kaila, 1988).

La flexure de Panvel se trouve au niveau de la côté ouest de l'Inde et est caractérisée par des laves basaltiques penché vers l'Ouest (Fig. 3.17b, c). Le pendage des coulées basaltiques à travers la flexure varie de 4°E à 15°E de l'Est à l'Ouest (Fig. 3.15c) (Dessai & Bertrand, 1995). Différents modèles ont été proposés pour expliquer la flexuration observée (Devey & Lightfoot, 1986 ; Dessai & Bertrand, 1995 ; Sheth, 1998).

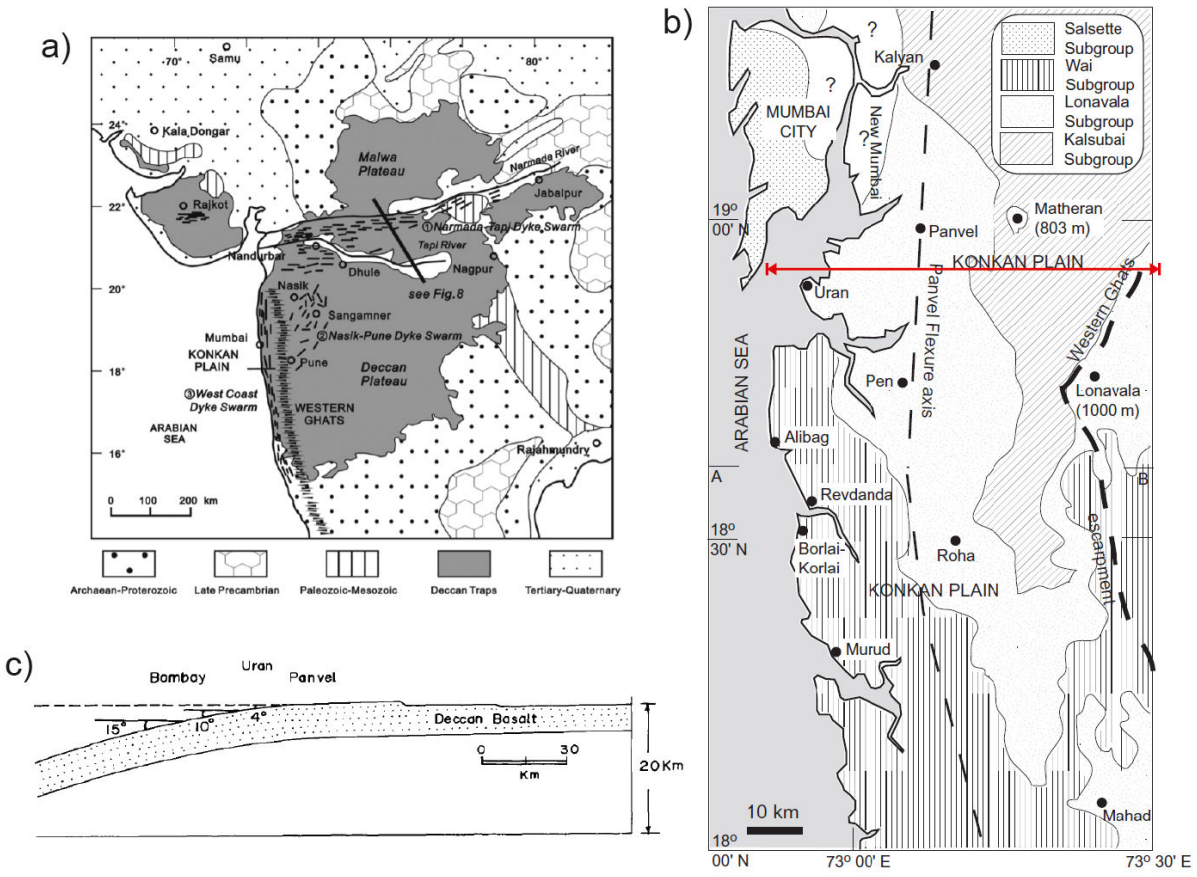


Figure 3.17 : a) Province basaltique du Deccan (Ju et al., 2016). b) Localisation de la flexure de Panvel (Sheth et al., 2014). c) Coupe E-W simplifiée à travers la flexure de Panvel, sans contraintes sur les variations d'épaisseur des laves vers l'océan (Dessai & Bertrand, 1995). La localisation de la coupe se trouve dans la figure b.

Devey & Lightfoot (1986) considèrent que cette flexure résulte principalement d'un soulèvement accompagné par le fonctionnement de failles normales et par la subsidence de la marge due à l'introduction du magma. Dessai & Bertrand (1995) proposent également que cette flexure résulte du fonctionnement d'une série de failles normales à pendage vers le continent (Fig. 3.18), une idée reprise par Sheth (1998). Mais ces auteurs n'expliquent ni la variation de l'épaisseur des basaltes ni la relation entre ces failles et l'emplacement des basaltes.

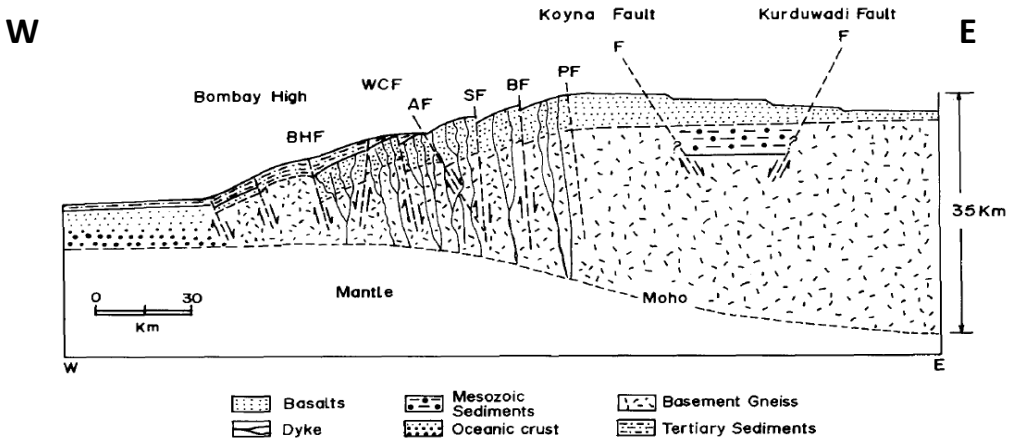


Figure 3.18 Coupe W-E à travers la flexure de Panvel proposé par Dessai & Bertrand (1995). Remarque : il n'y a pas de croûte océanique immédiatement à l'Ouest du "Bombay high".

Un essaim de dykes (NPDS, Fig. 3.18a) orienté N-S est subparallèle à la flexure et à la côte. Le nombre de dykes augmente en approchant l'océan. Deux groupes d'intrusions ont été identifiés (Dessai & Bertrand, 1995).

- dykes doléritiques, les plus anciens. Ils présentent des pendages variés entre 60° à 80°, toujours vers l'Est et des épaisseurs variées entre 1 à 3 m. Ils sont perpendiculaires aux coulées basaltiques. Ces coulées montrent un pendage de 5° W à l'Est et des pendages variés entre 15° W à 30°W près de la côte. L'injection de ces dykes est ante-flexure car ils ont subi le même basculement que les coulées basaltiques (Dessai & Bertrand, 1995).

- dykes alcalins, plus récents. Ils présentent une épaisseur moyenne de moins de 1 m et des pendages subverticaux. Certains dykes présentent une forme en échelon ou une forme en zig-zag. L'injection du magma est post-flexure (Dessai & Bertrand, 1995).

Ces essaims de dykes résultent d'une extension régionale E-W compatible avec l'axe de la flexure qui est donc probablement d'origine tectonique. Ce système est associé régionalement à un dispositif de trois rifts d'angle d'intersection de 120° (Burke & Dewey, 1973). La rupture continentale s'est développée le long de deux de ces rifts et le troisième rift a avorté. Ce rift avorté est le rift de Narmada (Fig. 3.17a) qui présente une direction ENE-WSW.

3.2.2 La flexure du Lebombo (Est de l'Afrique)

Des caractéristiques géologiques semblables ont été observées au niveau des flexures du Lebombo et de l'Est du Groenland qui elles, exposent les structures au niveau de la croûte supérieure localisée sous les basaltes

La flexure du Lebombo se trouve sur la marge est de l'Afrique. La formation de cette marge est consécutive à la mise en place de la province magmatique du Karoo (Fig. 3.19). La province du Karoo s'étend sur l'Afrique australe, couvrant une surface d'environ $3*10^6 km^2$ (Eales et al., 1984). Elle représente la première activité volcanique liée au breakup précoce du Gondwana (cf . Article 3). La majeure partie du magmatisme s'est mise en place entre 183 et 178 Ma (Jurassique inférieur à moyen), avec une continuation jusqu'à 174 Ma au Sud de la flexure du Lebombo (Duncan et al., 1997 ; Jourdan et al., 2005), jusqu'au développement des prismes de SDRs dans la mer de Lazarev (König & Jokat, 2010). Son emplacement est contemporain de la mise en place de la Province de Ferra en Antarctique (Encarnación et al., 1996 ; Zhang et al., 2003). Le breakup de Gondwana s'est initié à 182 Ma entre l'Afrique du Sud et l'Antartique (Duncan et al., 1997) et s'est propagé vers l'Est. Le breakup dans le bassin de West Somalie correspond à l'anomalie magnétique M25n (153 Ma) (Eagles & König, 2008 ; Davise et al., 2016).

Une anomalie gravimétrique positive de Bouguer jusqu'à 90 mgal le long de la flexure du Lebombo est interprétée comme liée à une croûte continentale hyper-étirée sous-jacente et/ou à la présence d'une grande quantité de basaltes d'une densité relativement élevée (Darracott & Kleywegt, 1974).

La flexure du Lebombo est associée à deux autres structures principales formant une jonction triple (Fig. 3.17), l'essaim de dykes d'Okavango (Okavango dyke swarm), et l'essaim de dykes de Save-Limpopo (Save-Limpopo dyke swarm) (Reeves, 1978 ; Le Gall et al., 2002 ; Jourdan et al., 2004 ; Watkeys, 2002). Un centre magmatique mafique majeur est exposé près de l'intersection (Klausen, 2009).

La séquence volcanique de Lebombo, d'une épaisseur varie de 1,5 à 10 km, s'est déposée au-dessus des roches arénacées de Karoo (Darracott & Kleywegt, 1974 ; Watkeys, 2002). Une séquence sédimentaire d'âge Crétacé-Tertiaire s'est déposée au-dessus de la séquence volcanique et s'étend au travers de la plaine du Mozambique (Dingle & Scrutton, 1974).

Les laves du Lebombo peuvent être divisées en cinq formations, des plus anciennes aux plus récents (Bristow & Cox, 1984) : 1) néphelinites de Mashikiri (Bristow, 1984a) ; 2) basaltes de Letaba River (Bristow, 1984b) ; 3) basaltes de Sabie River (Cox & Bristow, 1984) ; 4) rhyodacite de Jozini et rhyolite de Mbuluzi (Cleverly et al., 1984), et 5) basaltes de Movene (Eales et al., 1984).

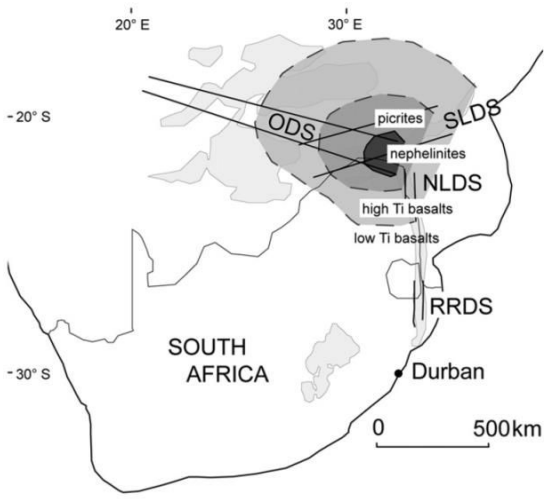


Figure 3.19 : Schéma illustrant l'étendue des trapps du Karoo en Afrique australe (gris claire) et les trois structures principales formant une jonction triple (Hastie et al., 2014). Les 3 auréoles correspondent de l'intérieure à l'extérieure aux néphélinites, picrites, basaltes riches en Ti et basaltes pauvres en Ti. SLDS : essaim de dykes du Save-Limpopo. ODS : essaim de dykes de l'Okavango. RRDS : Essaim de dykes du Rooi Rand. NLDS : essaim de dykes du Nord-Lebombo.

La flexure du Lebombo d'une longueur d'environ 700 km et d'une largeur comprise entre 20 et 50 km se trouve le long de la bordure est du craton archéen de Kaapvaal (Watkey, 2002). Elle présente un pendage vers l'Est et une orientation N-S (Fig. 3.17) (Darracott, 1974).

Au niveau de la flexure du Lebombo, les coulées de laves sont généralement plus basculées que les dykes (Fig. 3.20), ce qui indique que la croûte a subi une flexuration avant l'emplacement des dykes et que les dykes se sont mis en place lors de la flexuration crustale (Klausen, 2009).

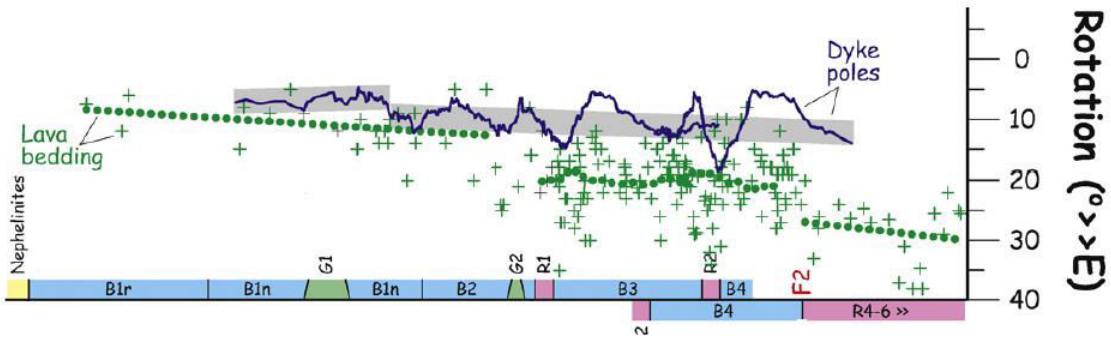


Figure 3.20 : Rotations des dykes (courbe bleue) par rapport aux coulées de laves (+). Les points verts montrent des valeurs moyennes de rotation des coulées de laves (Klausen, 2009). B1 à R6 correspondent aux différents formations basaltiques à travers la flexure de Lebombo de l'Ouest à l'Est. Les coulées de lave sont généralement plus basculées que les dykes. La variation périodique de la rotation des pôles de dyke autour de l'axe de la flexure est liée à la présence de failles.

Klausen (2009) a identifié quatre générations de dykes selon leurs compositions chimiques : un groupe de dykes felsique-mafiques (D3), et trois groupes de dykes mafiques (D1, 2, et 4). Ils trouvent que l'épaisseur moyenne des dykes mafiques est de ~ 6 m et celle des dykes felsiques de ~ 10 m. Cette épaisseur moyenne des dykes mafiques est identique à celle des dykes du Fjord de Tasiilaq (à l'Est du Groenland, Fig. 3.21). Tous les dykes présentent un pendage moyen de 10° vers l'Ouest augmentant vers l'Est, indiquant un basculement post-intrusif et une flexuration vers l'Est.

Sur cette marge, la dilatation maximale (>30%) se trouve au niveau de la flexure de Lebombo elle-même. Elle diminue vers l'Est (<10%) et vers l'Ouest (<5%). Klausen (2009) suggère que cette diminution de nombre de dykes vers l'océan est un artéfact et que la densité de dykes devrait augmenter vers l'océan comme cela a été observé à l'Est du Groenland (Klausen & Larsen, 2002).

3.2.3 Marge proximale du Groenland Est

La formation de la marge Est du Groenland est associée à la mise en place de la province ignée de l'Atlantique Nord (NAIP, North Atlantique Igneous Province) liée à une production total de magma de $10^7 km^3$ (Eldholm & Grue, 1994 ; Holbrook et al., 2001). La rupture finale entre l'Est du Groenland et l'Europe est généralement proposée comme datée à C24r (55-57Ma) (Brooks, 2011).

La zone côtière de l'Est du Groenland expose la partie la plus interne, érodée jusqu'au socle de la marge volcanique NE-Atlantique. La base des laves, basculées vers l'océan, s'observe localement. Ici encore le système s'organise suivant une jonction triple dont le point de convergence est le Fjord de Kangerlussuaq, marqué par d'énormes intrusions centrales (Figs. 3.21 et 3.26) : axe de Blosseville au nord avec SDRs internes exposés montrant une forte virgation vers Kangerlussuaq, côté SE Groenland linéaire et essaims de dykes paléogènes d'Irlande, Ecosse et de Suduroy (îles Faeroes, Geoffroy et al., 2007).

Le long de la marge sud-est du Groenland où le socle précambrien est dénudé est exposé un système filonien (essentiellement des dykes) qui a une direction parallèle à la côte, d'une longueur d'environ 350 km. Klausen & Larsen (2002) ont classé ces dykes en trois groupes principaux, type I (les premiers), type II et type III, en fonction de leur âge de mise en place et leur pétrographie. Les

dykes les plus anciens sont caractérisés par un pendage moyen plus faible que celui des dykes plus récents, en relation avec la flexuration crustale syn-magmatique.

1. Type I (premiers dykes, 61-54 Ma), de composition tholeiitique (Tegner et al., 1998). Ces dykes mafiques sont relativement gris et sombres. 1/3 de ces dykes se sont mis en place avant la flexuration. Ils présentent un pendage moyen plus faible (36-50°NW), et une épaisseur moyenne plus importante (7.7-4.2m) que les autres groupes. Ces dykes se seraient mis en place sub-verticalement avant la flexuration, ont subi une rotation crustale vers l'océan.
2. Type II (54-47Ma), de composition intermédiaire. Une évolution temporelle remarquable est observée dans ce groupe de dykes. Ces dykes deviennent de plus en plus épais (de 1-2m à 12-14 m) et sont de plus en plus mafiques avec le temps. Ils ont une épaisseur moyenne de 3,9 m.
3. Type III (38-35 Ma), de composition felsique ou alcalin. Ils sont pâles, altérés et ont souvent subi une érosion profonde. Ce groupe constitue 10% de l'ensemble des filons

Klausen (1999) a remarqué une légère rotation antihoraire de la direction des dykes au cours du temps. Globalement, la dilatation magmatique finie augmente vers l'océan et l'épaisseur des dykes diminue vers l'océan.

Trois grands centres magmatiques (Imilik, Agtertia, et Kangerlussuaq) se sont mis en place le long de la flexure d'âges différents (Imilik 54Ma, Agtertia 49Ma, complexe d'intrusions de Kangerlussuaq (de 55Ma à 46Ma) (cf. Fig. 3.14 et 3.21, Tegner et al., 2008 ; Brooks, 2011).

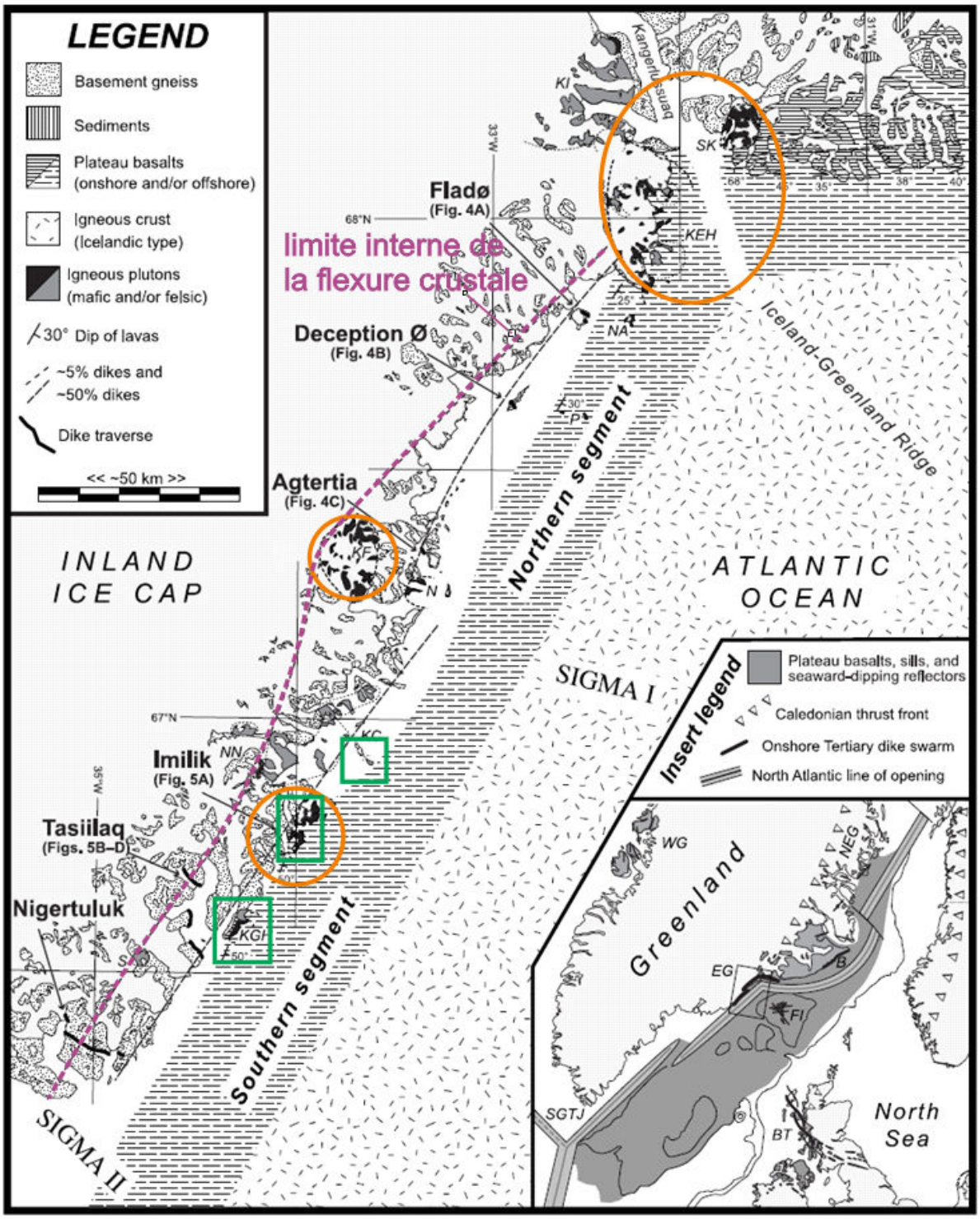


Figure 3.21 : Carte géologique le long de la marge Est-Groenlandaise (Klausen & Larsen, 2002). Les cercles orange correspondent aux trois centres intrusifs principaux (du Nord au Sud): Kangerlussuaq (46 Ma), Agtertia (49Ma), Imilik (56Ma) (Brooks, 2011). Les cadres verts correspondent aux zones étudiées pendant la mission de terrain en 2014 dans le cadre de ma thèse. Le schéma en bas à droite est une reconstruction schématique de la province basaltique de l'Atlantique Nord à 56 Ma.

Klausen & Larsen (2002) proposent que la déformation crustale est accommodée par des failles normales en domino à pendage vers le continent et par une dilatation magmatique par l'injection de dykes (Fig. 3.22).

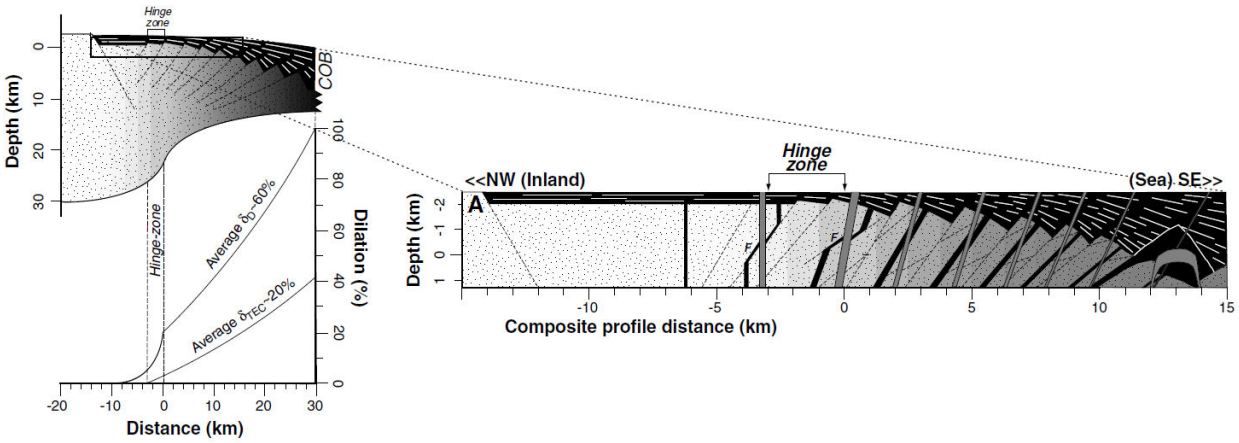


Figure 3.22 : Coupe simplifiée proposée par Klausen & Larsen (2002) illustrant la déformation crustale accommodée par la dilatation magmatique et des failles normales en domino à pendage vers le continent.

Les réservoirs magmatiques correspondant aux centre intrusifs contrôlent la croissance magmatique de la marge (y compris les SDRs sus-jacents) par propagation latérale du magma dans le réseau filonien (dykes et sills) (Callot et al., 2001 ; Callot & Geoffroy, 2004). Ces réservoirs ont souvent une durée de vie longue et marquent en profondeur la présence d'un point de fusion mantellique (Geoffroy, 2005 ; Geoffroy et al., 2007), correspondant probablement à des hauts de cellules de convection à petite échelle au-dessus d'un manteau chaud convectif, ici en bordure de craton (cf. §1.2.3, Fig. 3.23). Ces zones de fusion mantelliques sont probablement associées à des flux thermiques importants qui diminuent ou suppriment localement la résistance du manteau lithosphérique (cf. §1.1.4, Fig. 3.23). Ces points mous rhéologiques dans l'axe des marges volcaniques définissent leur segmentation initiale et le mécanisme même de la rupture continentale (Callot et al., 2002; Gac & Geoffroy, 2009).

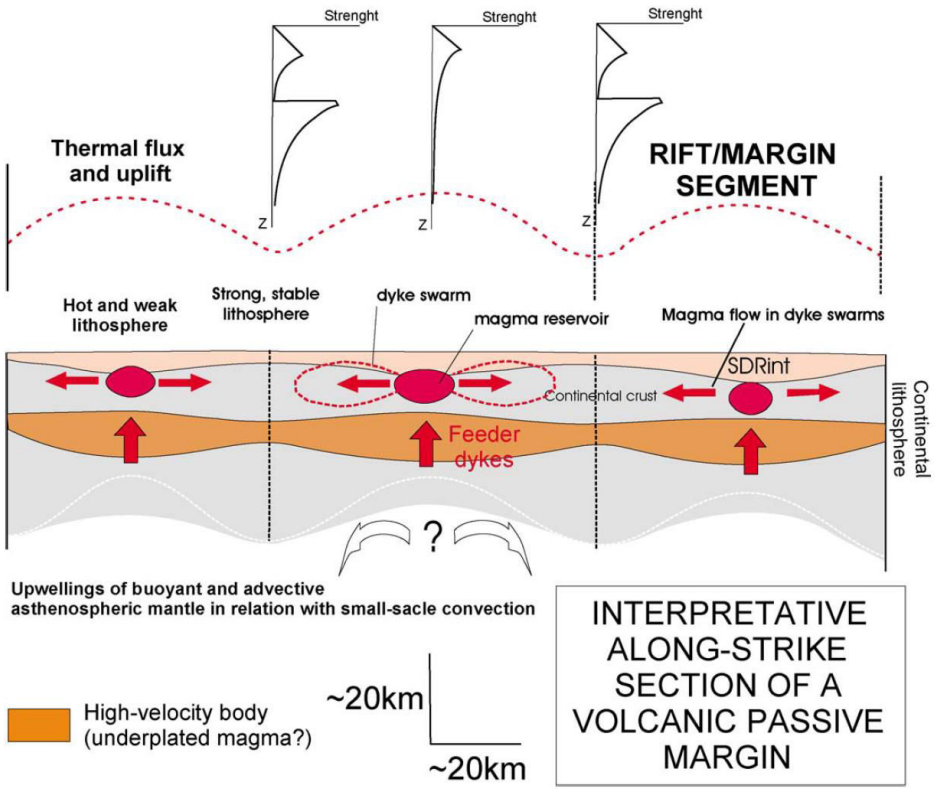


Figure 3.23 : Modèle de croissance magmatique et de segmentation des marges passives volcaniques proposé par Geoffroy (2005).

3.3 Etude de la croûte infra-SDRs internes

Dans les trois cas de flexures crustales exposés ci-dessus, le système de rift se développe autour d'une jonction triple. On remarque aussi une évolution temporelle de la composition chimique des magmas, les magmas ultrabasiques à basiques marquant généralement le début des processus d'extension, avec augmentation du volume des magmas rhyodacitiques quand les flexures sont plus évoluées. La flexuration crustale est syn-magmatique et syn-tectonique et le magma joue un rôle important dans la déformation crustale.

Les centres intrusifs crustaux semblent contrôler mécaniquement la fracturation hydraulique du milieu, et distribuent l'ensemble du magma de la marge. Ces centres intrusifs et les remontées diapiriques du manteau situées en dessous d'eux sont les éléments clés de la rupture lithosphérique des marges passives volcaniques qui est donc tridimensionnelle.

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer les mécanismes de flexure crustale de la croûte supérieure (Devey & Lightfoot, 1986 ; Dessai & Bertrand, 1995 ; Sheth, 1998 ; Klausen, 2009). Klausen & Larsen (2002) suggèrent que la déformation crustale d'une marge volcanique est accommodée par 20% d'extension tectonique (failles normales). Mais les profils sismiques suggèrent des amincissements tectoniques de la croûte supérieure de plus de 300% en relation directe avec la formation des SDRs (Fig. 2.31a,b, Geoffroy et al. 2015). La déformation crustale faite par l'extension

tectonique est donc beaucoup plus importante, mais il faut la localiser correctement dans la croûte supérieure.

Les études sur ces flexures se sont focalisées essentiellement sur la géométrie des systèmes filoniens, le réseau de dykes et la relation entre le réseau de dykes et les centres intrusifs. Tout n'est pas compris sur le mode de déformation en extension syn-magmatique de cette croûte sous les SDRs internes:

- L'expression dans la croûte supérieure infra-SDRs des failles majeures limitant les prismes de SDRs internes n'est pas caractérisée ni les relations entre ces failles et le système magmatique ;
- La chronologie de mise en place entre sills éventuels, dykes et intrusions non-planaires n'est pas non plus clairement définie ;
- Plus généralement, l'accommodation tectonique de la flexuration de la croûte rigide n'est pas comprise, en particulier en relation avec le plombage magmatique.

Dans le chapitre suivant, après avoir montré les observations que l'on peut faire en sismique du milieu infra-SDRs, j'expose les résultats de nouveaux travaux sur la flexure Est-Groenlandaise. Ces nouvelles observations et mesures sont basées sur :1) Des données antérieures collectées lors de plusieurs missions de terrain entre 2002 et 2013 ; 2) Une nouvelle mission de terrain réalisée dans le cadre de ma thèse en Août 2014 à l'Est du Groenland (entre les latitudes 66°N et 67 N), associée à des observations directes, des mesures de pendage d'intrusions magmatiques ainsi que des forages pour une analyse de fabrique ductile dans un site de gabbros ; 3) Un ensemble de photographies aériennes géoréférencées réalisées du 12 au 15 en Septembre 2014 à partir de l'aérodrome de Kulusuk, par la société <Wings For Sciences^{TM}>.

3.3.1 Etude de profils sismiques

- **Base des SDRs et croûte infra-SDRs**

Les SDRs internes sont caractérisés par des réflecteurs forts arqués à pendage vers le l'océan s'interprétant comme les coulées de laves dans les profils sismiques (§1.3.2). Sous les SDRs internes et à la limite entre SDRs internes et externes, on observe des zones transparentes relativement homogènes qui correspondent à la croûte continentale supérieure (cf. §2.1.4). En sismique, la fabrique des laves basaltiques des SDRs peut montrer le système intrusif filonien des SDRs. C'est le cas dans la figure 3.24, où on observe de nombreux réflecteurs inclinés à pendage vers le continent dans la partie basse des SDRs internes et/ou dans la croûte supérieure sous les SDRs. Ces réflecteurs sont très réflectifs et montrent un espacement régulier. Ces réflecteurs correspondent probablement aux dykes qui transmettent le magma pour alimenter les SDRs au-dessus.

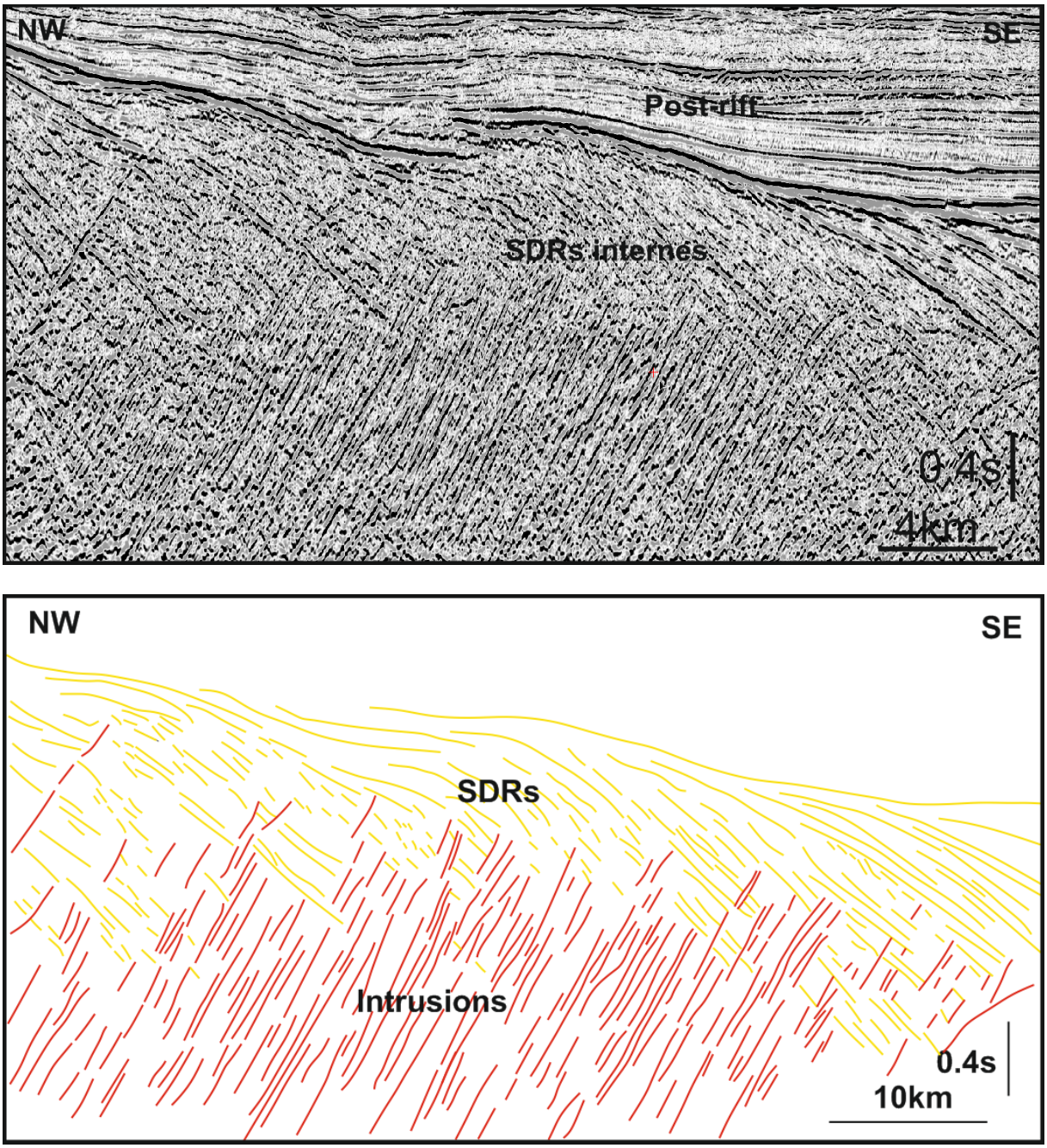


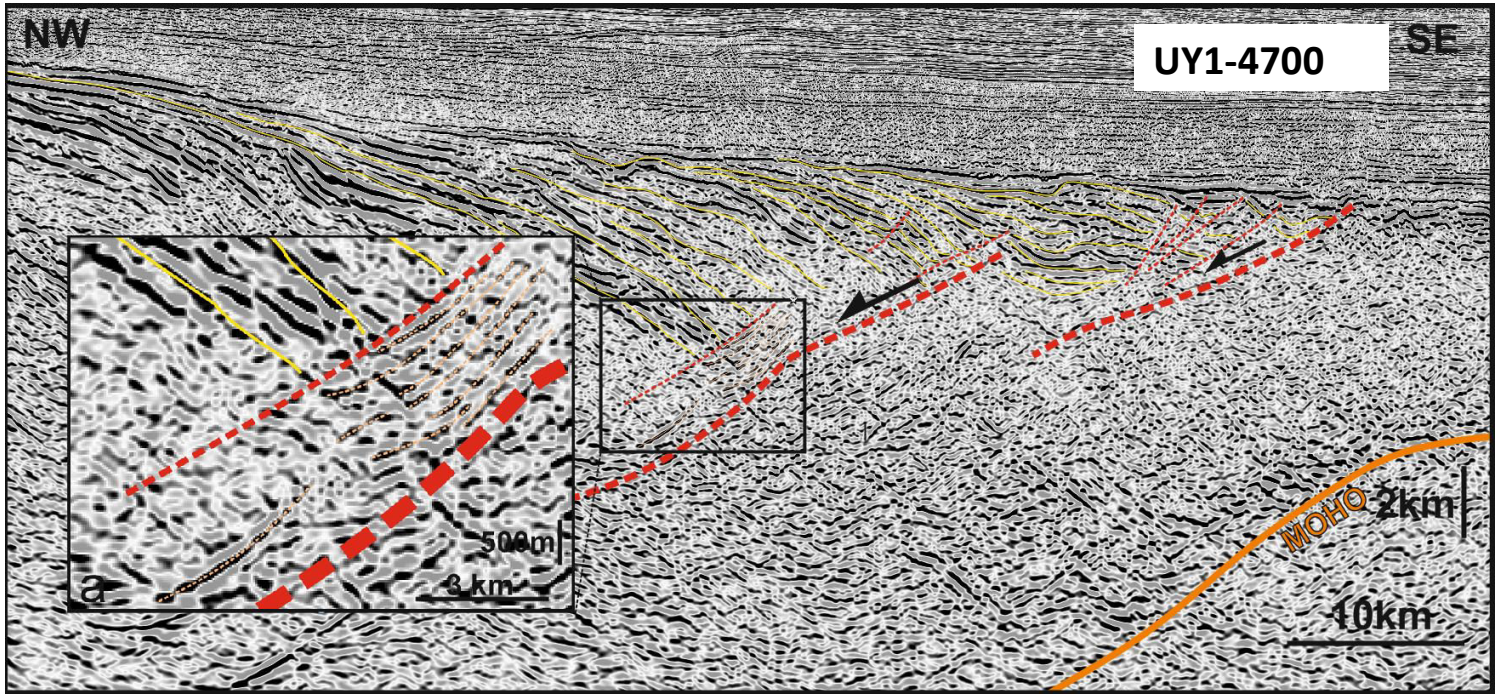
Figure 3.24 Interprétation du profil sismique 39-TALUD2001 de la marge NE de l'Argentine. La localisation du profil est indiquée dans la figure 2.31. La profondeur est enregidtrée en temps double (twt).

- **Failles contrôlant les SDRs internes**

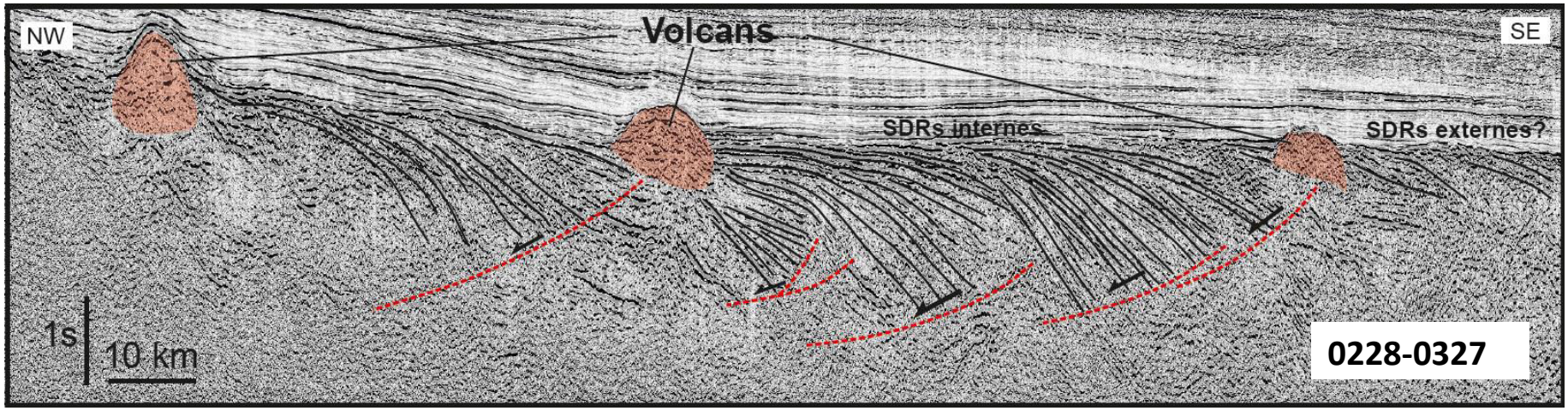
Des volcans sont parfois observables à l'extrémité des prismes de SDRs internes, dans la prolongation des failles majeures (Fig. 3.25). Les réflecteurs à l'intérieur de ces volcans présentent une réflectivité et une continuité faibles. Dans le profil présenté dans la Fig. 3.25b, ils sont séparés d'environ 40 km entre l'un et l'autre, ce qui correspond à l'espacement des SDRs internes. Les réflecteurs à l'intérieur de ces volcans présentent une faible réflectivité et sont discontinus. Ils montrent une hauteur d'environ 1,5 km par rapport au toit de basaltes et une largeur d'environ 8 km.

Plus en détail, en approchant de la faille majeure à l'extrémité d'un prisme de SDR interne, on observe souvent des réflecteurs forts subparallèles ou faiblement inclinés par rapport à la faille majeure (Fig. 3.25a,c). Ces réflecteurs correspondent probablement à du magma circulant dans la zone de faille (cf . § 3.1.1). Le magma en surpression (cf. 1.1.4) s'injecte dans les failles et en alimentant probablement sous forme de sills ou de laccolites le prisme volcanique (cf § 3.1.1 ; Fig. 3.9). Le mécanisme de la formaion de ces volcans reste encore inconnu. Plus d'étude et d'analyse sont nécessaire pour étudier la durée de vie de ces volcans et la relation avec la mise en place des SDRs internes.

a.



b.



C.

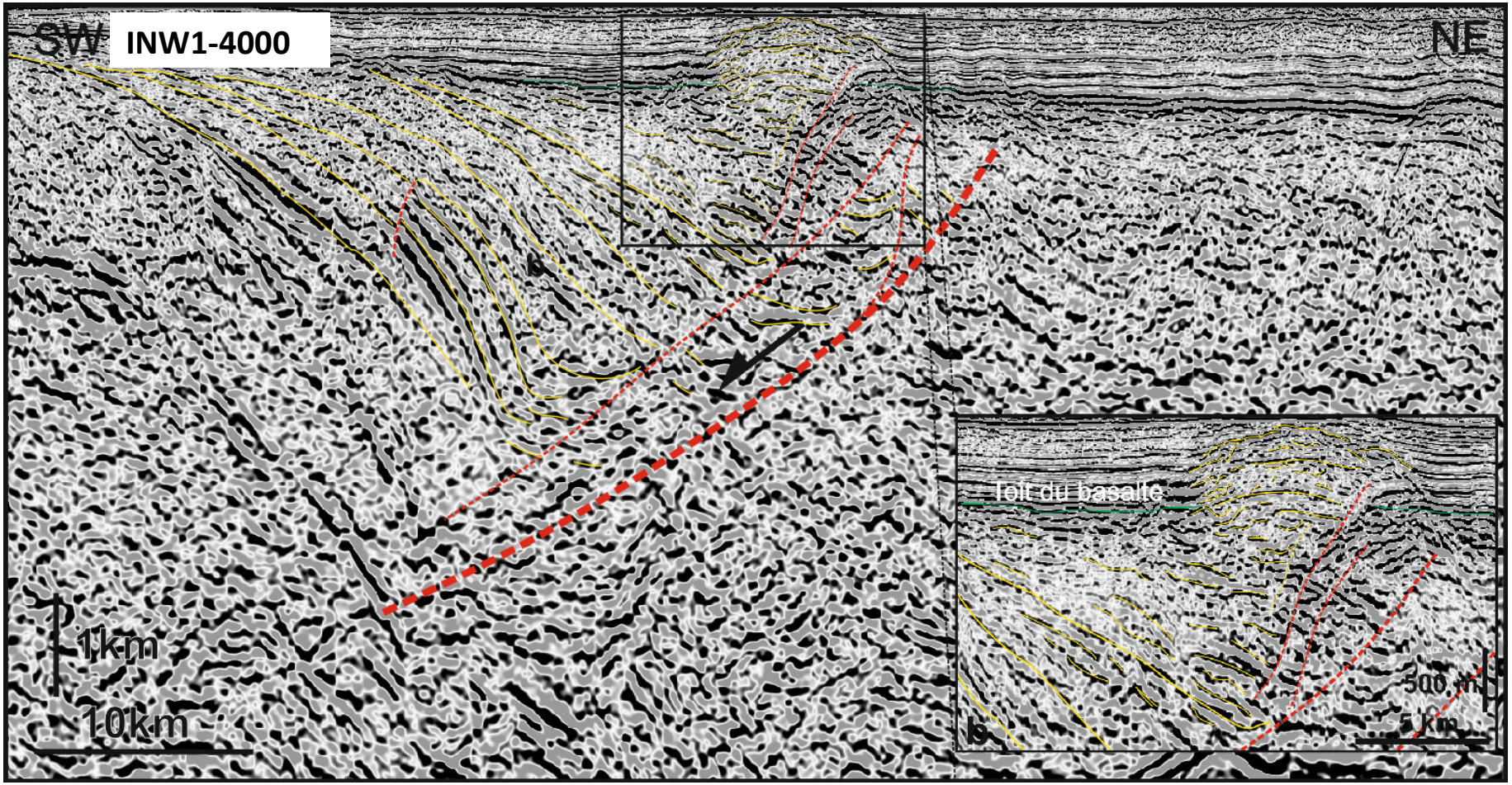


Figure 3.25 a) Interprétation d'une partie du profil UY1-4700 de la marge de l'Uruguay. b) Interprétation d'une partie du profil sismique 0228-0327 de la marge SE-brésilienne. c) Interprétation d'une partie du profil INW1-4000 de la marge W-indienne. Les sédiments post-rift autour du volcan sont en onlap. La localisation de ces profils est indiquée dans la figure 2.17.

3.3.2 Etude au SE du Groenland de l'accommodation de la flexuration syn-magmatique par le système intrusif

Brooks (2011) et Klausen & Larsen (2002) montrent clairement que la flexure crustale du Groenland est la croûte supérieure injectée (par de nombreux dykes) située sous le premier SDR interne. Les laves affleurent localement au sud de Kangerlussuaq et les basaltes de SDRs recouvrent le socle précambrien au NE de Kangerlussuaq (carte géologique dans la Fig. 3.27).

Pour étudier la manière dont la flexure crustale infra-SDRs accommode la déformation en extension pendant la mise en place du magma (intrusions et SDRs), j'ai essentiellement étudié deux sites (sites 1 et 2, Fig. 3.27a). Le gabbro II d'Imilik est daté de 56-49Ma (Brooks, 2011). Dans le Fjord de Poulsen, 17 carottes ont été prélevées au niveau de ce gabbro qui est cartographiquement situé entre le socle injecté et la base des SDRs internes (Fig. 3.27b), pour étudier sa fabrique par ASM (Anistropie de Susceptibilité Magnétique). Pour contraindre la géométrie du socle situé juste sous ce gabbro, j'ai étudié une falaise injectée de 37 dykes à partir de mesures en visée réalisées à partir d'une annexe du bateau principal. L'objectif était de confronter la géométrie des dykes injectés dans le socle sous les SDRs avec la fabrique magmatique du gabbro pour comprendre le rôle potentiel de l'accommodation de la flexuration de cette croûte supérieure par cette intrusion gabbroïque dont la géométrie d'ensemble, en carte, semble laccolitique.

Figure 3.26 : Photo aérienne montrant les trois îles (localisation dans la carte de la Fig. 3.27a, site 2).

Le chapelet des trois îles du site 2 (Figs. 3.26 et 3.27) forment un ensemble aligné du NW au SE et qui en position distale relativement à la marge émergée. Chacune de ces îles a une pétrologie différente. Du SW au NE, on passe d'un socle flexuré méta-sédimentaire fortement injecté de dykes, à une intrusion micro-granitique et à une intrusion gabbroïque (Fig. 3.26).

Aucune datation n'est disponible concernant les granites et les gabbros mais elles sont à la fois tiltées et recoupées par peu de dykes mafiques (aucun dans le cas du granite), ce qui suggèrent qu'elles sont syn-flexures mais relativement tardives, donc mises en place à la fin de la formation du SDR. Sur ce site, j'ai étudié la géométrie des dykes, et la structure précise des intrusions à partir des photos prises soit sur place soit en avion pour comprendre la relation temporelle et spatiale de ces deux intrusions et pour étudier leur déformation par rapport à la flexuration de la croûte. Aucune mesure ni échantillonnage n'était possible sur place en raison de mauvaises conditions de mer et de glaces.

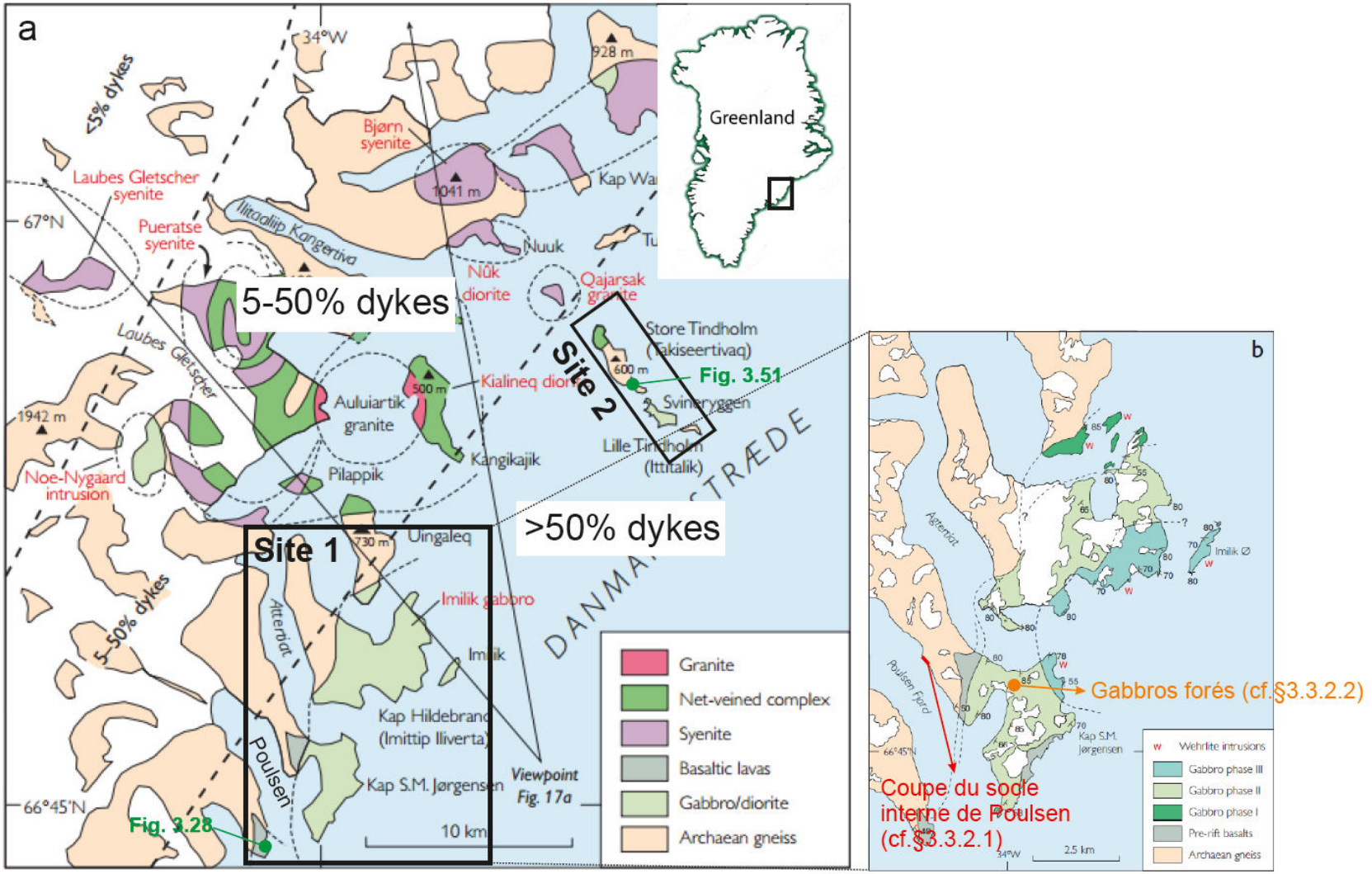
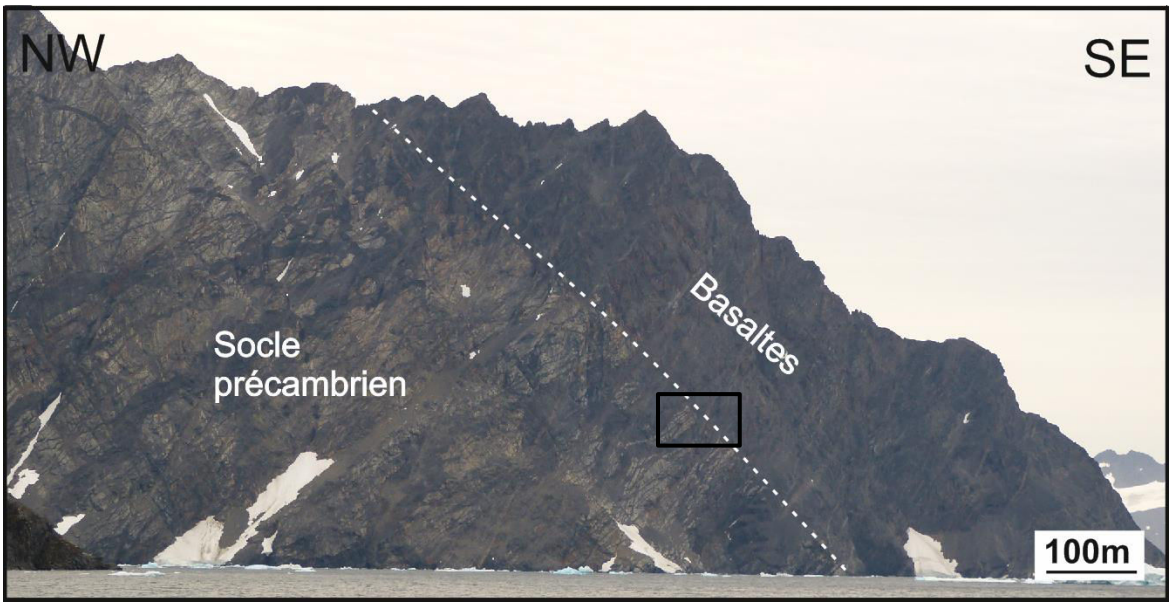


Figure 3.27 : a) Carte géologique de la marge sud-est du Groenland. Le gabbro d'Imilik est daté de 56-49Ma. La granite d'Auluiartik est daté de 53+/-5 Ma. La diorite de Nûk est datée de 36 Ma (Brooks, 2011). b) Zoom sur le site 1.

- **3.3.2.1. Dykes et flexuration dans la croûte supérieure infra-SDR**

Sur le terrain, on observe clairement le contact très incliné « seaward » entre les basaltes et le socle précambrien situé en dessous (Fig. 3.28). A la fois socle et les basaltes sont fortement injectés de nombreux dykes de largeurs variées, de quelques décimètres à mètres avec sans doute des poches gabbroïques. Les dykes sont inclinés à pendage vers le continent et sont généralement sub-orthogonaux au contact, ce qui est cohérent avec les observations dans les profils sismiques (Fig. 3.24). La croûte montre une flexure vers le SE. Les coulées de laves dans ces basaltes ne sont pas facilement identifiables. Ces basaltes correspondent soit aux premières laves du prisme de SDR le plus interne, soit plus probablement à des trapps horizontaux qui précèdent les SDRs (cf. Geoffroy, 2005 et Fig. 1.35)

a



b

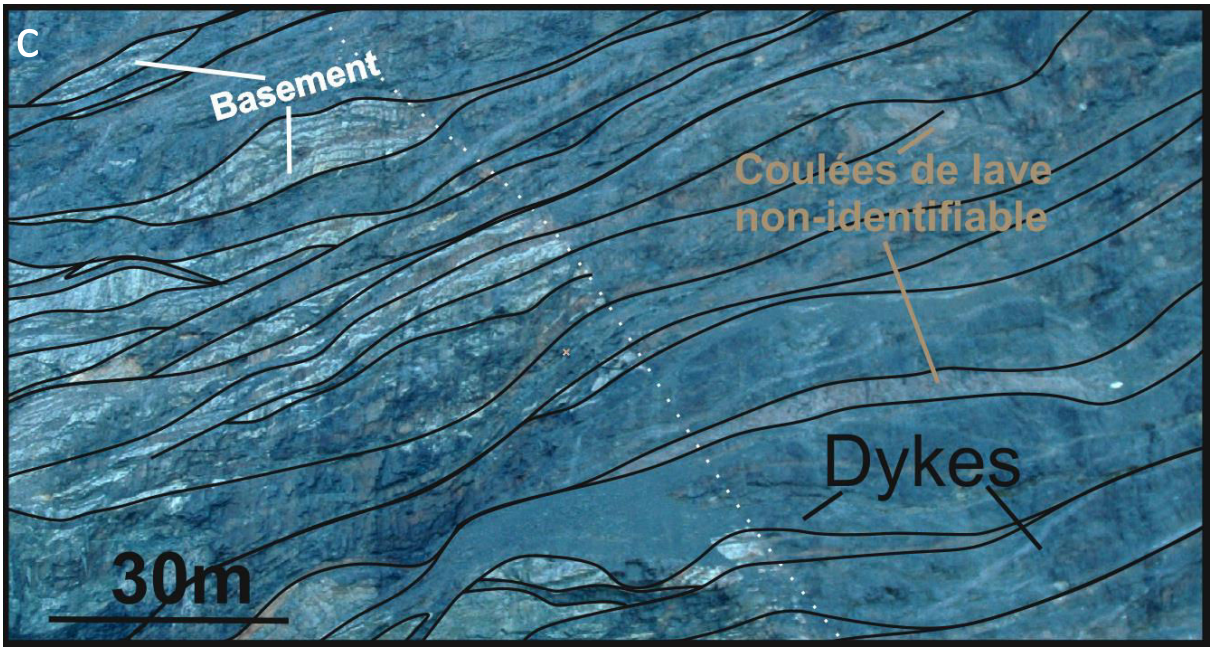


Figure 3.28 : a) Contact entre les basaltes et le socle précambrien sur la marge Est du Groenland. b) Zoom sur ce contact. c) Interprétation de la photo. Ces basaltes correspondent au premier prisme de SDRs internes ou les trapps. La localisation de la photo est indiquée dans la figure 3.27. Les dykes sont sub-perpendiculaires à la base des laves. L'angle entre le top du socle et les dykes les plus basculés (cf. Fig. 3.46) est de 80°.Le contact laves/socle intrudé est incliné de 45° vers le SE.

- Dykes de Poulsen Fjord

La falaise étudiée se situe au fond du fjord de Poulsen (Fig. 3.27b). Le magma s'injecte dans le gneiss précambrien qui présente une fabrique ductile à pendage vers le SE (Fig. 3.29a et b).

Deux groupes de dykes sont observés :

1) un groupe de dykes d'une couleur très foncée (Fig. 3.30). Très peu de joints de refroidissement sont observés. Ces dykes présentent souvent une segmentation partielle. Ils correspondent aux dykes du type I interprétés par Klausen & Larsen (2002) (cf. §3.2.3). Ces dykes basiques présentent des directions variées entre N005E à N104E et des pendages variés de 22° à 87°, dont 3 penchent vers le SE et le reste vers le NW (Fig. 3.31a). Leurs épaisseurs varient de dizaine de centimètres à 15m (Annexe 3).

2) un groupe de dykes d'une couleur claire (Fig. 3.30) des directions variées entre N012E à N062E qui recoupent les précédents et montrent un pendage en général sub-vertical. Ils présentent une épaisseur relativement homogène de 1 +/- 0.5m (Annexe 3). Leurs joints de refroidissement sont très nets. Ces dykes mésocrates correspondent aux dykes du type II, d'âge 54-47 Ma, interprété par Klausen & Larsen (2002) (cf. §3.2.3).

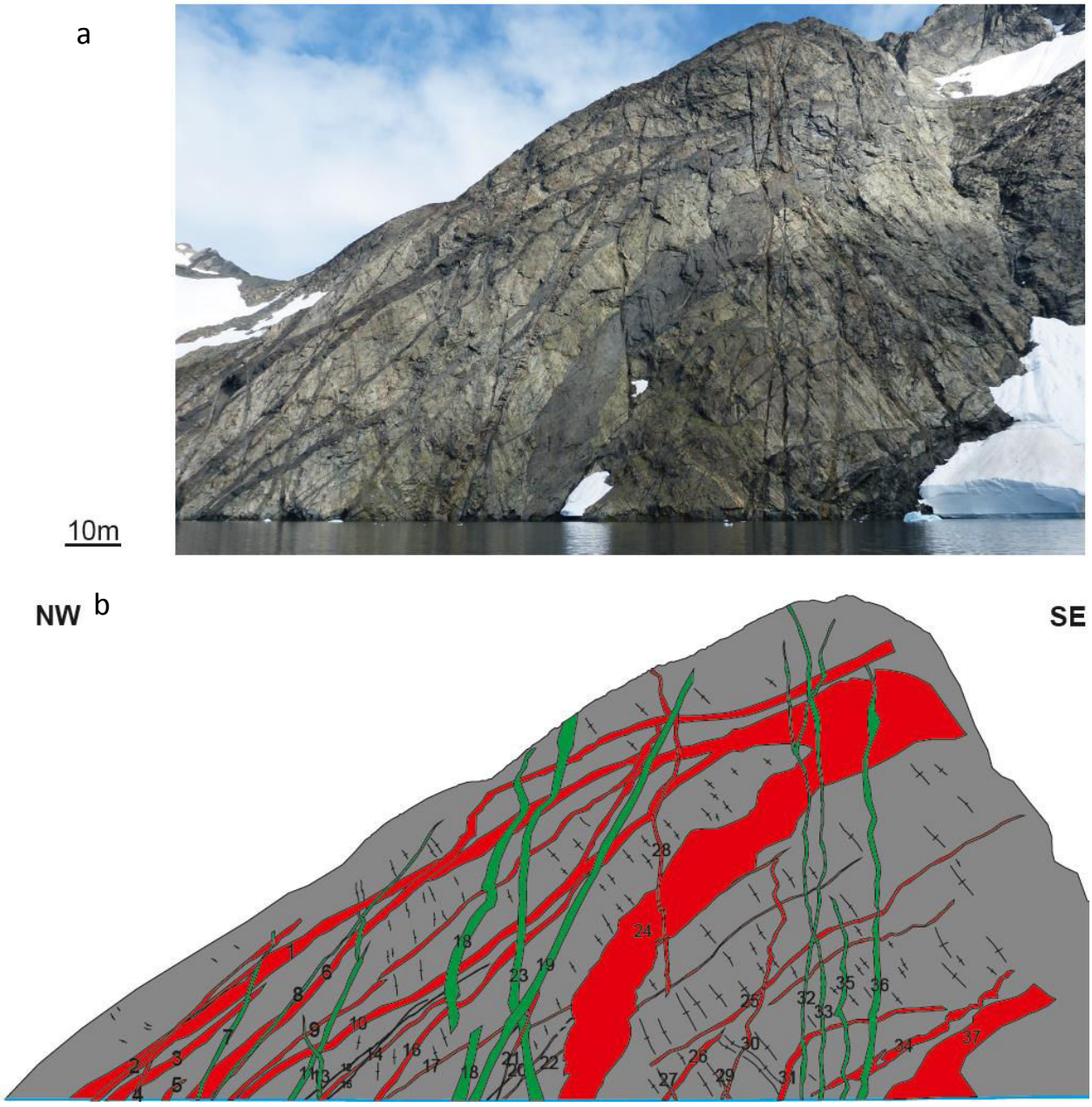


Figure 3.29 : a) 37 dykes étudiés dans le fjord de Poulsen (SE du Groenland). La localisation des dykes est indiquée dans la figure 3.23b. b) Interprétation du système de dykes. Les dykes rouges correspondent aux dykes basiques et les dykes verts correspondent aux dykes à composition intermédiaires.

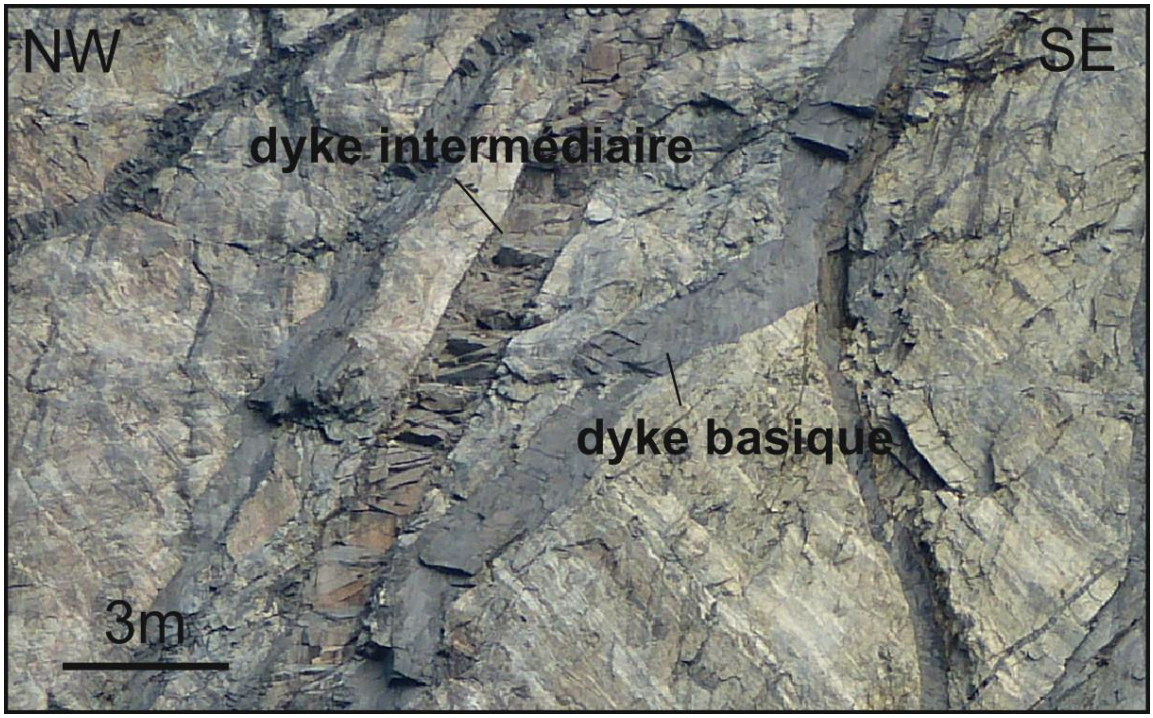
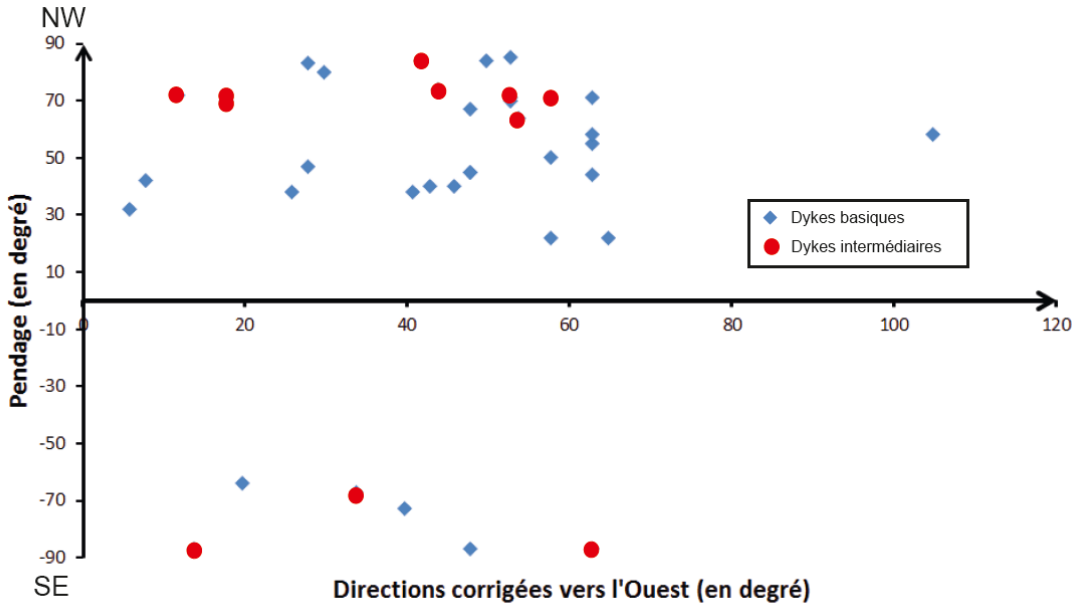


Figure 3.30 : Dykes basiques et acides injectés dans le gneiss précambrien.

Certains dykes cogénétiques présentent un dispositif « en X » avec axe d'intersection horizontal et sont certainement des dykes conjugués (Fig. 3.31b), qui ont été injectés avec des pendages initiaux forts vers le SE ou le NW (avant rotation). Avec cette géométrie, ces dykes caractérisent une rupture en tension-cisaillement sous un régime tectonique extensif et non décrochant (Geoffroy & Angelier, 1995). Ceci explique pourquoi certains de ces dykes tardifs présentent des pendages (forts) dans la direction SE (Figs. 3.31a).



a.

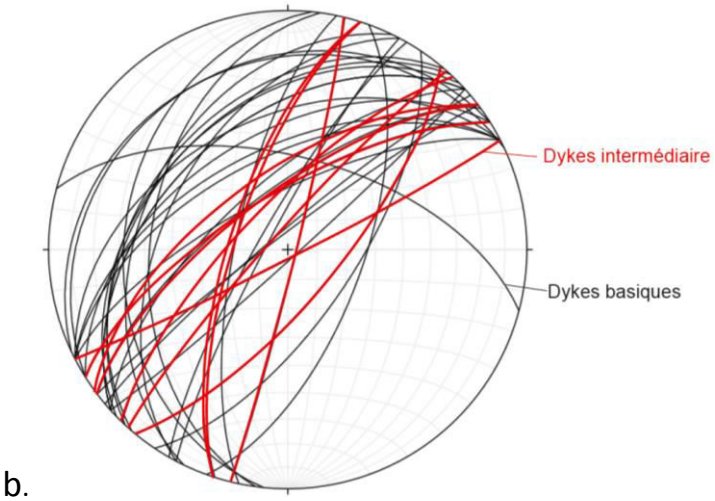


Figure 3.31 a) Diagramme de directions et de pendages des 37 dykes étudiés. Les mesures ont été faites in situ. b) Stéréogramme présentant les mesures de plans des dykes. Ce stéréogramme est en projection d'hémisphère inférieur. Quelques photos de zoom sur les dykes se trouvent dans l'annexe

- Dykes de Store Tindholm

J'ai également analysé environ 410 filons sur l'île de Store Tindholm (Fig. 3.34a), localisés géométriquement sous les granites et les gabbros de Svineryggen (site 2, Fig. 3.27). Ces dykes font partie du réseau filonien qui alimente des laves situées au-dessus et qui sont ici complètement érodées. La dilatation magmatique horizontale observée sur cette île est environ 80+/-10% (410 dykes observés présentant une largeur totale de 2000+/-250m) (Fig. 3.34a). La dilatation verticale ne s'excède pas 5+/-5% (3 à 4 sills observés présentant une épaisseur totale de 20 à 40 m). Le pendage moyen de ces dykes est de 75°+/-1° généralement vers le Sud-Est.

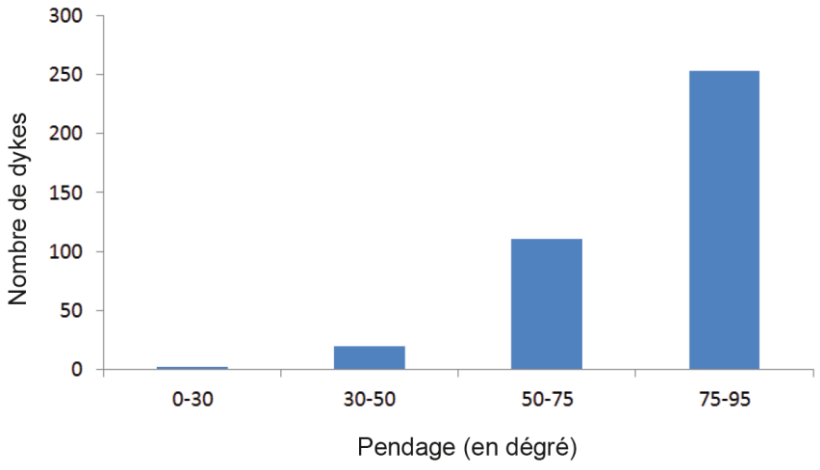


Figure 3.32 Distribution des pendages des dykes de Store Tindholm.

On remarque que les sills, d'une épaisseur moyenne d'environ 10 m, sont toujours recoupés par les dykes (Fig. 3.34b) et sont donc précoces. Les sills, très mafiques, sont subhorizontaux ou montrent un pendage faible vers l'océan (Fig. 3.5 et 3.33). Ceci pourrait indiquer qu'ils avaient souvent un pendage faible

(inférieur à 30°) à très faibles vers le continent avant la flexuration de la marge. Il pourrait s'agir de cône sheet (Fig. 3.6, cf. § 3.1.1) en relation avec les centres intrusifs plus internes, affleurant ou non.

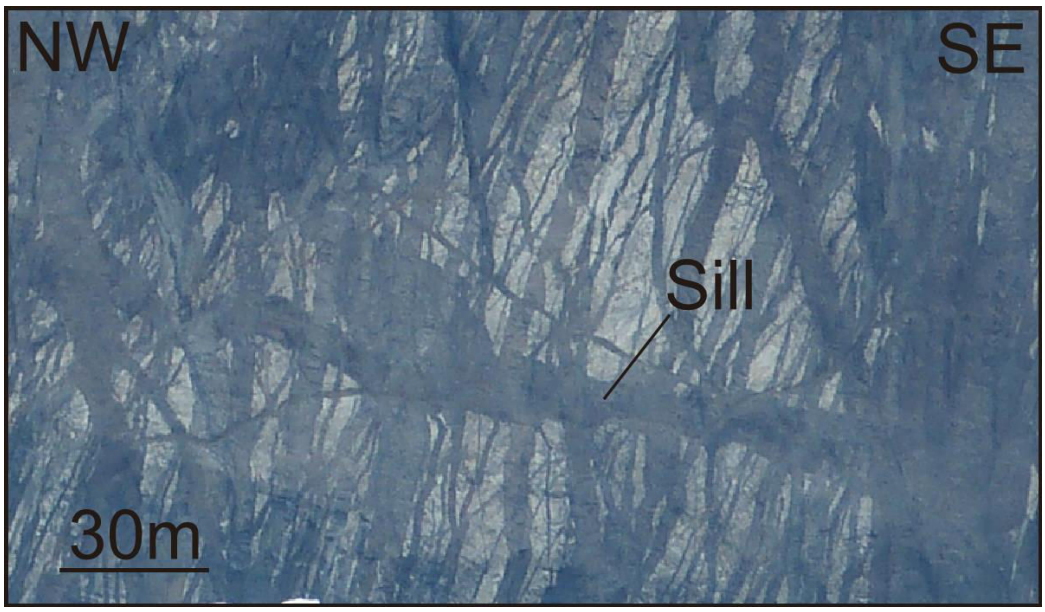


Figure 3.33 : Sill précoce recoupé par dykes tardifs. La localisation de la photo est indiquée dans la figure 3.33.

Les dykes observés sur cette île peuvent se diviser en deux familles : ceux d'un pendage moyen de 62°SE et les autres, subverticaux (Fig. 3.32). Dans la partie SE, 80% des dykes sont inclinés et dans la partie NW 80% des dykes sont subverticaux (Fig. 3.34b). Seulement 3 failles normales à pendage vers le continent sont identifiées au niveau de cette île. Ces failles à fort pendage contrastent avec les failles de faibles pendages observables à l'intérieur des prismes de SDRs à l'Ouest du Groenland (cf. Fig. 2.31b). Un dyke tardif rhyolitique de largeur 200 m se trouve à l'Ouest de l'île, recoupé par quelques dykes de composition intermédiaire à acide inclinés. Ces dernières intrusions post-flexuration peuvent également correspondre à des éléments obliques en cone sheets du système périphérique de l'une des intrusions centrales acides qui existent vers l'intérieur de la marge (Fig. 3.27).

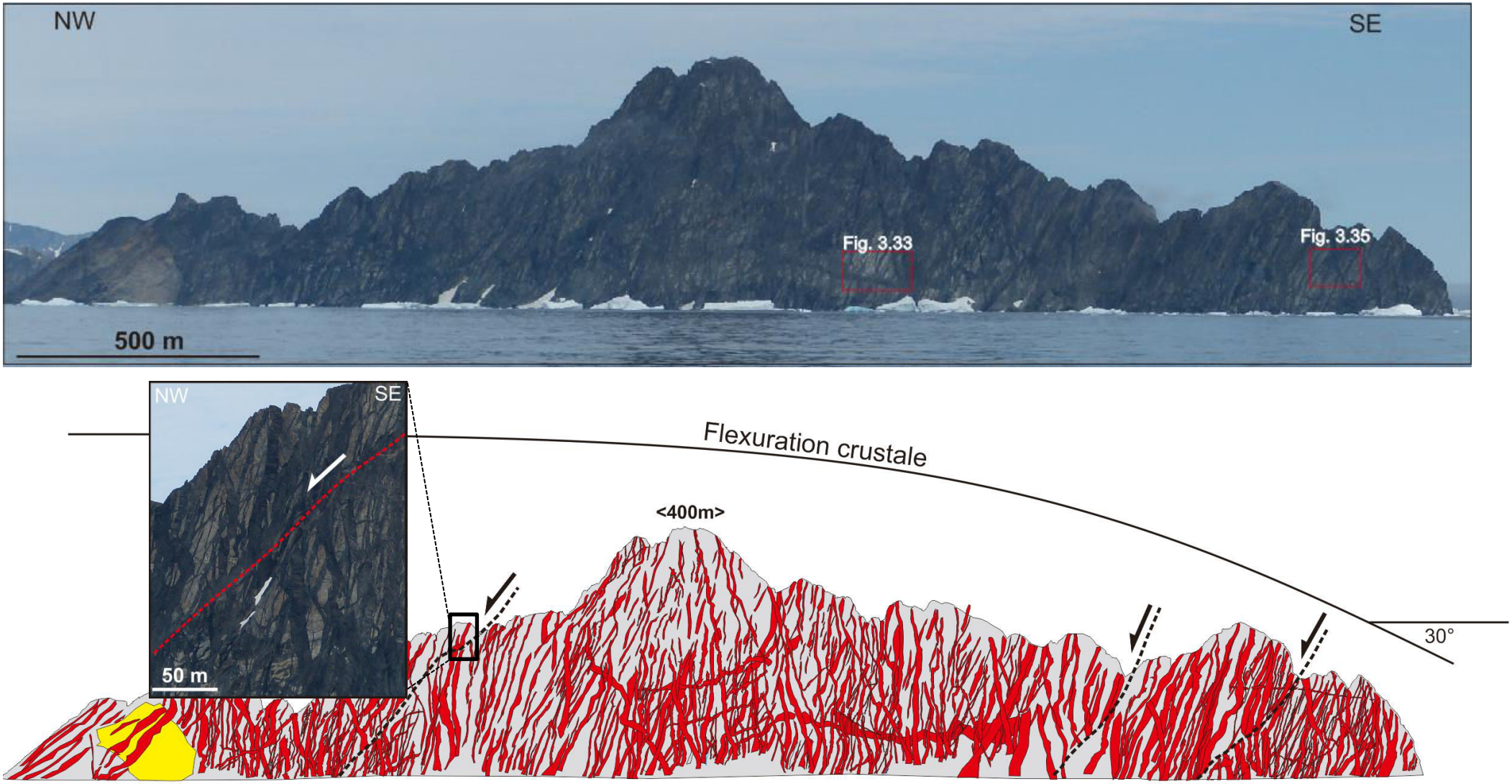


Figure 3.34 : Interprétation du système de dykes dans l'île de Store Tindholm (la localisation de l'île se trouve dans la figure 3.27a). Environ 410 dykes sont identifiables sur les photos.

Figure 3.35 : Segmentation, dilatation et cisaillement associé des dykes. La localisation de la photo est indiquée dans la figure 3.34a.

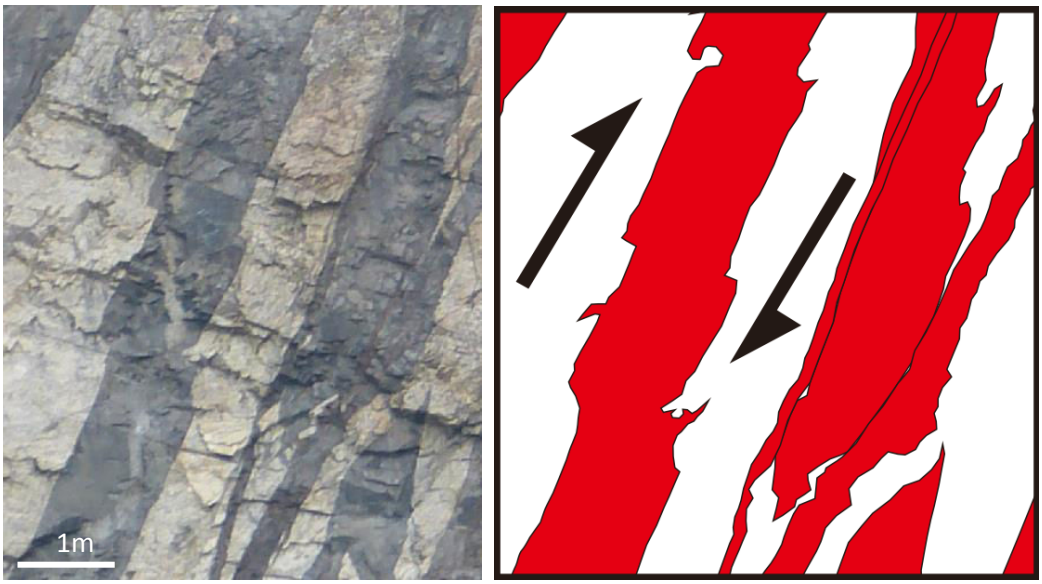


Figure 3.36 : Etude de la géométrie des dykes à partir de leur segmentation. La localisation de ces dykes est indiquée dans la figure 3.35.

J'ai étudié spécifiquement les intersections entre dykes ainsi que leur segmentation afin d'obtenir des informations sur la déformation interne de cette croûte supérieure en dehors de la dilatation magmatique et des failles observées.

Les dykes présentent souvent une segmentation imparfaite plus rarement complète. Cette segmentation peut indiquer une composante de cisaillement inverse ou normal dans le plan général du dyke (cf. § 3.1.1, Fig. 3.13) surtout lorsque ces dykes sont anciens et proches de la verticale (donc ont subi une rotation forte). L'étude de la dilatation des dykes récents est particulièrement intéressante car ils décalent les dykes plus anciens. Tous les dykes récents (donc non basculés) à pendage apparent vers l'océan ou vers le continent s'ouvrent horizontalement malgré leur (légère) obliquité relativement à la verticale et sont associés à un cisaillement normal (Fig. 3.38b). Je conclus de ces observations qu'un nombre important d'intrusions ne s'est pas injecté verticalement mais formaient comme à Poulsen Fjord des couples de dykes en tension-cisaillement dont le plan de symétrie était vertical lors de l'injection, ce mécanisme se poursuivant tout au long de la flexuration. Chaque dyke du couple injecté était associé à une composante cisaillante normale. Lors de la flexuration progressive, les dykes à pendage vers l'océan sont devenus verticaux et lorsqu'ils ont dépassé cette verticale (devenant à pendage vers le continent, l'image du cisaillement s'est modifiée pour devenir inverse, cf. Fig. 3.36).

Remarque :

Le fait que les dykes injectés soient en tension-cisaillement peut renseigner partiellement sur la magnitude des contraintes principales dans la croûte en flexuration car cela indique que le différentiel de contraintes principal ($\rho.g.z - \sigma 3$) entre la pression lithostatique verticale et la contrainte minimale du milieu était compris entre 4T et 5,6 T, T étant la résistance en traction des roches (cf. 3.1.1).

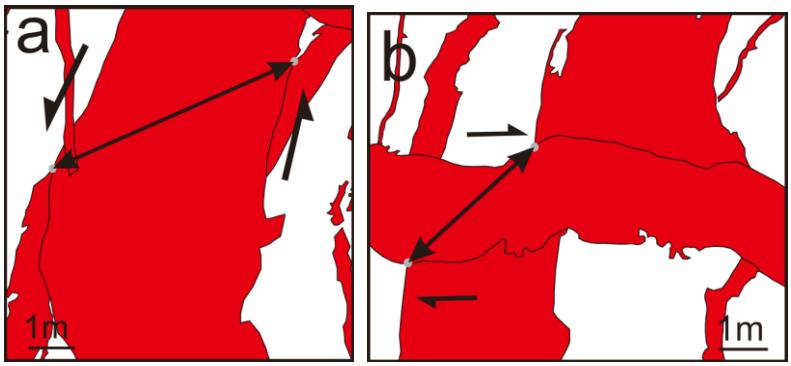


Figure 3.37 : Recoupement de dykes montrant un cisaillement normal. La localisation des structures est indiquée dans la figure 3.35.

En dehors du nombre de dykes apparemment en tension cisaillement, un autre facteur est probablement intervenu dans le cisaillement interne des intrusions : dans une flexure rigide, les contraintes principales ne sont certainement pas horizontales ou verticales comme dans le modèle d'Anderson. J'ai voulu tester cette hypothèse.

En utilisant « Ansys Multiphysics™ », j'ai réalisé un modèle préliminaire très simple de flexure de poutre rigide (croûte précambrienne supérieure) soutenue par une pression à la base égale à 50% de la pression lithostatique (compensation isostatique partielle). Au-dessus de cette croûte j'ai ajouté un prisme de matériaux plus denses (SDR) et moins rigides. La seule force appliquée est le poids.

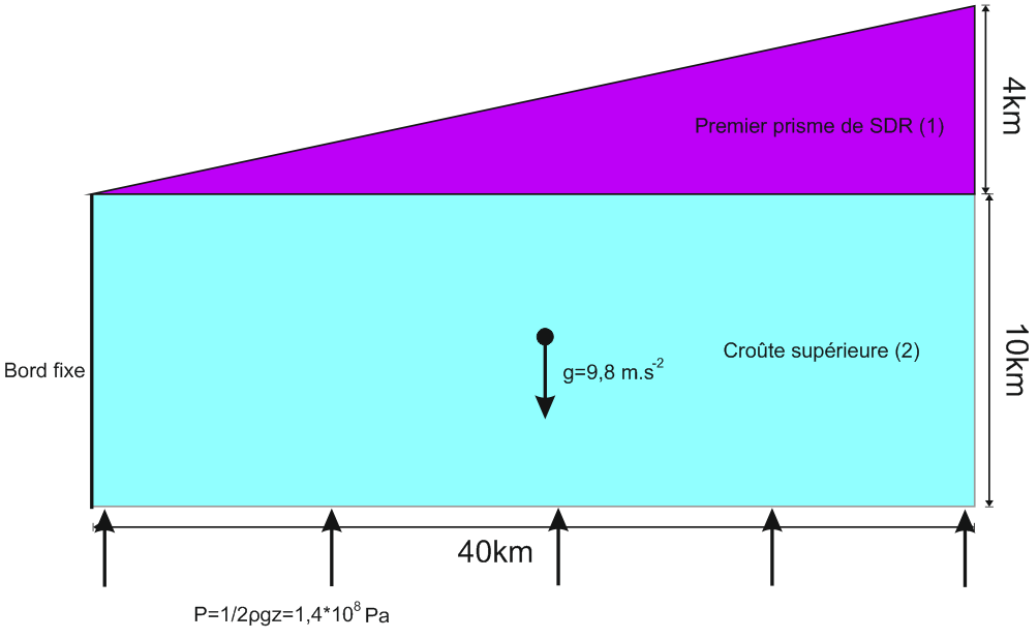
En dehors des effets de bord, le modèle montre clairement :

- que les contraintes liées à la flexuration dominent nettement sur la pression lithostatique ;
- que les contraintes à l'extrémité de la poutre sont obliques relativement à la verticale ou à l'horizontal ;
- que la contrainte principale la plus importante est la contrainte horizontale ou oblique/sub-horizontale que l'on soit en extension (partie supérieure de la croûte) ou en compression (partie inférieure de la croûte).

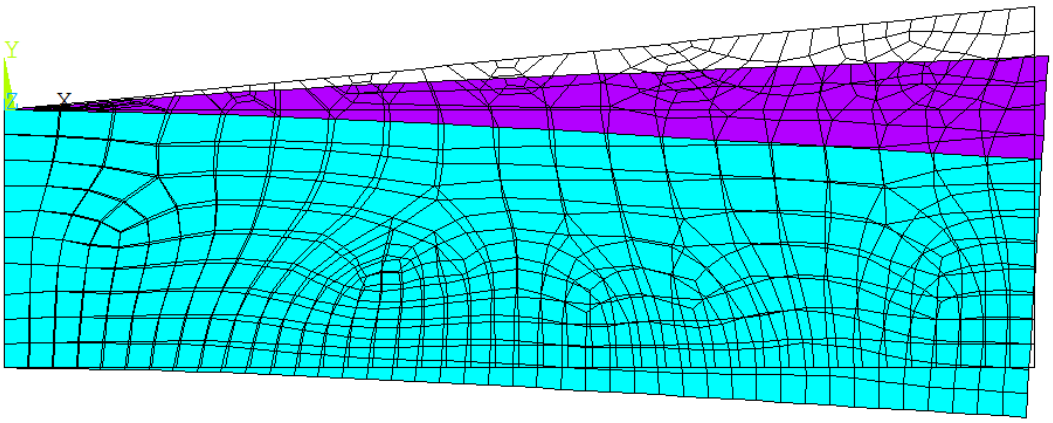
A

a)

	Densité ρ (kg.m^{-3})	Coefficient de Poisson ν	Module de Young E (Pa)
1	2900	0,25	$1*10^{10}$
2	2800	0,25	$1*10^{11}$

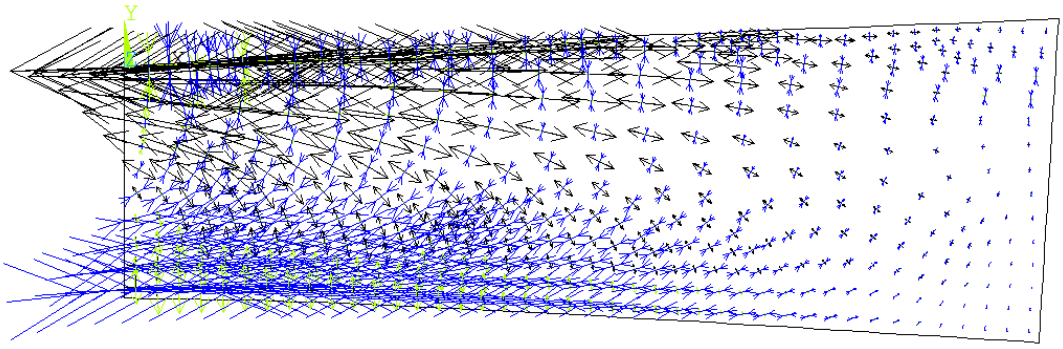


b)



c)

Contrainte principale maximale
Contrainte principale intermédiaire
Contrainte principale minimale



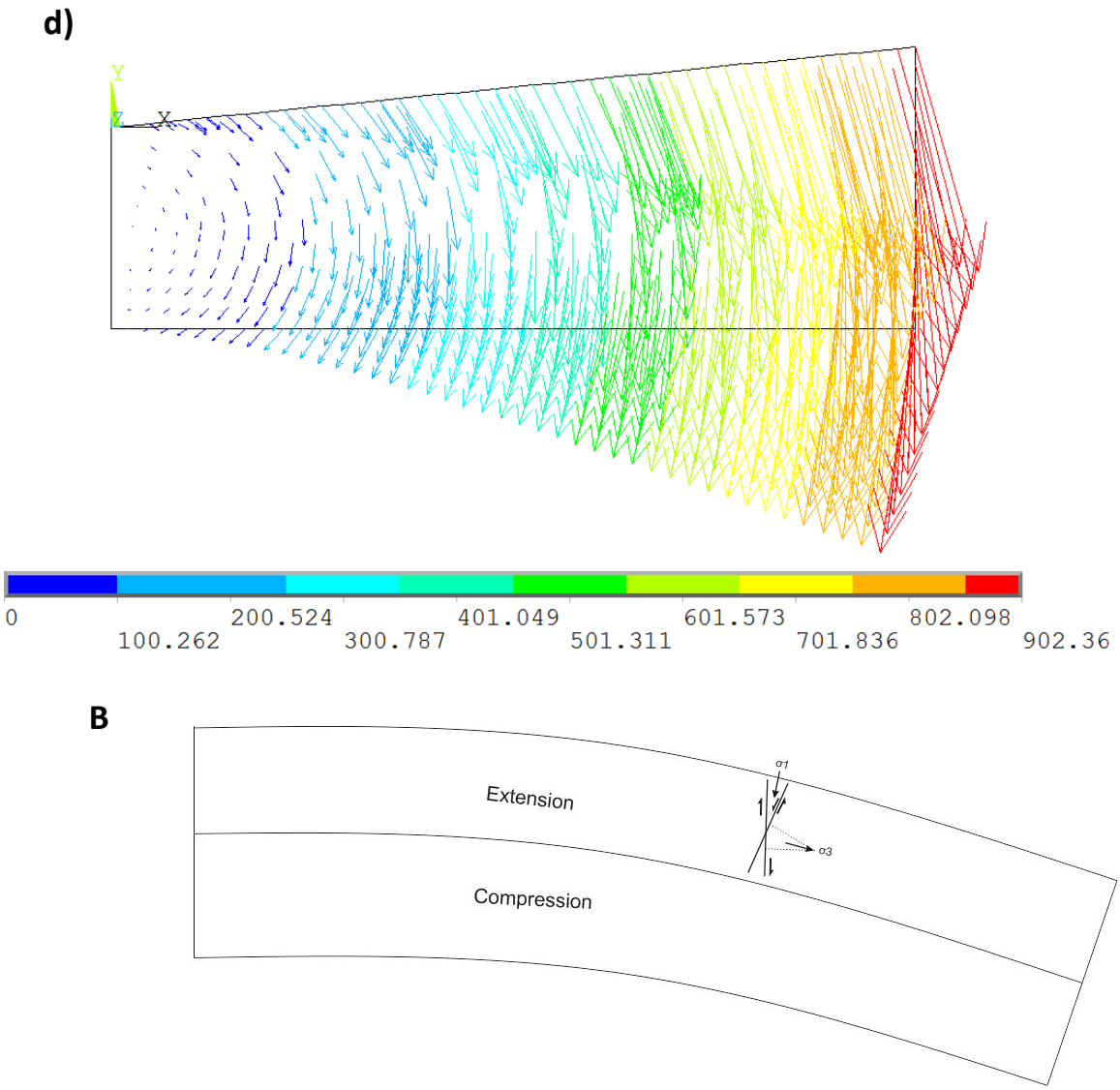


Figure 3.38 : A) modèle numérique 2D de la flexuration de la croûte supérieure après la mise en place du premier prisme de SDR. a) Condition initiale. Le premier prisme de SDR d'épaisseur 4 km est au-dessus d'une croûte supérieure d'une profondeur de 10 km et d'une largeur de 40 km. Une pression est mise à la base de la croûte supérieure de $1,4*10^8$ Pa qui ne compense pas le poids de la croûte supérieure sans SDRs. On prend en compte un champ de pesanteur de g=9.8 $m.s^{-2}$. Seule le bord gauche de la poutre est fixe, les autres sont libres. b) Modèle déformé (flexuré) avec le maillage utilisé. c) Répartition des contraintes principales. d) Déplacement en mètres. B) Fracturation en tension-cisaillement suivant la loi de Griffith au niveau d'une flexure.

- **3.3.2.2. Le rôle des gabbros dans la flexuration crustale**

A plusieurs endroits sur la marge, des gabbros affleurent au toit ou près du toit du socle, sous la base des SDRs.

➢ Fjord de Poulsen (complexe d'Imilik)

La première intrusion gabbroïque étudiée se situe dans le fjord de Poulsen (Fig. 3.27b). 17 carottes ont été prélevées au niveau de cette intrusion pour étudier la fabrique de ces gabbros par

ASM. En raison des difficultés d'accès, la zone d'échantillonnage était de faible superficie (inférieure à 0.5 km^2). Dans cette zone les carottes ont été prélevées par paires (sauf un site), de la manière la plus homogène possible. Le gabbro est recoupé lui-même par des dykes mafiques de dimension moyenne métrique (sauf un dyke d'épaisseur 7 m), de direction moyenne de N044E et de pendage moyen de 65° vers le NW (Fig. 3.39, Annexe 6). La susceptibilité magnétique moyenne de ces dykes, mesurée sur le terrain à partir d'un susceptimètre portatif de haute résolution est de 117 +/- 2 $*10^{-3}$ S.I.

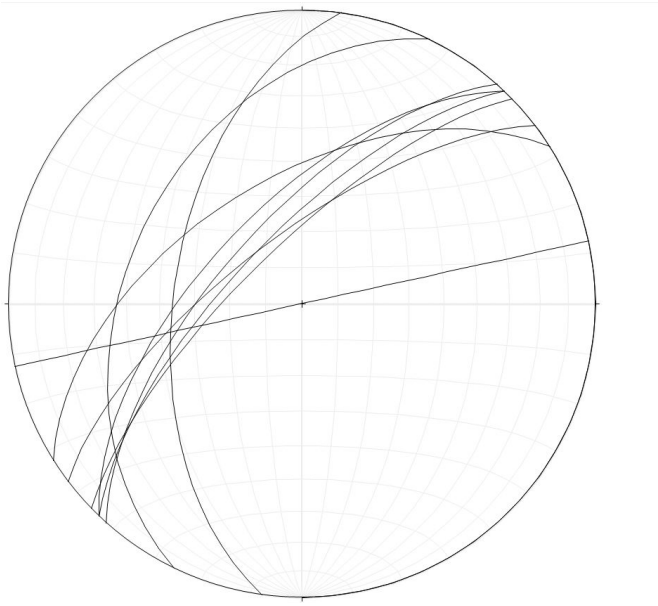


Figure 3.39 : Stéréogramme des mesures de plans de dykes dans l'intrusion gabbroïque (hémisphère inférieure)

L'utilisation de l'ASM à partir de carottes orientées permet d'accéder directement à la fabrique magnétique d'une roche ou d'une partie de ses minéraux magnétiques (e.g. Tarling & Hrouda, 1993). Cette technique a été utilisée à des fins structurales dans de nombreux contextes géodynamiques, et dans des faciès variés, aussi bien sédimentaires que volcaniques (Hrouda, 1982; Aubourg, 1990 ; Rochette et al., 1992; Bouchez, 1997 ;). En particulier, l'ASM s'est avérée très utile pour la caractérisation des vecteurs écoulements des laves, dykes et plutons, et c'est par le biais de cette technique que j'ai cherché à contraindre la fabrique du gabbro en relation avec la flexure.

L'acquisition par un solide d'un moment magnétique différent du champ inducteur caractérise sa susceptibilité magnétique. Cette susceptibilité est rarement isotrope à l'échelle d'un minéral et a fortiori d'une roche. La susceptibilité magnétique de la roche varie dans les directions de l'espace et peut être représentée par un tenseur, dont la représentation géométrique est un ellipsoïde.

On définit le tenseur de susceptibilité magnétique Kij par l'équation :

$$\mathbf{K_{ij} = M_i / H_j = \ (i,j = 1,2,3)}$$

La susceptibilité K s'exprime par l'aimantation induite M (en $A.m^{-1}$) d'un échantillon de roche en fonction d'un champ inducteur H (en $A.m^{-1}$).

Les axes principaux de l'anisotropie et leur intensité sont déduits de la diagonalisation de la matrice de susceptibilité. On définit l'axe de facile aimantation K1, l'axe de difficile aimantation K3 et l'axe intermédiaire K2, qui complète le trièdre. Si le corps est isotrope, K est un scalaire. Mais dans le cas général d'un corps à texture minéralogique anisotrope, sa susceptibilité dépend de l'orientation de l'échantillon par rapport à la direction du champ inducteur (Fig. 3.40).

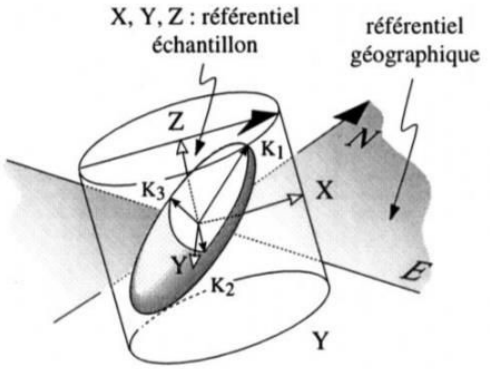


Figure 3.40 : La mesure au susceptimètre donne l'orientation et l'intensité de chaque axe de l'ellipsoïde par rapport au référentiel de la carotte de roche. Ces orientations sont ensuite ramenées au référentiel géographique grâce à l'orientation de l'axe de la carotte mesurée sur le terrain et reportées sur la carotte elle-même (flèche dans la figure, d'après Bouchez (2000)).

Une roche magmatique comme une roche sédimentaire ou métamorphique peut avoir une fabrique planaire et/ou linéaire plus ou moins discrète à l'œil nu. On peut décrire la texture d'une roche magmatique ou métamorphique par sa foliation, qui correspond au plan de distribution préférentiel des minéraux planaires, et sa linéation, qui correspond à l'orientation moyenne des grands axes géométriques des phénocristaux (Fig. 3.41).

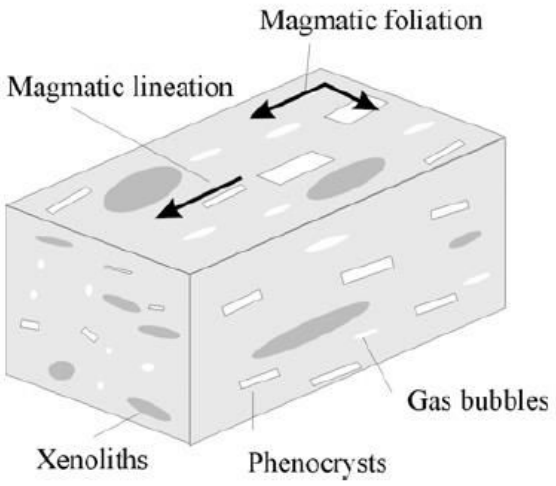


Figure 3.41 : Diagramme schématique illustrant la notion de plan de foliation et la notion de direction de linéation magmatique (Geoffroy et al., 2002).

La fabrique magmatique résulte de la disposition de marqueurs passifs (phénocristaux) dans un fluide visqueux en écoulement, au moment où ce fluide se refroidit et devient trop visqueux pour

s'écouler en relation avec un gradient de pression (au moment de la transition visco-plastique). Ainsi, la fabrique magmatique de la roche peut indiquer la disposition des minéraux, ce qui nous aide à étudier la direction voire le sens du vecteur de l'écoulement lors de la mise en place du magma

Callot et al. (2002) et Geoffroy et al. (2002) ont montré que dans les roches mafiques, souvent très ferromagnétiques (car contenant beaucoup de magnétite, primaire ou secondaire) il fallait se garder de considérer la linéation magnétique (K1) comme indicatrice de l'orientation statistique des phénocristaux, sans contrôle indépendant. Par contre, l'axe minimal de susceptibilité est un très bon proxy du pôle de la foliation magmatique.

Les échantillons de gabbro présentent une susceptibilité Km de 0.15 – 56*10^{-3} SI et sont donc ferromagnétiques (Annexe 4). L'ensemble est calculé avec une erreur standard inférieure à 1%.

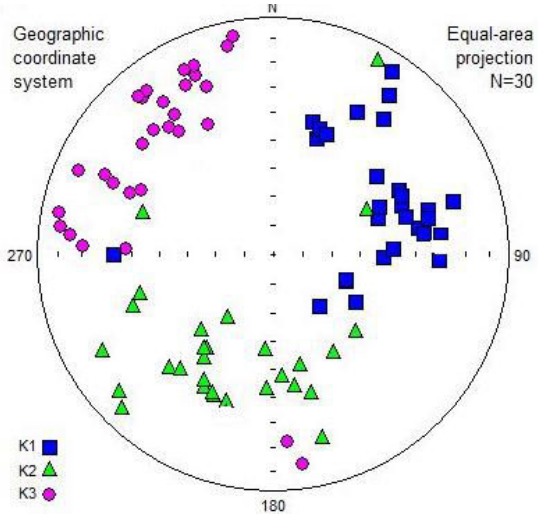


Figure 3.42 : Représentation stéréographique des résultats de l'analyse de l'ASM des gabbros de Poulsen à basse fréquence 976Hz. Les résultats complets se trouvent dans l'annexe 4.

Les résultats de l'ASM des échantillons du gabbro de Poulsen sont relativement bien réglés (Fig. 3.42) à l'exception des échantillons prélevés sur le site G14-1F1 (1F1A et 1F1B). Les axes K_3 (pôles de foliation) ont une orientation moyenne de N310 23N. Les axes intermédiaires K_2 ont une orientation moyenne de N192 36S, et les axes maximum K_1 (linéation) ont une orientation moyenne de N67 41E.

Le paramètre de Jelinek (T) est le paramètre de forme de l'ellipsoïde usuellement utilisé (- 1 < T < 0 correspondant à un ellipsoïde linéaire et 0<T<1 à un ellipsoïde planaire) et P est le degré de d'anisotropie (variant de 1 à +∞). Les résultats montrent une fabrique plutôt planaire du gabbro et des degrés d'anisotropie en général peu importants (< 1,2) (Fig. 3.43).

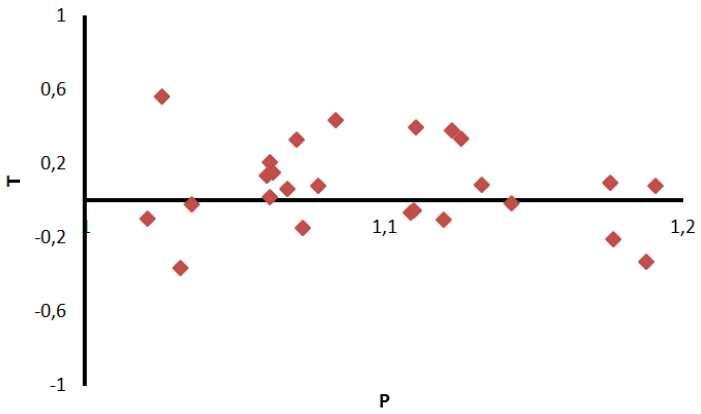


Figure 3.43 : Diagramme présentant le degré d'anisotropie P en fonction du paramètre de forme T des gabbros de Plousen.

Les directions principales de la susceptibilité des gabbros sont en général présentées en projection stéréographique dans un hémisphère inférieur (Fig. 3.44). Le plan moyen (K1, K2) définit la foliation magnétique. Les plans de foliation des gabbros de Poulsen montrent une direction moyenne de N057E et un pendage moyen de 67° vers le SE.

On remarque deux familles de foliation magnétique des gabbros : un groupe de direction N-S et l'autre d'une direction NE-SW qui se recoupent suivant un axe NW-SE exactement orthogonal à l'axe de flexuration de la marge. Les deux groupes de plans présentent un pendage vers l'Est ou le SE (Fig. 3.44).

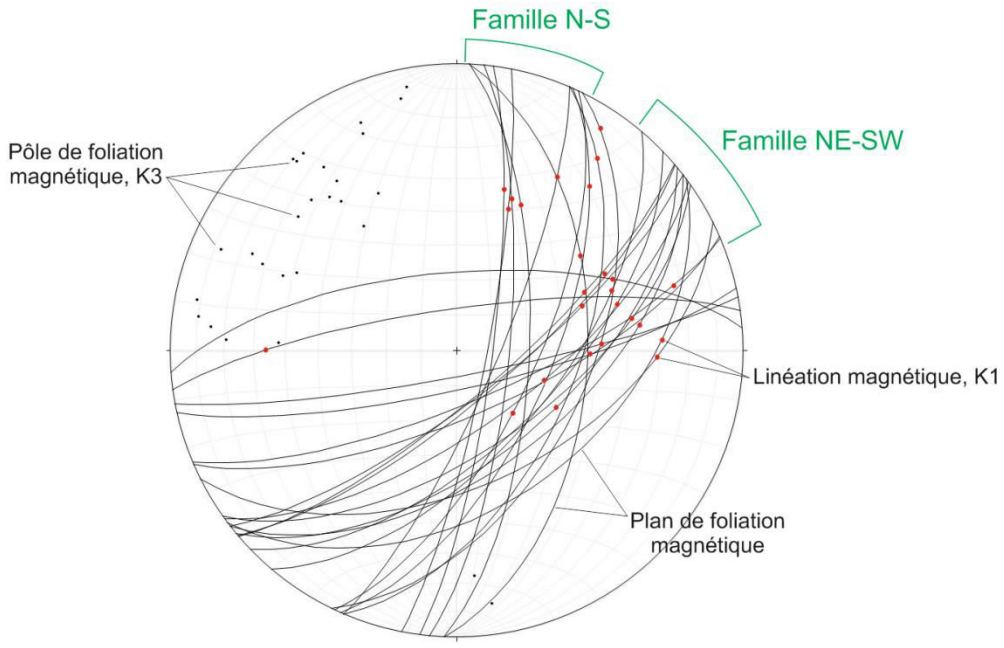


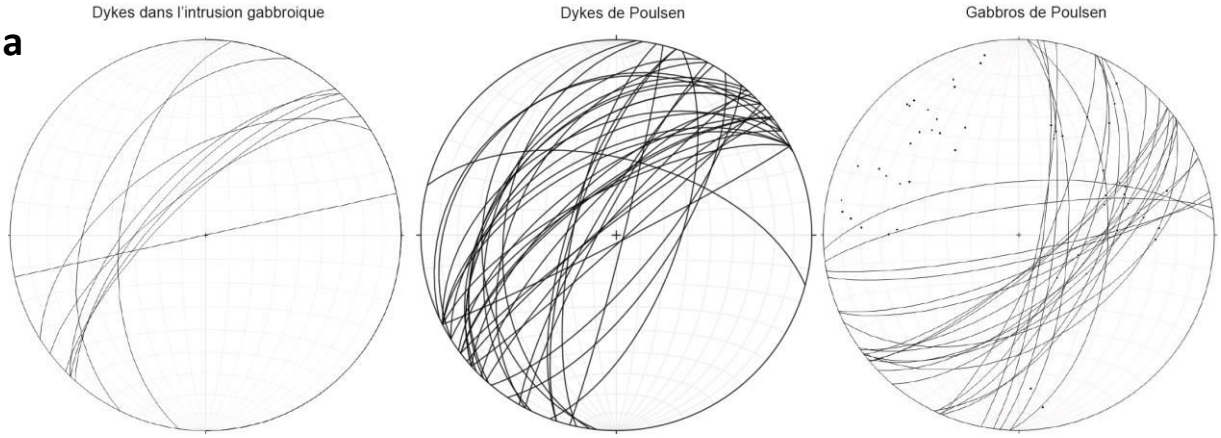
Figure 3.44 : Stéréogramme des mesures de plans de foliation des gabbros de Poulsen (hémisphère inférieure)

Cette foliation magnétique dispersée est liée à une fabrique magmatique du gabbro lors de sa mise en place car aucun cisaillement post-magmatique n'est observé in situ (Fig. 3.45).

Figure 3.45 : Gabbro échantillonné dans le fjord de Poulsen.

Les dykes étudies dans le fjord de Poulsen (§ 3.3.2.1) sont situés à proximité de ce site de gabbros (Fig. 3.27b) et structuralement sous le gabbro. Les mesures de ces dykes comme celles de ceux mesurés au travers du grabbro nous aident à contraindre la géométrie de la flexure des gabbros. Comparant les plans des dykes et les plans de foliation des gabbros on observe que leurs directions sont très proches, parallèles à la marge, y compris pour les dykes sécants aux gabbros (Fig. 3.46).

a



	Direction moyenne	Pendage moyen
Foliation des Gabbros	N057E	67SE
Dykes de Poulsen (basiques)	N45,7E	55NW
Dykes de Poulsen (intermédiaires)	N37,5E	75NW
Dykes sécants (basiques)	N044E	65NW

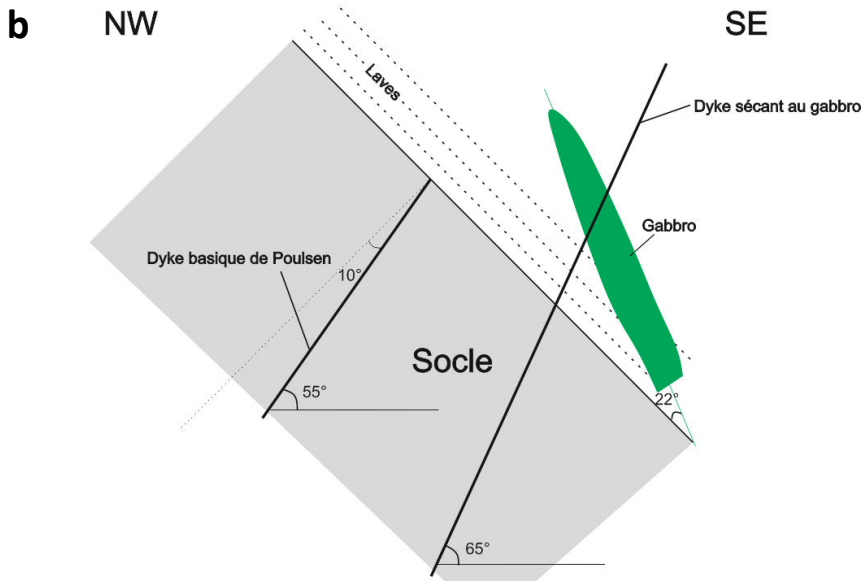


Figure 3.46 : a) Comparaison entre les plans des dykes de Poulsen, les plans de foliation des gabbros et les plans des dykes sécants. b) Schéma simplifié illustrant la géométrie des dykes basiques de Poulsen, du gabbro de Poulsen et des dykes sécants au gabbro. La géométrie de laintrusion gabbroique est discutable.

Le contact laves/socle intrudé est incliné de 45° vers le SE (Fig. 3.28). Les dykes qui recoupent le gabbro sont tiltés vers le SE de 25° (pendage de 65°NW). J'en conclue que le gabbro s'est injecté pendant la flexuration de la marge mais qu'il formait une intrusion dans les laves (Fig. 3.27b) incliné lors de l'injection de 22° vers le SE (Fig. 3.46b).

- Gabbros de Svineryggen

La seconde intrusion gabbroïque observée est celle, remarquable, de Svineryggen. Cette intrusion se situe au SE de l'archipel de Store Tindholm (Fig. 3.27a). Ici encore il fut impossible de débarquer en raison des conditions de mer et des courants. Un seul dyke recoupe cette intrusion (Fig. 3.47). Une enclave de gabbros est arrachée dans cette intrusion (Fig. 3.47). Ce dyke montre un cisaillement top vers le continent.

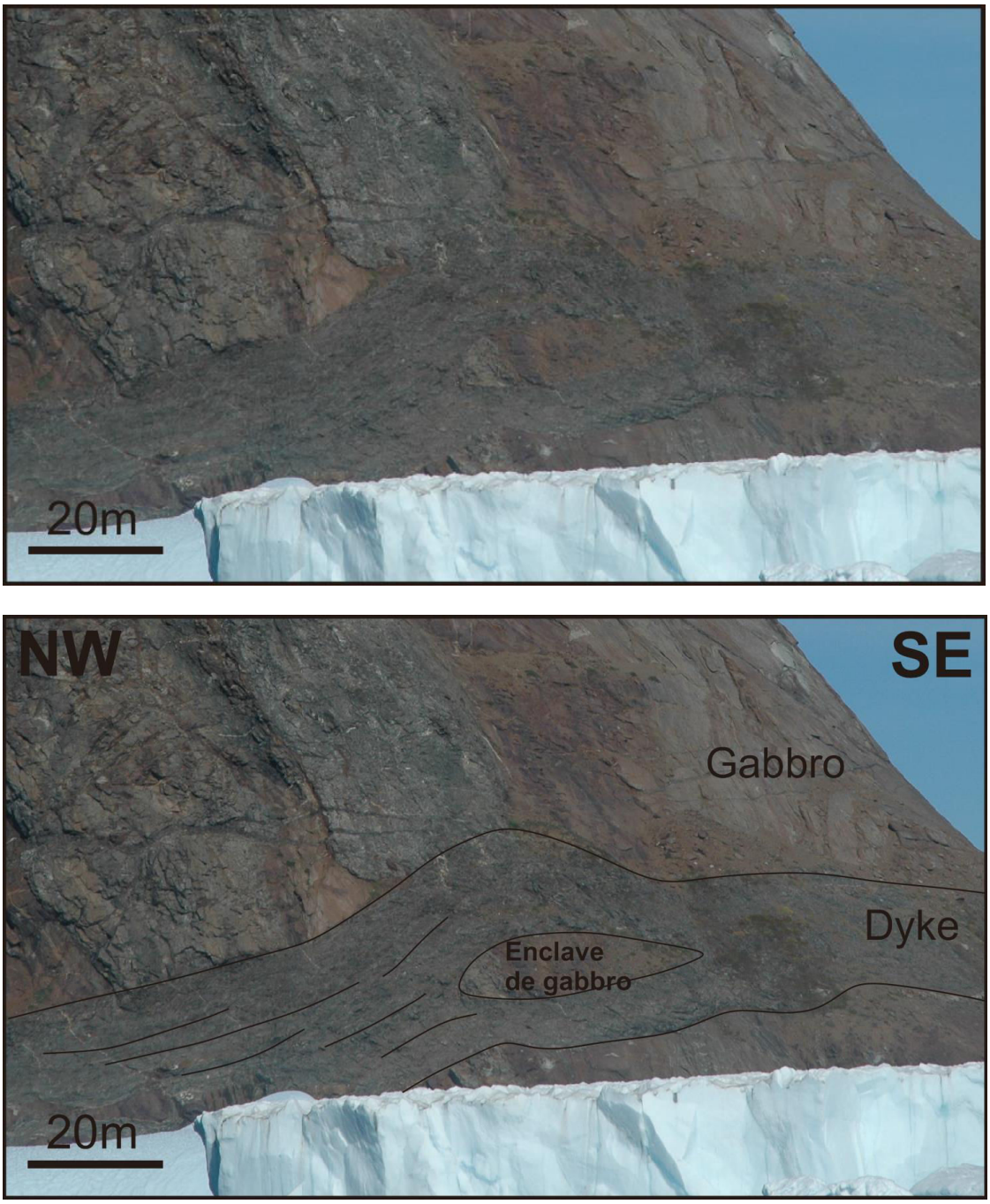


Figure 3.47 : Intrusion tardive dans la partie est de l'intrusion gabbroïque.

Dans cette intrusion, les gabbros ont non seulement une foliation magmatique très claire à pendage vers le SE de 30° (Fig. 3.48) mais ils présentent également une remarquable structure boudinée acquise à l'état ductile (Fig. 3.48b). Les boudins de gabbro montrent une forme globalement symétrique même si des plans obliques pourraient faire penser à une fabrique S-C avec un cisaillement top vers l'océan (Fig. 3.48b).

Cette intrusion s'est mise en place postérieurement à l'injection des dykes observés sur l'île de Store Tindholm (cf. Fig. 3.34). Le boudinage implique un « layering » magmatique et est associé à un cisaillement pur que les gabbros ont subi pendant leur emplacement lors d'un stade final de déformation plastique à haute température (HT). La fabrique magmatique initiale avant étirement du

gabbro peut être liée à une séparation purement gravitationnelle des grains à la dynamique de l'emplacement du magma (Effet Bagnold surtout dans le cas des intrusions étroites) ou à l'injection de magma différencié dans une masse magmatique qui l'est moins (Barrière, 1976 ; Blumenfeld & Bouchez, 1988 ; Nicolas, 1992).

Dans une flexure, la zone extrados présente un étirement important (Fig. 3.38c). Le cisaillement pur observé dans les gabbros, dont la fabrique planaire semble dominante, peut être lié à une mise en place à l'état magmatique à l'extrados de la flexure de croûte supérieure sous les SDRs, en cours de flexuration rapide. Je reviens sur ce point important dans les pages suivantes.

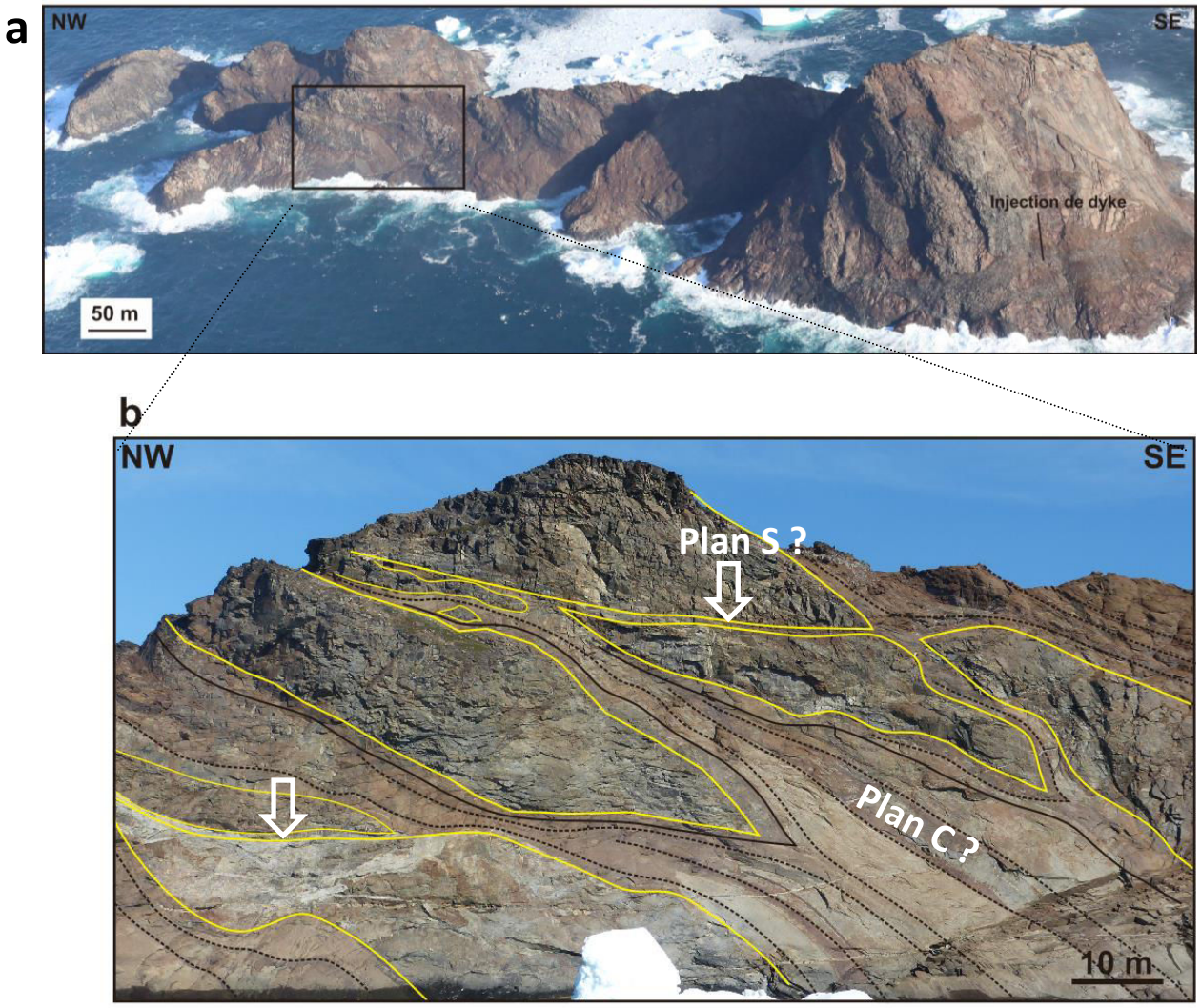


Figure 3.48 : a) Photo aérienne de l'intrusion gabbroïque. Les gabbros montrent un boudinage. Un dyke cisaillé à pendage vers le NW se trouve au SE de l'île. La localisation de cette intrusion est indiquée dans la figure 3.27a. b) Zoom sur les gabbros boudinés. Les flèches blanches indiquent la position possible de plan S. Dans cette interprétation, que je ne privilégie pas a priori en raison de l'absence de mesures directes, la foliation dominante correspondrait aux plans C et le cisaillement serait extensif top vers le SE.

- **3.3.2.3 Microgranites, flexure et faille majeure**

L'intrusion granitique mise en place entre le bloc injecté de dykes sur l'île de Store Tindholm et l'intrusion gabbroïque (Fig. 3.27a) présente un intérêt majeur, malgré la faible dimension de l'affleurement. Cette intrusion n'est recoupée par aucun dyke basaltique (Fig. 3.49). De nombreuses enclaves de roche mafiques sont inclues dans cette intrusion. Ces enclaves ont des tailles variées entre 0,1 m à 30 m et montrent une forme angulaire. Cette intrusion présente une foliation marquée concordante avec celle des gabbros de l'île qui se trouve dans la continuité (cf. § 3.3.2.1.; Fig. 3.48), d'un pendage de 30-35° vers le SE. L'extrémité supérieure d'un dyke acide se situe au NW de l'intrusion, d'une épaisseur de 30 m au moins. Ce dyke contient de nombreuses xénolites mafiques et correspond clairement au système qui a alimenté le reste du magma acide. Ce dyke est incliné vers le NW de 70°.

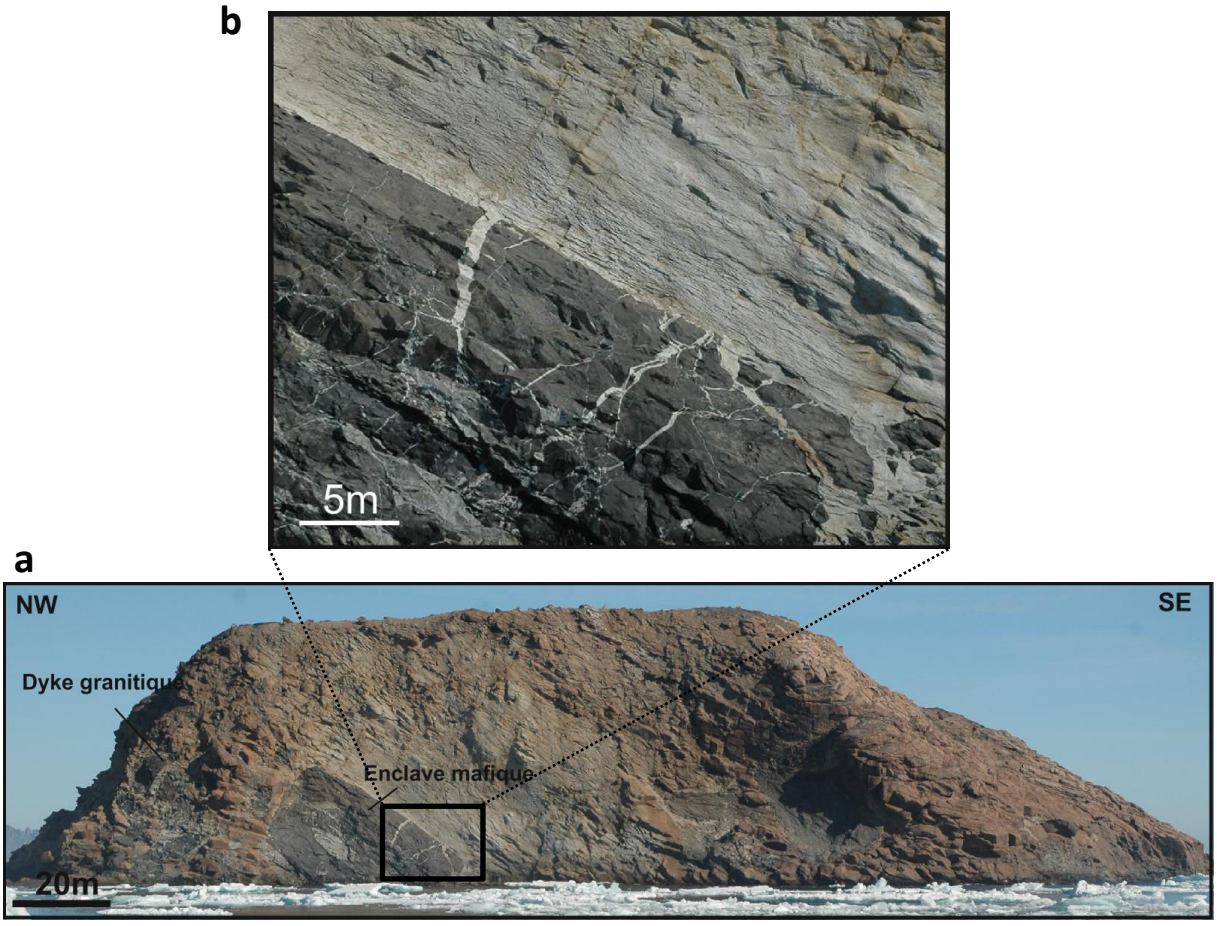


Figure 3.49 : a) Intrusion rhyolitique située entre le socle injecté de dykes et l'intrusion gabbroïque. b) Détail d'injection de magma rhyolitique sous forte pression de fluide dans une enclave mafique.

Cette intrusion tardive dans la flexuration de la marge, et dont la foliation est concordante avec la surface supérieure flexurée du socle précambrien intrudé s'est mise en place probablement directement au toit du socle précambrien en cours de flexuration, c'est-à-dire lors de la formation du SDR interne. Le magma acide s'est probablement injecté dans la faille majeure à pendage vers le continent contrôlant la flexure des gneiss (Fig. 3.29). Le dyke est une intrusion qui s'est propagée

dans cette faille mais qui est sans doute plus inclinée (Fig. 3.49). Dans le dyke, les xénolites sont allongées dans le plan de l'intrusion et sont fortement brechifiées (Fig. 3.50).

Figure 3.50 : Dislocation des xénolites montrant un cisaillement normal vers le NW à l'état magmatique.

On note une dislocation des xénolites à la base de l'intrusion juste au-dessus du dyke qui pourrait être compatible avec un jeu cisaillement normal vers le NW à l'état magmatique. La faille a servi de conduit magmatique, et le magma s'est injecté très probablement entre les gneiss et la base des SDRs sous forme d'une laccolite (Fig. 3.51). Un point important est l'évidence en dehors de la zone de cisaillement d'une déformation interne à l'état magmatique dans le mélange magma acide/xénolites gabbroïques qui semble en relation avec la flexuration de la marge (Fig. 3.49). La photo (Fig. 3.51, localisée dans la Fig. 3.27a) montre que le jus acide s'est en effet injecté dans les xénolites mafiques par extension (fracture en tension) dans le plan de foliation dominant à pendage vers le SE. Cela signifie que comme dans le gabbro, mais ici à l'état supra-solidus il y a une déformation en extension à l'extrados de la flexure, dans la direction de flexuration de la marge.

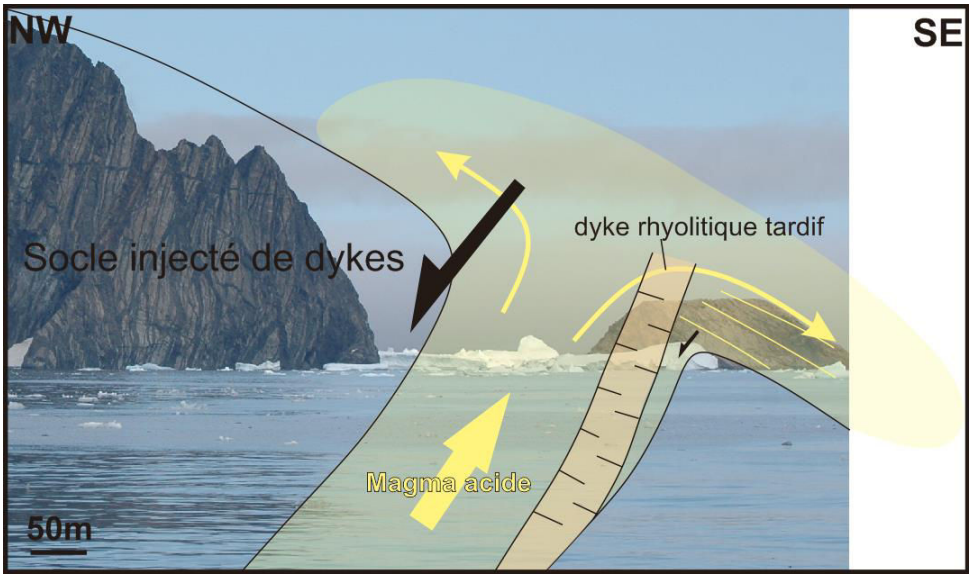


Figure 3.51 Mécanisme possible de la mise en place du magma acide.

3.3.3 Conclusion et modèle proposé

D'après ces études directes de la croûte supérieure infra-SDR à l'Est du Groenland un modèle schématique illustrant la déformation au niveau de la marge SE du Groenland est proposé concernant la déformation flexurale du premier prisme de SDRs, l'accommodation de la flexuration crustale le magmatisme et la différenciation du magma dans un réservoir magmatique dans la croûte inférieure pendant le développement des prismes de SDRs internes (Fig. 3.52).

1) Au Paléocène, la lithosphère du Groenland a sans doute été recouverte par des trapps analogues à ceux exposés dans la Province Ignée des Iles Britanniques et aux Faeroes (notamment dans l'Ile de Suduroy, cf. Geoffroy, 1994) dont l'épaisseur peut atteindre 2000m. La croûte est dilatée par des dykes mafiques qui s'organisent en essaims autour de centres magmatiques qui ponctuent la future marge. Sur la côte du SE Groenland, l'extension est NW-SE. Ces dykes sont en tension pure (verticaux) ou en tension-cisaillement (conjugués, avec pendages forts pendant l'injection). Les dykes en tension pure n'accommodent qu'une dilatation horizontale de la croûte. Mais les dykes en tension-cisaillement accommodent non seulement une dilatation horizontale mais aussi une extension tectonique, avec allongement horizontal et raccourcissement vertical, au même titre que des failles normales conjuguées.
2) La flexuration initiale de la croûte supérieure est accommodée à distance par la présence de failles de détachement majeures à pendage vers le continent et par l'injection continue de dykes en tension-cisaillement. Nous ne savons pas si ces failles sont déjà magmatiques au début de l'histoire de la marge, mais l'essentiel des laves des SDRs est nourri par les dykes, par injection latérale à partir des centres magmatiques. Le volume de magma intrudé et extrudé ne cesse de croître et la flexuration commence à induire des contraintes très forte d'extrados, qui sont obliques relativement au référentiel andersonien. Ainsi des intrusions peuvent certainement s'injecter obliquement relativement à la verticale et au plan horizontal à ce stade. Des sills précoces dans la flexuration servent probablement à accommoder la flexuration mais nous n'avons pas pu le démontrer de manière systématique.
3) La flexure à son stade mature est associée à des injections de magma globalement plus différenciés. Il est possible qu'un réservoir existe sous le footwall des détachements au toit de la croûte ductile en accord avec le modèle de Quirk et al. (2014). Les magmas terminaux (mafiques mais surtout acides) sont injectés syn-tectoniquement dans les failles de détachement à pendage vers le continent. Ces failles sont des "failles magmatiques" comme le suggéraient les données sismiques. Ces magmas se mettent en place sous forme de laccolithes entre la croûte supérieure et la base des trapps. Ces intrusions participent, à l'état magmatique, au relâchement des fortes tensions d'extrados.

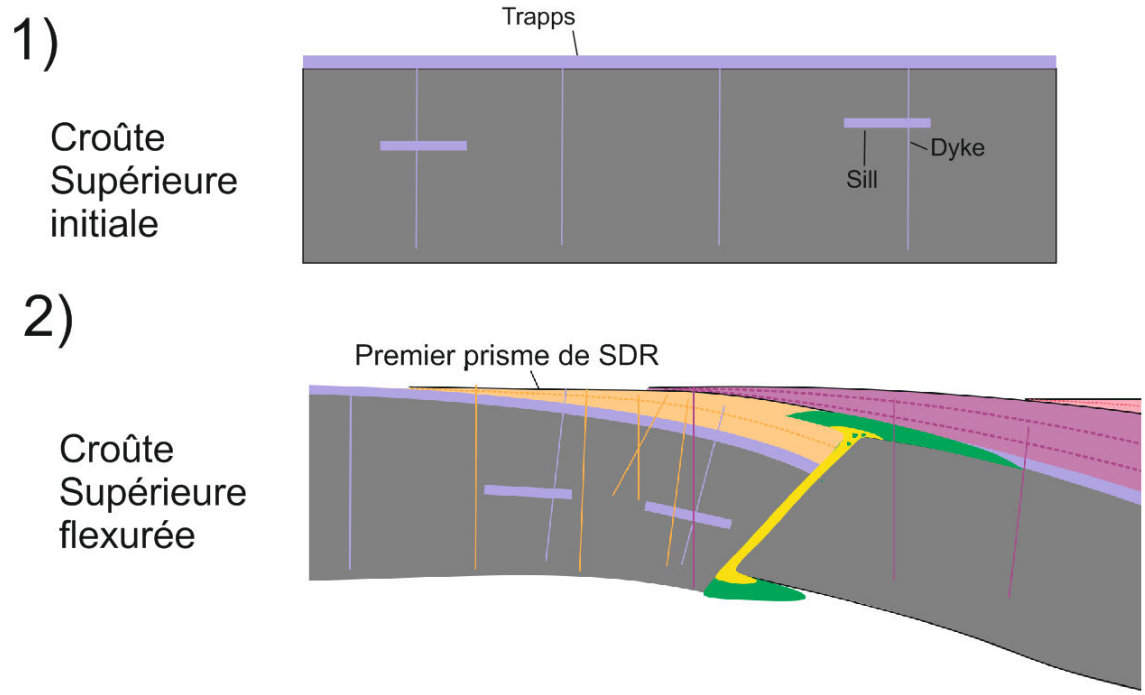


Figure 3.52 : Modèle schématique illustrant la déformation de la croûte supérieure suivant la construction de la marge E-groenlandaise. a) Emplacement des trapps au-dessus de la croûte supérieure. b) Flexuration de la croûte supérieure. Le premier prisme de SDR interne s'est mis en place. Uns intrusion gabbroïque s'est mise entre la croûte et les SDRs. Le magma mafique s'injecte probablement dans une faille existant. Le magma acide se différencie près du toit du magma basique (cf. §Fig. 1.18). Le magma acide s'injecte probablement dans la même faille que le magma mafique. Remarque : Pour simplifier le modèle, les dykes conjugués ne sont pas illustrés. Il est possible aussi que les magmas s'injectant dans une faille magmatique s'accumulent au-dessus de la croûte supérieure en formant un volcan (cf. §3.3.1).

Chapitre IV

Du rift sédimentaire à la marge volcanique (Article 2)

Après avoir discuté de la structure des marges volcaniques à l'échelle de la croûte supérieure à partir d'observables, je m'adresse dans ce chapitre à la problématique plus générale de la rupture syn-magmatique de la lithosphère continentale.

Comme je l'ai rappelé dans le chapitre 1.3.1, les marges dites hyper-étirées avec exhumation du manteau lithosphérique ne sont pas associées à des volumes conséquents de magmatisme syn-extension, bien que ce point soit discuté dans certains cas, en extrême fin d'évolution (Merle et al., 2009).

Cependant certains auteurs tiennent à étendre le modèle de ce type de marges à l'ensemble des marges passives en considérant que les SDRs sont l'expression finale de la rupture lithosphérique avec exhumation du manteau (Péron-Pinvidic et al., 2013). Ces auteurs se basent notamment sur l'exemple de la marge volcanique de Vøring où un rift sédimentaire associé à de l'hyper-extension (Osmundsen & Ebbing, 2008) se situe en position interne relativement au système de SDRs internes, qui se développent sur un haut bathymétrique (Vøring High).

Dans l'article 2 ci-dessous, soumis à Basin Research, je montre les points suivants :

1) Dans le cas NE-Atlantique l'hyper-extension est ancienne (autour de la limite J-K) et la lithosphère est rééquilibrée thermiquement avant la mise en place des trapps et des SDRs ; elle est donc non seulement relativement épaisse et froide, mais le fait que la croûte continentale soit mince l'a rendue rhéologiquement dure (cf. §1.1.1) et donc non déformable. Ceci explique que la nouvelle période de forte extension, syn-magmatique, à l'Eocène soit localisée en dehors de la zone d'amincissement syn-sédimentaire. Je montre que le modèle développé par Péron-Pinvidic est très discutable.
2) Je montre également, à partir de l'exemple de 4 marges (W-Groenland, Inde-Laxmi, Vøring et Møre), que la géométrie finie des transitions continent-océan peut être complexe à l'échelle de la croûte lorsqu'un rift sédimentaire précède la formation d'une marge volcanique. Les failles majeures en détachement qui contrôlent la géométrie du rift et celles de la marge, sont à pendages opposés. Ce dispositif tend à isoler un bloc continental latéral (« bloc L ») qui est le hanging-wall de ces systèmes diachrones. Je montre que la géométrie finie dépend de la quantité d'extension subie lors du stade syn-sédimentaire ainsi que du délai entre les deux extensions majeures des systèmes sédimentaires et magmatiques

Magmatic ocean-continent transitions

Guan, H., Geoffroy, L., Gernigon, L., Chauvet, F., Grigné, C. and Werner Ph.

Abstract

Continental extension may, or may not, be coeval with significant mantle melting, leading to the formation of distinct types of passive margins (respectively magma-poor or volcanic), with distinct crustal structures. Especially in inter-cratonic mobile areas, magmatic breakup and development of volcanic passive margins (VPMs) may postdate the early development of a non-magmatic continental rift system. The time-span between the amagmatic and the

magmatic systems may be relatively short or, conversely, long (tens of millions years). Such evolution is often associated with a significant apparent asymmetry in the wideness of conjugate VPMs. In this paper, we attempt to re-interpret the structure of three paired VPMs which developed close to, but separately from, a previous amagmatic aborted rift system. Due to opposite dips in major crustal detachment faults accommodating extension from sedimentary to volcanic stages, those composite margins tend to individualize a fault-dissected continental block (here designed as L-Block) along one of the conjugate margins. In addition to the amount and distribution of amagmatic extension, the time-span between amagmatic and magmatic extension exerts a major structural and rheological control on the final structure of the ocean-continent transitions. The finite margin geometry may be erroneously interpreted as resulting from a continuous process from hyperextension to the final magmatic breakup. However, the early syn-sedimentary extension appears, in many cases, to be low-rate or episodic. Consequently, the VPM final breakup of the lithosphere may shift away from the original amagmatic stretched area to the rifted margin.

1. Introduction

Studies of passive margins, whatever exposed or offshore located, have pointed out their bulk asymmetry (e.g. Manatschal, 2004; Brune et al., 2014). Those studies were mainly focused on passive margins for which lithospheric extension is not associated with significant volumes of melting (‘non-volcanic’ or ‘amagmatic’ or ‘magma-poor’) here designed as NVPMs. NVPMs usually show no (or very minor) syn-rift magmatism in the crust. Some melt could eventually be trapped within the lithospheric mantle but do not influence the crustal architecture dramatically (e.g. Müntener & Hermann, 2001). Following Wernicke’s concepts (1985), NVPMs asymmetry is generally interpreted as the result of a simple shear model of plate breakup associated with the development of a trans-lithospheric detachment fault or shear zone (e.g. Lister et al., 1986; Lavier & Manatschal, 2006). At NVPMs, extreme thinning associated with rolling-hinge detachment development could be associated with the exhumation of serpentinised lithosphere mantle (Boillot et al., 1980).

By contrast, continental breakup associated with huge mantle melting does not clearly show such features (e.g. Skogseid et al., 2000; Menzies et al., 2002). VPMs (Fig. 1)have been described as relating to distinct deformation pattern and processes of continental breakup (e.g. Geoffroy, 2001, 2005; Franke et al., 2013; Quirk et al., 2014; Geoffroy et al., 2015). In deep seismic reflection profiles, those margins do not show any evidence of exhumed mantle (e.g. Zalán, 2013; Clerc et al., 2015; Paton et al., 2017). Sometimes, similar VPMs could develop at the edges of aborted sedimentary rift systems, i.e. domains which were already affected by moderate to significant amagmatic extension before the surface expression of intense magmatic activity. Assuming a NPVMs scenario, Peron-Pinvidic et al. (2013), followed by Peron-Pinvidic & Osmundsen (2016) and Peron-Pinvidic & Osmundsen (2018), proposed to integrate both pre-magmatic rift systems and breakup related volcanism within a conventional and unique hyperextended, and highly asymmetric rifted system controlled by detachment faulting. In this model, the breakup related magmatism is simply regarded as the natural ultimate result of a continuum crustal and lithospheric deformation.

Considering those views and recent controversies about the differences or similarities between NVPMs and VPMs (Gernigon et al., 2015; Osmundsen et al., 2016; Theissen-Krah et al., 2017; Zastrozhnov et al., 2018), we think that there is a need to clarify and redefine the nature and concepts of rifted margin and ocean-continent transition (OCT) when sedimentary rifts and basins are closely related in time or/and space with distal VPMs. In this paper, we first (1) recall the main characteristics of VPMs, (2) discuss both the symmetry and the definition of OCTs at the scale of thermal lithosphere, and (3) develop a different interpretation of polyphased rifted and distinct VPMs based on three case examples.

2. SDR(seaward dipping reflectors) wedges, faults and high velocity crust at VPMs

Interpretations of SDRs across VPMs (Fig. 1) have led to recent advances in passive margin studies (Planke et al., 2000; Stica et al., 2014; Geoffroy et al., 2015; Paton et al., 2017; Abdelmalak et al., 2018; McDermott et al., 2018). At VPMs, SDRs form thick wedges of seaward dipping subaerial volcanic flows emplaced at the ocean-continent transition (e.g. Hinz, 1981; Planke et al., 2000). One must distinguish between inner SDRs, which develop over the necked parts of VPMs associated with a strong Moho slope (e.g. Geoffroy, 2005; Fig. 1), and outer SDRs which develop over a gently dipping to flat-lying Moho, outward from the syn-magmatic necking zone (Planke et al., 2000; Franke et al., 2010; Geoffroy et al., 2015; Paton et al., 2017). Isostatic models were proposed for similar basaltic wedges of Mio-Pliocene age dipping towards the active rift zone in Iceland (e.g. Pálmason, 1980). Those models were extended to SDR wedges located at VPMs (e.g. Mutter, 1985; Buck, 2017; Hjartarson et al., 2017). However, some authors early pointed out the striking analogy in seismic reflection profiles, between SDRs and syn-sedimentary rollover that developed over large crustal-scale detachment faults (e.g. Gibson & Love, 1989; Tard et al., 1991). New insights on VPMs formation came from a detailed field investigation of onshore exposed SDRs and their underlying dyke injected crust (Geoffroy et al., 1998, 2001; Brooks,2011; Abdelmalak et al., 2015, 2017), followed by convergent interpretations of recent long offset seismic reflection data extending down to Moho depths (e.g. Rey et al., 2008; Stica et al., 2014; Quirk et al., 2014; Zalán, 2015; Pindell et al., 2014; Clerc et al., 2015; Geoffroy et al., 2015; Paton et al., 2017; McDermott et al., 2018). Those seismic data confirm that inner SDRs develop syn-tectonically within the continental thinned and stretched area of many VPMs (Fig. 1). This conveniently explains the local contamination of inner SDR mafic magma by continental crust (e.g. Larsen et al., 1998; Saunders et al., 1997, 1999; Meyer et al., 2007; Abdelmalak et al., 2016), ruling out the classic interpretation of SDRs as a diagnostic of oceanic crust domains (e.g. Mutter et al., 1982). Continentward dipping detachment faults bounding inner SDRs appear to accommodate significant upper and syn-crustal thinning and stretching in the magmatic necking zone. In addition, SDRs formation is contemporaneous with horizontal magma dilatation associated with huge dyking controlled by localized crustal magma reservoirs (Bromann-Klausen & Larsen, 2002; Callot & Geoffroy, 2004). Convergent observations suggest that sub-inner SDRs detachment faults root on top of a ductile and layered middle or lower continental crust (Geoffroy et al., 2015; Clerc et al., 2015). This lower crust displays high-Vp (P wave velocities), in possible connection with large volumes of intruded mafic magma, mainly injected as sills (White et al., 2008). A synthetic model for conjugate VPMs has already been proposed (Fig. 1; Geoffroy, 2010;

Geoffroy et al., 2015), showing strong contrasts with the shear models proposed for NVPMs (Brun & Beslier, 1996; Reston et al., 1996; Lavier & Manatschal, 2006).

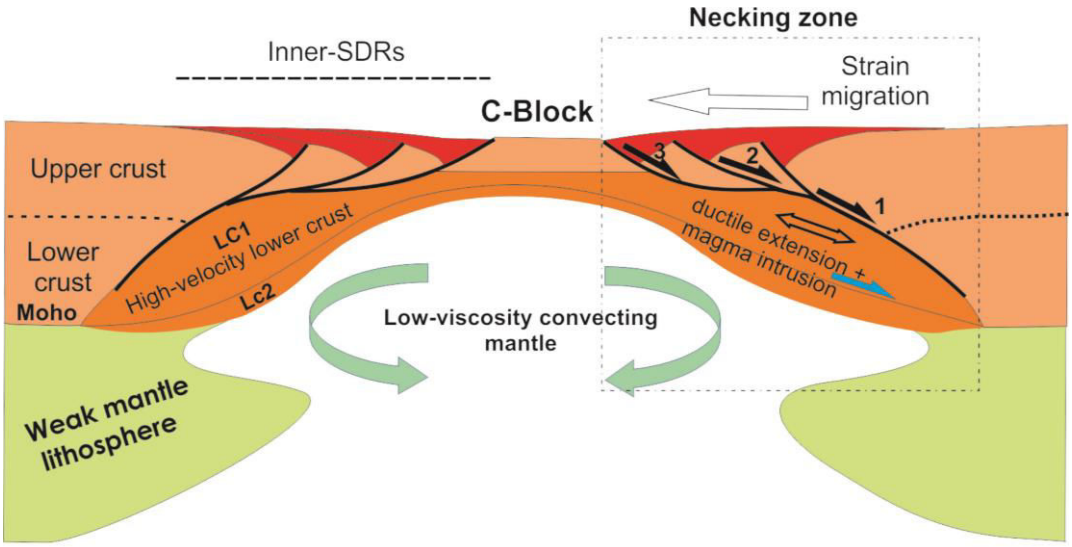


Figure 1. Conceptual model for conjugate VPMs at their initial stage of development (inner SDR stage; modified from Geoffroy, 2010, and Geoffroy et al., 2015). The outward dip of major detachment faults controlling inner SDRs development is explained by two possible mechanisms: mechanical coupling of the upper crust with oceanward flowing lower crust (Brun & Beslier, 1996;Gac&Geoffroy, 2004; Huismanns & Beaumont, 2011) and/or continentward gravity collapse of the upper continental crust away from the exhumed lower crust, in a way similar to post-collisional tectonics (Tirel et al., 2008; Geoffroy, 2010). The C-Block has firstly been defined by Geoffroy (2010), and mechanically reproduced by Geoffroy et al. (2015). It is the common footwall of the continentward dipping detachment faults from each conjugate volcanic passive margin.

3. Symmetry at conjugate VPMs

Seismic refraction profiles suggest that the wideness of the stretched and thinned continental crust at conjugate VPMs may be different than those illustrated in Figure 1. In the NE-Atlantic, such is the case for the SE-Greenland/Hatton (Fig. 2a and 2b; White & Smith, 2009; Funck et al., 2016) and the NE-Greenland/Norwegian conjugate VPMs (Voss & Jokat, 2007; Mjelde et al., 2005; Funck et al., 2016).

The degree and origin of asymmetry at VPMs depend on how the ocean-continent transition is defined. One should distinguish the continent-ocean boundary (COB) from the ocean-continent transition (OCT). The COB at VPMs is the location of the earliest MORB (mid-ocean ridge basalts)-type oceanic crust except if the MORB basalt overlaps the continental crust, provided it may be clearly identified (e.g. Eagles et al., 2015). Like NVPMs, the COB at VPMs should represent the true locus of continental lithosphere breakup. The OCT is interpreted as a transitional domain consisted of extremely thinned and stretched continental lithosphere bounding the COB inward. In deep seismic surveys, true oceanic crust is often marked by a clear Moho showing a constant crustal thickness (on average 6-7km) including sub-horizontal lava flows in the uppermost section (Karson et al., 2002). The symmetry of VPMs depends on both the true location of the COB and on the wideness of the OCT on both margins. In this context, the time and space occurrence of the lithospheric extension which led to continental breakup must be considered carefully. Particularly, one should consider if

amagmatic continental extension predated the onset of syn-magmatic extension in a continuum of tectonic and lithospheric evolution (e.g. Gernigon et al., 2014; Theissen-Krah et al., 2017). As seen hereafter (section3.b), this crucial issue cannot always be resolved by the study of crust thickness variations alone.

a) Asymmetry and continent-ocean boundary location

In the NE-Atlantic (Fig. 2a), it is acknowledged that magnetic anomaly 24 marks the earliest oceanic accretion (Talwani & Eldholm, 1977; Gaina et al., 2009). Considering this to be exact, the conjugate VPMs display a moderate asymmetry, associated with different Moho slopes in the necking area of each paired margin (Fig. 2b, box1).

This slight asymmetry (e.g. Smith et al., 2005) appears to be correlated to a thinner continental crust east of Greenland before syn-magmatic Paleocene-Eocene extension. Although shallow sedimentary basins predating the Aptian are proposed to exist immediately along shore SE-Greenland and in the outer Hatton Basin (Gerlings et al., 2017), most of the inherited attenuated crust and main sedimentary basin developed in a broad area extending between Hatton Bank andBritish Islands (Fig. 2a). Crust thickness variations in the Hatton-Rockall area appear to be related to Mesozoic thinning and stretching (Fig. 2b; O'Reilly et al., 1996; Morewood et al., 2005). As elsewhere in the NE-Atlantic, the continental lithosphere was involved in a complex tectonic history including large-scale wrench tectonics during the Paleozoic (Ziegler, 1989; Chenin et al., 2015) followed, during the Mesozoic, by distinct stages of lithosphere stretching and thinning in E-W to NW-SE directions (e.g. Skogseid, 1994; O'Reilly et al., 1998; Doré et al., 1999; Kimbell et al., 2004). It is generally acknowledged that the latest stages of amagmatic extension, which occurred here at the very end of the Jurassic until the earliest Cretaceous, were also the most vigorous, in terms of lithosphere thinning (Brekke, 2000; Scheck-Wenderoth et al., 2007, Faleide et al., 2008, Osmundsen & Ebbing, 2008). This period was responsible for extreme crust reduction along a rift system extending from Rockall, to the south, to Lofoten to the north (Doré et al., 1999; Faleide et al., 2008, Osmundsen & Ebbing, 2008; Færseth, 2012; Lundin & Doré, 2011). Within the Hatton-Rockall area (Fig. 2) the estimated β thinning factors reached a maximum of 6, probably associated, with serpentinization of the underlying and locally exhumed mantle (O'Reilly et al., 1998, Joppen & White, 1990). This extension lasted around 30Ma but never reached the breakup stage (i.e. oceanic crust accretion). In the Hatton-Rockall area (Fig. 2), this major event was likely followed by thermal subsidence throughout the Cretaceous until the Cenozoic syn-magmatic extension which led to continental breakup and accretion of oceanic lithosphere.

In the NE-Atlantic, the precise age of early oceanic crust is debatable, especially to the south of the Greenland-Iceland-Faroe-Ridge (GIFR, Fig. 2a). Erroneous interpretation of the earliest magnetic anomalies chrons may have huge consequences on the degree of asymmetry of conjugate VPMs (Fig. 2b). Outer-SDRs are recognized off the SE-Greenland margin, extending to magnetic anomaly chron22 (e.g. Dahl-Jensen et al., 1997). However, the linear magnetic anomalies observed above the SDRs are not necessarily diagnostic of true oceanic crust, at least in the way seafloor oceanic crust and spreading are usually defined (e.g. Karson et al., 2002). It must be noted that SDRs have never been identified in active oceanic ridges, deep drillings of oceanic crust or ophiolitic

complexes, whatever the rate of spreading. In oceanic domains, linear magnetic anomalies should solely be considered as a diagnostic of extrusions emplaced in a sub-symmetrical magma accretion context, the way VPMs also develop (Geoffroy et al., 2015). Seismic refraction data also show that Moho beneath the SE-Greenland outer SDRs is abnormal both in depth and slope (Fig. 2b; Holbrook et al., 2001; Hooper et al., 2003; Funck et al., 2016). Assuming that those outer SDRs emplaced alternatively in a continent-derived transitional area, this would not only extend the continental domain seaward but also increase the degree of asymmetry of the conjugate VPMs (Fig. 2b, box2).

b) The general issue of passive margin (lithospheric) definition

Recent studies have claimed that the magmatism at the COB in the NE-Atlantic and elsewhere, was the simple result of a very long period of extreme thinning and stretching of the continental lithosphere, succeeding in final syn-magmatic breakup (e.g. Peron-Pinvidic et al., 2013; Peron-Pinvidic & Osmundsen, 2016, 2018). Those authors promote a classic model of continental lithosphere extension mostly derived from decades of geophysical and geological observations carried out along the Iberia-Newfoundl and NVPMs and/or derived from the inverted Jurassic and fossil passive margins from the Alps (e.g. Manatschal, 2004). According to Peron-Pinvidic et al. (2013), the thick NE-Atlantic Cretaceous basins, formerly considered as thermal post-rift, following the Late Jurassic-Early Cretaceous extension, should be interpreted as a syn-tectonic sag-type basin overlying an exhumed and serpentinized mantle. According to this model, a “magmatic pulse”, corresponding to our distinct VPMs would be responsible for the final lithosphere breakup. This evolutionary model for the NE-Atlantic was formerly established for the Vøring margin (Fig. 2a), which was previously considered by many authors as the archetype of “volcanic rifted margins”, including in their structure the nearby Mesozoic rift system (Skogseid et al., 2000; Zastrozhnov et al., 2018). However, Geoffroy (2001), Gernigon et al. (2014) and Theissen-Krah et al. (2017) pointed out the potential misconception in doing so. Off Norway, the major Mesozoic rift (with hyper-extended crust) is effectively very close (and parallel) to the Møre and Vøring VPMs. The buoyant volcanic plateau interpreted as a continental basement (Vøring High; Mjelde et al., 2005) divides the Mid-Mesozoic rift from the VPM. Further south, a similar rift system (e.g. Rockall Trough) is located 500km away from the Hatton VPM, and can hardly be considered as belonging to the same extensional system (Fig. 2a and 2b; e.g. White et al., 1987; White & McKenzie, 1988). Following the concepts of Peron-Pinvidic et al. (2013), this would make the conjugate margins unusually wide and highly asymmetric (Fig. 2b, box3).

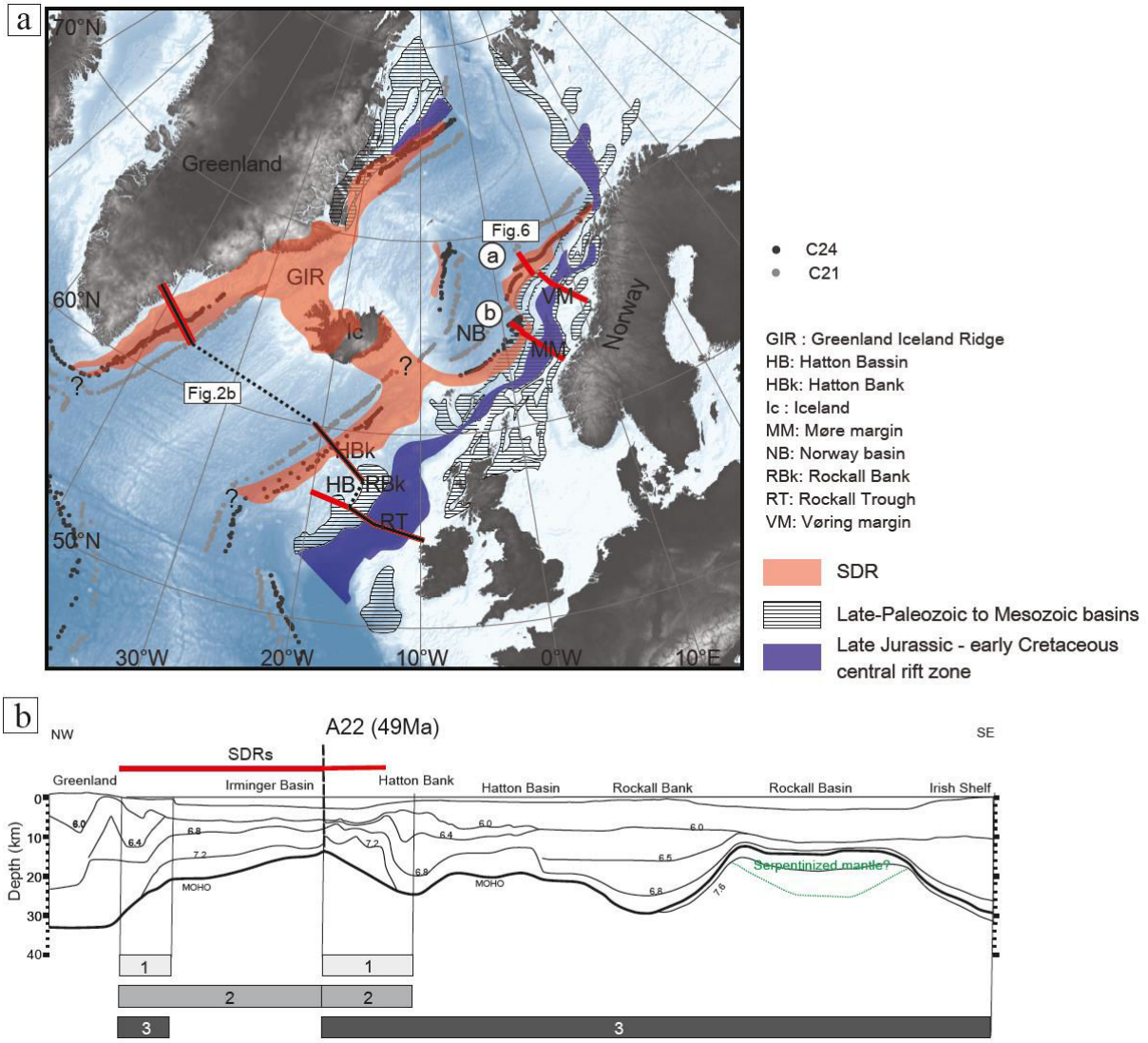


Figure 2. a. Bathymetric map of the NE-Atlantic with location of the studied profiles. Superposed in purple is the area of finite β thinning factor exceeding 4 (continental crust reduction down to 7 km, excluding magma addition) in the Late Jurassic/Early Cretaceous rift system, and in red the extension of SDRs (schematic). b. Crustal section and seismic velocities from SE-Greenland to Hatton at C21 (from Funck et al., 2016). Lower boxes 1, 2 and 3 refer to conjugate passive margins according to different hypotheses on margin definition (see text).

We performed a simple but robust thermal model of lithosphere thickness of the Hatton-Greenland paired VPMs with time, from 130 Ma to 63 Ma (earliest Paleocene) (Fig. 3). In this model, we considered that the major lithosphere thinning occurred during the Late Jurassic-Early Cretaceous extension and that most of the finite crust thinning before the Paleocene was related to this period. Although this extension lasted approximately 30 Myrs, we considered it as instantaneous, pure shear and depth-independent, in accordance with the McKenzie (1978) model. Note that a more realistic lower extension-rate or depth-dependent thinning would strengthen our conclusions by increasing the depth of the initial lithosphere-asthenosphere boundary (LAB). Therefore, the initial LAB isotherm was solely controlled by the β thinning ratio inferred from crust thickness, considering a reference crust thickness of 35 km.

The 2D heat diffusion equation was solved in a Cartesian frame (1599×300 km) with a finite difference method, using a resolution of 1.5 km in the horizontal and vertical directions. An explicit forward difference scheme was used for the time evolution, with a time-step of 10 kyrs. We used an isotropic thermal conductivity k=3 $W.m^{-1}.K^{-1}$, a specific heat capacity cp=1200 $J.kg^{-1}.K^{-1}$ and a density ρ=3300 $kg.m^{-3}$. Decreasing the thermal conductivity to k=2 $W.m^{-1}.K^{-1}$ or increasing the bottom temperature to 1400°C, would lower the depth of the 1300°C isotherm after 67 Myrs by a maximum of 22 km and 16 km respectively. Increasing the thermal conductivity, decreasing the bottom temperature or adding internal radioactive heat would all deepen the final isotherm.

We show that the NE-Atlantic lithosphere, at the time of the early magma emplacement, had a thickness exceeding 100km (Fig. 3). The main variation in thermal lithosphere thickness was between the cold and underformed Greenland craton and the lithosphere to the east, which was reactivated throughout the Phanerozoic. To the East, the plate shows more variations in crust thickness than in lithosphere thermal thickness.

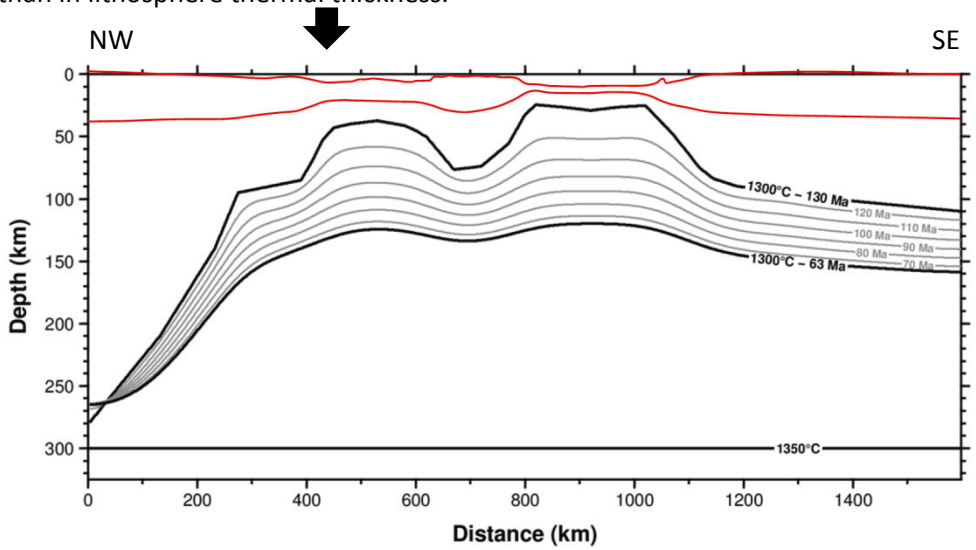


Figure 3.NE-Atlantic thermal lithosphere thickening with time from Greenland to Hatton, starting from 130Ma to immediately before the onset of Tertiary mantle melting (63 Ma). The initial 1300°C isotherm takes into consideration instantaneous thinning due to extension (McKenzie, 1978) at 130 Ma, which is considered as a convenient upper-bound for the results. The thickness of the post-Caledonian continental crust is considered to be 32 km (Cloetingh et al., 2010). Taking into account an initial 25 km in thickness would only shift the thermal boundary layer downward, thus making the lithosphere still stronger. The thermal lithosphere thickness is inverted from a simple 1D diffusion model excluding any lateral heat diffusion. Black arrow: area of Eocene breakup. Red line: continental crust.

Many factors control the strength of continental lithosphere (e.g. Burov, 2011). A thermally equilibrated continental lithosphere with thin crust is much more difficult to extend due to a lower quartz/olivine ratio (e.g. Kusznir & Park, 1987). Although not fully equilibrated, the Paleocene NW-Europe lithosphere thus had strongly integrated strength, due to extreme silicic crust reduction in places (Fig. 2b). No “whole lithosphere failure” could be expected for such thermally re-equilibrated lithosphere with thin continental crust. The Greenland craton, albeit with a thicker crust, was too old and thus too cold to be extended. It appears from observation and modelling that renewed stretching and thinning of the plate focused preferentially within the lithosphere bearing the (relatively) thicker crust and the most significant lateral variation in lithosphere thickness, i.e. along Greenland (black arrow; Fig. 3). This is in favor of mechanisms involving 3D edge-convection (e.g.

King & Anderson, 1998) as independently suggested by 3D model of VPMs formation (Callot et al., 2002).

This robust rheological evidence suggests that the NE-Atlantic volcanic margin asymmetry is limited to the area with syn-rift magmatism (excluding box3 from Fig. 2) and that the degree of VPM asymmetry solely depends on the consideration, or not, of outer SDRs as overlying continent-derived lower crust (Fig. 2b, boxes1 and 2).

4. Crustal structure of polyphased VPMs

A similar disposition of continentward dipping faults exists at both facing VPMs (Fig. 1). No evidence is met from crust sections down to the Moho of any trans-lithospheric decoupling, coeval with magmatic continental breakup. However, like in the NE-Atlantic (see above) continental breakup and VPM edification may occur within suture lines of inter-cratonic areas which experienced long-term unsuccessful stages of amagmatic extension before syn-magmatic breakup (Fig. 2; Chenin et al. 2015). Including those rifts, the crustal structure of those “polyphased margins” should theoretically be more complex than the conceptual representations for each type presented so far. We hereafter present three case studies illustrating this complexity.

4.1The W-Greenland margin

The W-Greenland margin (Figs. 4a and 4b) is another case example of polyphased extension being first amagmatic and becoming fully magmatic. From NW-Disko Island to Svartenhuk, clear inner SDRs developed from Paleocene to Eocene and are presently largely exposed onshore (Geoffroy et al., 1998, 2001; Chauvet et al., submitted). The amagmatic stage corresponds to the development of a Cretaceous continental rift within Baffin Bay, from Disko Bay to Melville Bay (Fig. 4a; Whittaker et al., 1997; Schenk, 2011) associated with moderate lithosphere thinning and stretching (Gregersen et al., 2013). Though the kinematic of this margin is complex and could be influenced by the Ungava transfer system, the stretching direction in Svartenhuk segment is clearly orthogonal to the extensional axis and shows no obliquity (Abdelmalak et al., 2018). South of the Ungava transfer system, significant lithosphere thinning and stretching occurred in the Labrador Sea with possibly mantle exhumation (e.g. Chian & Louden, 1994). Further north, the Baffin Bay Mesozoic sedimentary basin is bounded everywhere over the Greenland basement by a major dislocation dipping seaward, often adopting a bayonet-shape, and dominantly trending NNW-SSE (Figs. 4a and 4b). Because no extension is evidenced in its footwall, this fault is best interpreted as the break-away of the Mesozoic extensional system (Fig. 4c).

In Baffin Bay, the extension was discontinuous with time during Cretaceous (Gregersen et al., 2013). The most important pulse in stretching probably occurred during the Albian until, possibly, the lower Campanian (e.g. Chalmers et al., 1999; Dam et al., 2009). The syn-sedimentary pattern of normal faults and associated tilted blocks show that this early extension trended close to N-S in the Nuussuaq-Svartenhuk area (Abdelmalak, 2010), in possible connection with a rift-rift-rift (RRR) triple junction. It was followed by a stage of thermal subsidence and sag basin formation. A later pulse of stretching occurred during the Maastrichtian in the NE-SW trend, predated the onset of regional volcanism during the Paleocene. To the east of the W-Greenland VPM, the mid-Paleocene volcanic

traps (could be considered as inner SDRs, Fig. 4b) overlying the exposed W-Greenland Mesozoic basin were not affected by any significant tectonic stretching or thinning (Fig. 4b). Considering the nearby Greenland crustal thickness (~40km in average; Steffen et al., 2017) and the thinnest crust at the most distal part of the sedimentary basin (Chalmers et al., 1999), the crustal thinning factor β associated with finite Mesozoic extension did not exceed 1.7 before the onset of magmatism. This estimate does not take into account possible dilatation of the basement lower crust by mafic sills (Geoffroy et al., 2015). However, it is comparable to the maximum ~2.3 β crustal thinning deduced further north in the amagmatic Melville Bay (Fig. 4a) combining the EIGEN-6C4 gravity model (Steffen et al., 2017) to seismic refraction data (Altenbernd et al., 2014). The conspicuous W-Greenland (Disko-Svartenhuk) inner SDRs developed during the Paleocene-Eocene period. It represents the most proximal part of the VPM system which certainly extends far offshore (Fig. 4a). Both sedimentary and volcanic development of this VPM is controlled by a major syn-magmatic crustal scale continentward dipping detachment fault, the Arfertuarssuk Fault (Figure 4c and 4d; Geoffroy et al., 2001). The inner SDR is dissected by a number of syn-constructional faults and is clearly associated with important tectonic stretching and thinning, in addition to magma dilatation through dyking (Geoffroy et al., 2001; Abdelmalak et al., 2012).

Geologically, the W-Greenland innermost SDR developed significantly to the west of the exposed sedimentary basin and the associated border faults (Figs. 4b and 4c). The syn-magmatic Paleocene-Eocene extensional strain field has thus shifted seaward of the main Late-Jurassic/Early-Cretaceous basin. The true extent of the sedimentary basin beneath the inner SDRs is unknown but the pattern reflects at least a narrowing of the lithosphere necking zone with time (Figure 4c).In addition, the pattern of major faults and hanging wall structure differed dramatically from the sedimentary to the magmatic stage. The sedimentary basin border fault dipping seawards, is steep (e.g. Abdelmalak, 2010), and its footwall is cross-cut by seaward dipping synthetic faults bounding rotated rigid blocks (Fig. 4c; Abdelmalak, 2010). The SDR bounding fault is continentward, listric, and the tectonized hangingwall is flexed as a rollover anticline over the fault (Fig. 4c). The distance between the sedimentary basin border fault and the SDR-bounding detachment fault varies along strike, from approximately 100 km to the south, to 50 km to the north, isolating a clear upper crustal block (Fig. 4c). Due to seaward rigid rotation, the dip of Cretaceous faults beneath the SDR is thought to be almost vertical.

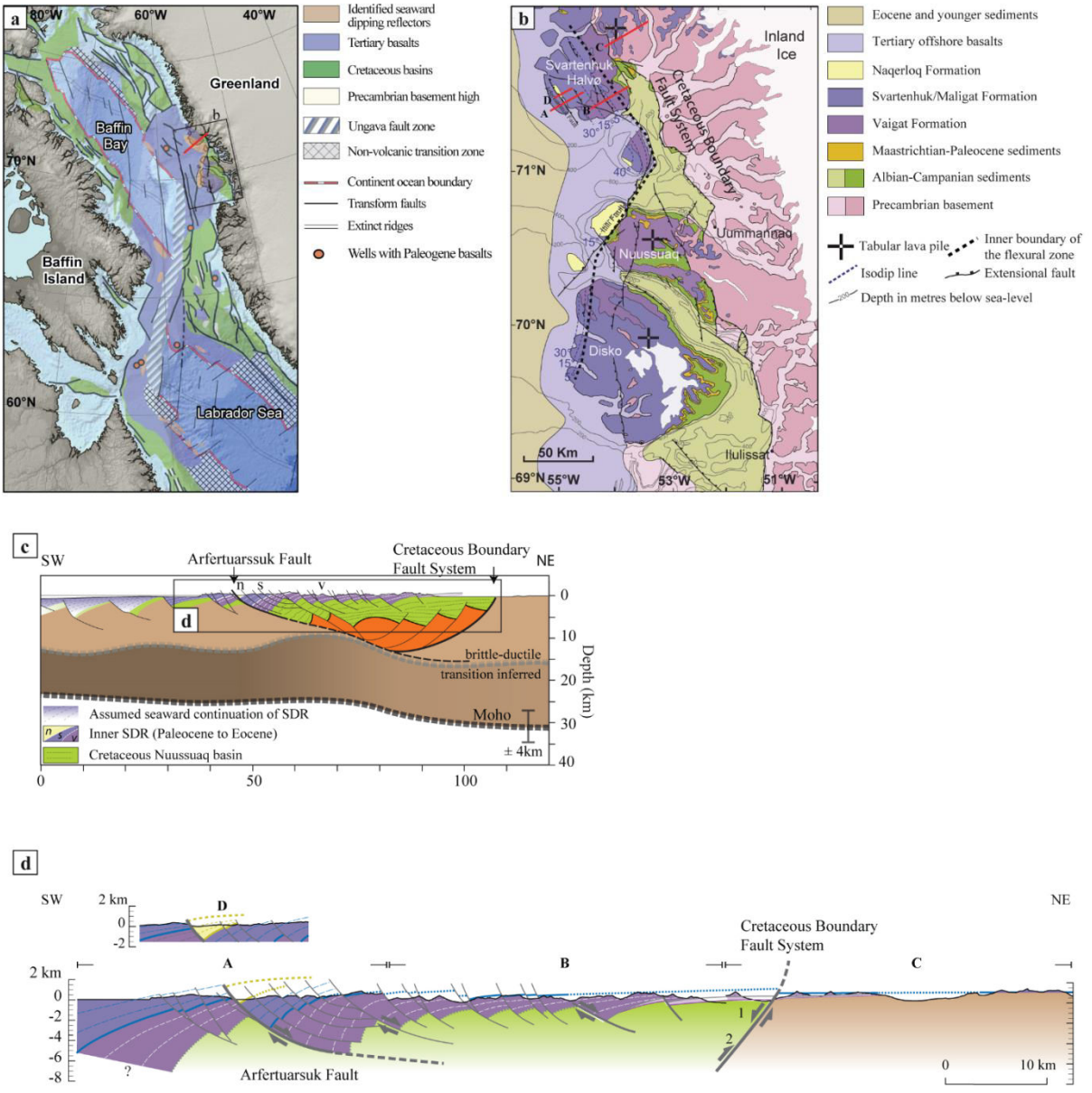


Figure 4.a. Bathymetric map of the Labrador-Baffin area with overprint of Cretaceous sedimentary basins and Palaeocene/Eocene basalts. b. Geological map of the Svartenhuk-Disko area (Abdelmalak et al., 2012). c. Cross-section (composite section including profiles A, B, and C in figure 4b) across the Svartenhuk peninsula. d. Enlargement of the Eocene-dated formation located along the Arfertuarssuk fault.

4.2 The Laxmi system

In the west of India (Figs. 5a and 5b), the aborted Laxmi volcanic rift (e.g. Calvès et al., 2011; Misra et al., 2015; Nemčok et al., 2016) predated the post-Deccan breakup of the Arabian Sea in-between the Seychelles and the Laxmi ridges (Figs. 5a and 5b). Earliest ocean floor accretion in the Arabian Sea is thought to have occurred during Paleocene (Chron 28n), postdating the Deccan Traps (Fig. 5b; Naini & Talwani, 1982; Devey & Stephens, 1991; Collier et al., 2008). East of the Arabian Sea, the Laxmi basin clearly shows a pair of conjugate VPMs showing both inner and outer SDRs and a C-Block (Figure 1; e.g. Krishna et al., 2006; Guan et al., 2016; Nemčok et al., 2016). We reevaluated the

crustal structure of this basin using the ION Geophysical IndiaSPAN™ long-offset seismic reflection database (Guan et al., 2016).

The Laxmi VPM developed at the top of a continental crust which was apparently previously thinned and stretched before the onset of SDR-related volcanism (Roberts, 2008). On both sides of the Laxmi basin, respectively the inner part of the Laxmi Ridge (Fig. 5b; Guan et al., 2016; Nemčok et al., 2016) and the sub-Deccan traps crust on the western Indian margin (31.5 km; Kaila et al., 1981), the Moho is clearly imaged and no significant syn-magmatic stretching/thinning appears to exist. Considering the continental crustal thickness of both the two sides and the uncertainties on Moho depths, we tentatively infer a pre-magmatic crustal thinning factor β of 2.5 +/-1.

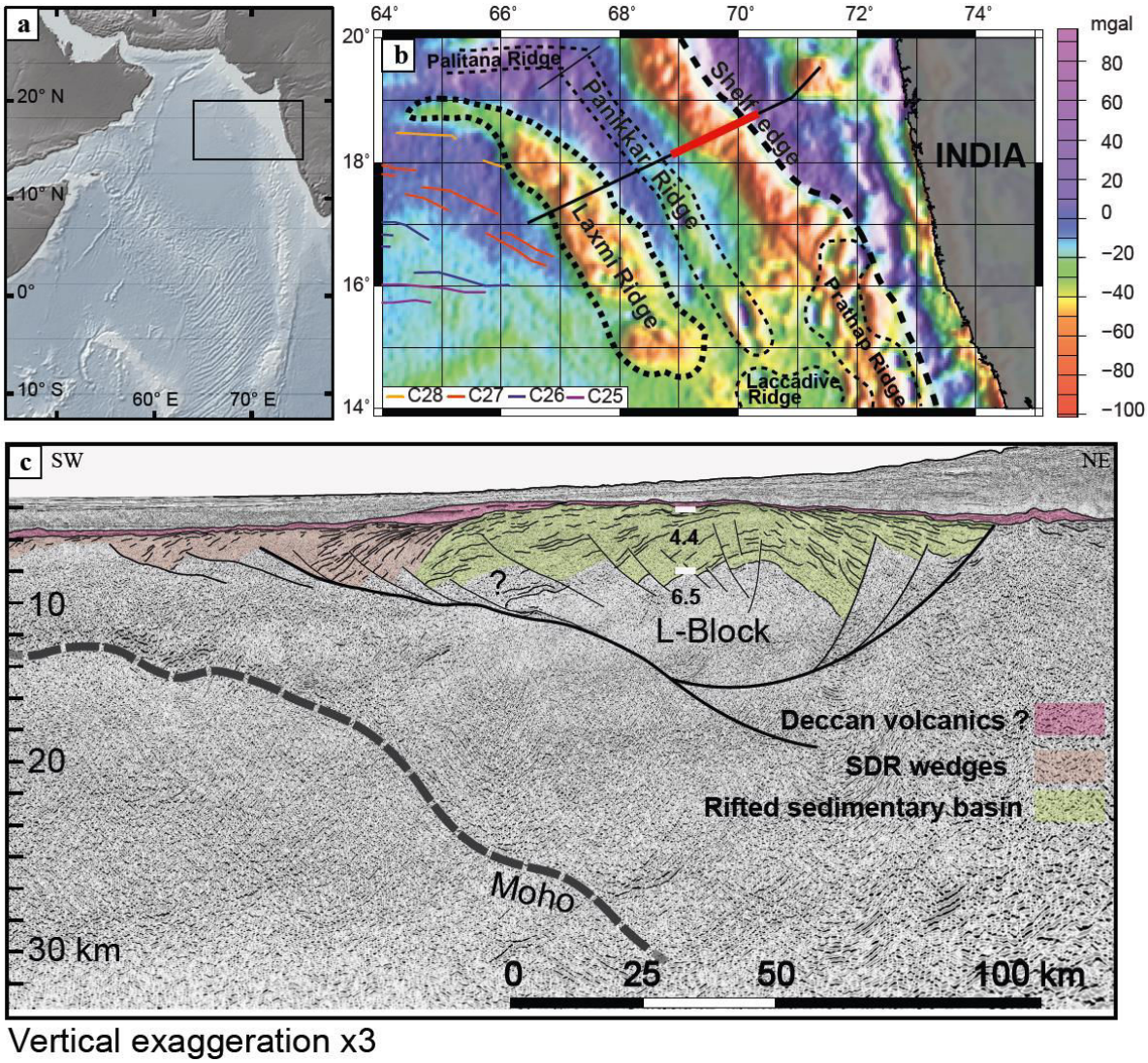


Figure 5. a. The Laxmi basin in the framework of the Indian Ocean; b. Physiography of the Laxmi basin from free-air gravity (WGM2012, http://bgi.omp.obs-mip.fr/) and location of Fig. 5c line drawing; c. Interpretation of the eastern part of the ION Geophysical IndiaSPAN™4000, enlarged. In green: postulated Cretaceous sediments, brown: inner SDR wedges in the Laxmi basin, pink: post-SDRs basalts (mainly), possibly corresponding to Deccan traps. Available Vp values are shown in the basin (from Naini & Talwani, 1982).

Of particular interest is the identification in the eastern Laxmi basin (ION Geophysical IndiaSPAN™ lines 4000 and 5000), of a rollover anticline structure with strong disrupted reflections, developed over a prominent westward dipping (i.e. seaward dipping) detachment fault (Fig. 5c). This structure has been previously interpreted as SDRs wedges (Misra et al., 2015). However, basing ourselves on existing P-wave velocities not exceeding 4.4 km/s (Fig. 5c;Naini&Talwani, 1982), this wedge is probably constituted of sill-intruded sediments. A similar interpretation arose from distinct seismic data to the south of the studied profiles (Roberts, 2008). The age of this half-graben basin is unknown but clearly predates the inner SDRs emplacement. Together with the inner SDRs, the basin is also covered by post-SDR reflective layers of possible volcanic nature, passing laterally seawards to transparent seismic facies (clays? volcanoclastics?) (Fig. 5c). Roberts et al. (2008) interpreted those highly reflective layers as possibly representing basalts from the Cretaceous-Tertiary transition Deccan traps. Incidentally, this interpretation would suggest that the Laxmi paired VPMs are related to a mantle melting event occurring before the onset of the Deccan-Seychelles LIP (see also Calvès et al., 2011). This would strongly challenge the timing of the Deccan plume hypothesis. In any case, our postulated sedimentary basin appears to be pre-Tertiary. During the Mesozoic, the nearby Indian basement is actually known to have experienced continental rifting along or across inherited Precambrian trends (e.g. Biswas, 1999; Sheth, 1999). For example, rifting along the NNW-SSE Dharwar trend (i.e. parallel to the western coast of India) resulted in sedimentation in the Cambay rift system from the Early Cretaceous (Biswas, 1982) or from the Late Cretaceous (Tewari et al., 1995).

The East Laxmi margin's geometry is thus the combination of two successive (possibly pre-Deccan) extensional events associated with major faults with opposite dips (Fig. 5c). Like for the W-Greenland margin, the upper plate of the syn-magmatic continentward dipping fault system associated with inner SDRs is also the upper plate of the seaward dipping syn-sedimentary detachment fault.

4.3 The Vøring and Møre Margins

Like for the Hatton VPM, the Norwegian VPMs developed away from, but much closer to the hyperextended NE-Atlantic Mesozoic proto-rift (Fig. 2a). As elsewhere in the NE-Atlantic and Baffin Bay system, syn-magmatic (syn-SDRs) extension was Paleocene to Eocene in age (e.g. Skogseid et al., 1992; Mjelde et al., 2001; Gernigon et al., 2015; Schiffer et al., 2018). Like elsewhere in the NE-Atlantic (section 2.a), this breakup occurred within a previously stretched and thinned continental crust which experienced major wrench and extensional tectonic events (Ziegler, 1989; Doré et al., 1999; Skogseid et al., 2000; Mosar et al., 2002). However, to the north of the GIFR (Fig. 2a), a distinct characteristic of North American-Eurasia plate separation is that rifting occurred along the inherited Caledonian lithosphere. This lithosphere is intrinsically weaker, as suggested by lower Te (effective elastic thickness) values compared to Greenland-Baltica Archean/Proterozoic lithospheres (e.g. Pérez-Guissinyé & Watts, 2005). Gravitational continental crust thinning affected a broad area during the end of the Silurian and early Devonian (Voss & Jokat, 2009; Osmundsen & Andersen, 2001). Onshore and offshore observations from NE-Greenland and Norway suggest that some lithosphere stretching and thinning phases occurred during the Permo-Triassic and Jurassic within a diffuse rift system between Norway and Greenland (Brekke et al. 2001; Osmundsen et al. 2002; Müller et al. 2005; Hamann et al. 2005 ; Guarnieri et al., 2017). Like for the Rockall Trough (Fig. 2a) the most

significant stretching and thinning in Vøring and Møre rifts (Fig. 6a) occurred at the very end of the Jurassic and Early Cretaceous (Ziegler, 1988; Lundin & Doré 1997; Roberts et al. 1999; Shannon et al., 1999; Zastrozhnov et al., 2018), with extreme crust reduction locally (Osmundsen et al., 2002; Funck et al., 2016; Maystrenko et al., 2017). However, in both of those rifts, Moho depth and P-waves velocities with depth (Funck et al., 2016; Fig. 6b) strongly question the generalized exhumation of the lithospheric mantle as recently suggested (Peron-Pinvidic et al., 2013; Osmundsen et al., 2016; Peron-Pinvidic & Osmundsen, 2016, 2018). A 6.2 to 6.4 km.s^{-1} layer is indeed observable beneath the oldest sediments (including Devonian-Carboniferous?) suggesting the existence of a continental basement, non-serpentinized mantle (Fig. 6b). The following Cretaceous period was mainly associated with thermal subsidence with, in most places, a clear unconformity of the Lower Cretaceous over the syn-rift Late Jurassic/Earliest Cretaceous sediments (Brekke, 2000; Osmundsen et al., 2002). However, some renewed minor extension locally occurred during the Cretaceous, notably during the Aptian-Albian (Lundin & Doré, 1997;Zastrozhnov et al., 2018). A clear exception is the Gjallar Ridge, a NNE-SSW trending Late Cretaceous doming structure located to the east of the Vøring High (Fig. 6a). Combining seismic and core-log data, Ren et al. (1998) and Gernigon et al. (2003, 2004) pointed out that extension developed here during the Upper Cretaceous (e.g. Mid-Campanian to Maastrichtian), some 10 to 15 Myrs before the Paleocene-Eocene extension. Significantly, the major syn-sedimentary faults associated with this extension are of detachment types, and dip seawards (Gernigon et al., 2004). Most of them root at relatively shallow levels (c.a. 8 km beneath sea bottom), along an apparent decoupling level within the lower Cretaceous. Interestingly, this system seems to be correlated to deeper and apparently steeper brittle structures (still dipping oceanwards) which developed at the top of the dome-shaped “T-reflection” (Gernigon et al., 2003, 2004; Abdelmalak et al., 2017). This T-reflection corresponds to the top of a high velocity lower continental crust (HVLC) with velocities between 7.2 and 7.4 km.s^{-1} (Fig. 6b, Gernigon et al., 2004; Funck et al., 2016). This HVLC with small vertical velocity gradients, is common in NE-Atlantic and elsewhere and could represent the ductile middle crust (LC1 in Fig. 1) identified by Clerc et al. (2015) and Geoffroy et al. (2015), corresponding to a probable mafic magma intruded lower continental crust (White et al., 2008; Geoffroy et al., 2015). Beneath the Vøring and Møre margins, this HVLC largely extends seaward and continentward away from the upper section with SDRs. The HVLC is clearly in congruent association, in the upper crustal section, with evidences of mafic magma over-productivity, during the Tertiary. Seaward, a thick mafic crust of uncertain nature is located beneath the Norway and Lofoten basins (Funck et al., 2016) and, continentward, a pervasive Tertiary mafic sill system cross-cut the Cretaceous of the Vøring basin (Fig. 6a; Osmundsen & Ebbing, 2008). A comparable onshore exposed sill system is injected in the post-rift Cretaceous basin of NE-Greenland, overlying a high velocity lower continental crust (Schlindwein & Jokat, 1999).

The Vøring and Møre VPMs also developed outward from the previous rift and are similar to the previous case examples. However, the evolution of those two systems differs in two aspects: (1) the amount of pre-VPM crustal thinning and, (2) the large time-span between the major amagmatic extension and syn-magmatic stretching/thinning. At the scale of the Vøring and Møre sedimentary rifts, the westward dipping faults have probably consisted in the break-away of the major (and aborted) detachment fault systems reaching down to the brittle-ductile crust interface or down to the Moho (Osmundsen & Ebbing, 2008) during the Late Jurassic/Early Cretaceous extension. The

basin was subsequently infilled during the thermal subsidence of the narrow Cretaceous rift and the VPMs are formed further seawards.

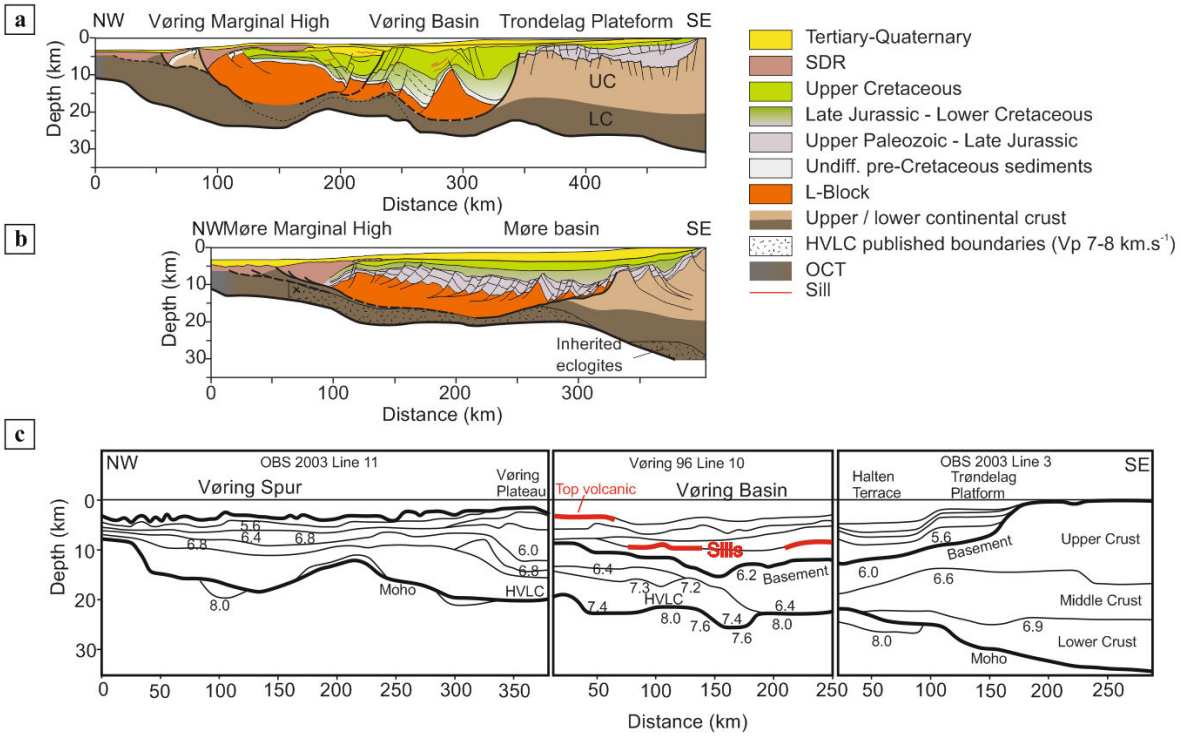


Figure 6. a,b. Schematic interpreted cross sections of the Vøring and Møre rifts and nearby VPMs. Interpretation of Møre Basin is from Theissen-Krah et al. (2017). Interpretation of the Vøring Basin is from Tsikalas et al. (2008) with updated interpretation of the Cretaceous and Tertiary according to Zastrozhnov et al., (2018). c. Vøring crustal scale interpretation from seismic refraction data (reproduced from Funck et al., 2016).

5. Discussion

VPMs development and consecutive plate breakup with syn-magmatic lithosphere thinning and stretching clearly occur without any previous amagmatic stretching and thinning. It is well documented in the South Atlantic (e.g. Blaich et al., 2013; Heine et al., 2013; Stica et al., 2014; Clerc et al., 2015) and in the W-Aden Gulf (Leroy et al., 2010).Diffuse amagmatic continental extension may locally exist before mantle melting (d'Acremont et al., 2005; Franke et al., 2006; Leroy et al., 2010; Watremez et al., 2011; Brune & Autin, 2013) but the narrow and ancient rifts were mostly associated with small lithosphere thinning and/or developed in trends highly oblique to the final VPMs.

We investigated in this paper four cases for which the rifted system combines the structure of an ancient and extinct sedimentary rifts sub-parallel to more distal and younger VPMs. In those cases, a bulk crustal asymmetry of conjugate VPMs may exist, in clear relation with pre-magmatic (or pre-breakup) across-strike gradient in crust thickness (Fig. 2b). This asymmetry is marked, notably, by unequal wideness of the crustal domains with outer SDRs, relatively to the locus of final oceanic breakup (Fig. 2b). The origin of this asymmetry is certainly rheological, in relation with across-strike variations in lower-crust thickness at the time of the syn-magmatic rupturing.

In both the W-Greenland and Laxmi cases, syn-sedimentary extension did not exceed 120% and there was apparently a small timespan between the last pulse of syn-sedimentary extension and the earlier stage of syn-volcanic extension. In those cases (Fig. 7a), a particular upper crustal structure developed over time with the individualization of a buoyant upper crustal block, hereafter called L-Block (L for Lateral), bounded by diachronic detachment faults with opposite dips, dying out, when observable, along the brittle crust/ductile crust transition zone. This whaleback shape upper crustal block is about 60-75 km and 120 km wide in the W-Greenland and Laxmi Basins (Fig. 4c, 5c).

The basin structure within the L-Block is probably very complex with former syn-sedimentary seaward dipping normal faults being rotated to the vertical or, even, to invert dip directions (Fig. 4c), being a geometric consequence of the seaward crustal flexure related to the inner SDR wedges. In both W-Greenland and Laxmi, the whaleback is post-tectonically eroded, suggesting, in addition to the general subaerial setting of lavas from inner SDRs, that this L-Block, as defined, was buoyant and uplifted throughout VPM development (Fig. 7a).

The L-Block as defined above should be distinguished from the H-Block introduced by Lavier & Manatschal (2006), which is associated with amagmatic to poorly magmatic systems. The H-Block develops during an initial stretching stage, where pure shear dominates lithosphere deformation (Lavier & Manatschal, 2006). It is interpreted as the common hangingwall of two synchronous high-angle faults dipping seawards. A change from lithospheric pure shear to simple shear is accompanied with the development of a major detachment fault developing from one of the initial conjugate fault bounding the H-Block (Lavier & Manatschal, 2006). This block becomes part of the narrow passive margin located at the upper plate of the major trans-lithospheric detachment fault which generally exhume the lithosphere mantle. Contrary to the H-Block, the L-Block forms in a diachronous way, in relation with a flip-flop of the extensional faults from the sedimentary to the volcanic stage. It also coincides with the concept of marginal plateau earlier defined by Lister et al. (1986).

In the Vøring and Møre cases (Fig. 6a), further south in the NE-Atlantic (Figs. 2a and 2b), significant extension occurred much before the conjugate VPM development. The Norway rifted margins are distinct from those of W-Greenland and Laxmi because of the time-span between major pre-magmatic extension and syn-magmatic breakup and the amount of pre-magmatic extension which is up to 500% (Fig. 6b; Tsikalas et al., 2008). However, we suggest that an L-Block remnant may still be distinguished in those systems although highly dilacerated due to hyperextension (Fig. 7b). The Late Cretaceous collapse-like extension associated with the Gjallar dome east of the Vøring High is highly interesting in this context. The transient dome-related Cretaceous fault system at the seaward edge of the Vøring Basin tends to individualize a younger and narrower ‘secondary’ L-Block individualized within the major block (Fig. 6a) with, finally, an overall structure similar to that proposed for the W-Greenland and Laxmi cases.

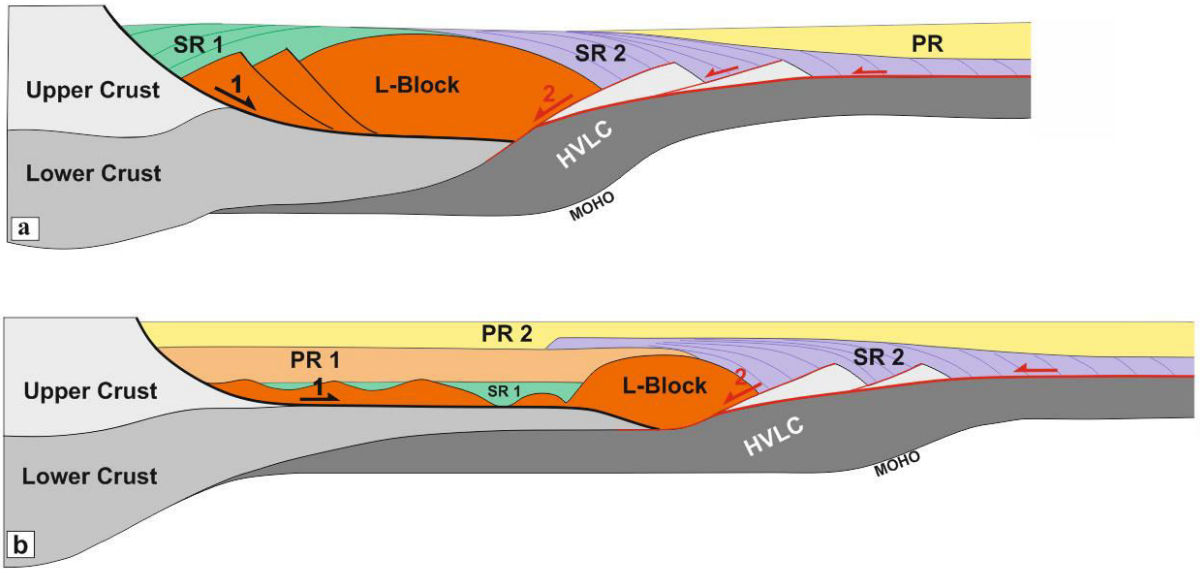


Figure 7. Ocean-continent transition when magmatic breakup follows non-magmatic rifting. a. moderate pre-magmatic extension and short time-span between the sedimentary stage and VPM formation. SR1: syn-rift sediments, SR2: syn-rift volcanics, PR: post-rift sediments; b. hyperextended amagmatic rift and long delay between SR1 and SR2. PR1 relates to post-SR1 and pre-SR2 post-rift sediments due to initial thermal subsidence and PR2 to post-breakup (post-SR2) thermal subsidence. HVLC: high-velocity lower crust (injected and inherited lower continental crust).

In each of the studied cases, the final structure of the VPM depends on the amount and timing of syn-sedimentary extension regarding the magmatic breakup, due to distinctive tectonic processes from the sedimentary to the volcanic stages. When the time-span between syn-sedimentary and syn-volcanic extension is short (e.g. Laxmi Basin and W-Greenland, Fig. 4c and 5c), the L-Block, is not only narrow but remains buoyant (Figs. 4c, 5c and 7a) suggesting strong thermal gradients and no significant thermal re-equilibration.

When the time-span between syn-sedimentary extension and syn-magmatic reactivation is large (Vøring case, Fig. 6b), the L-Block is wider, dissected and suffers from thermal subsidence. Such amagmatic stretching/thinning is generally associated with moderate rates of extension (about 10^{-15} to 10^{-16} s^{-1}) with, consecutively, moderate thermal gradients (Kusznir & Park, 1987) and significant lateral heat dissipation (Alvarez et al., 1984; England & Thompson, 1984). Whatever the amount of initial thinning, renewed extension along a pre-thinned lithosphere and after a long stage of thermal re-equilibration (Fig. 3) means reactivating a stronger lithosphere due to a low ratio between the inherited silicic crust to the total lithosphere thickness (e.g. Steckler & Ten Brink, 1986; Kusznir & Park, 1987). In such cases VPMs will tend to develop away from the initial and cooling rift axis. It is a common observation that the innermost SDRs at VPMs develop seaward of a thick ribbon of continental crust (i.e. more preserved from pre-magmatic extension) and are thus associated with a more deformable and buoyant continental lithosphere.

Thus, the Peron-Pinvidic et al. (2013) model appears to us to be in contradiction with the established fact that, in the NE Atlantic as elsewhere, the VPM-related mantle melting event is not confined to the COB but is generalized to the OCT and thus cannot be considered as a localized magma pulse at the end of hyperextension. The VPM-related magmatism in the NE Atlantic is part of

a large igneous province (LIP), the products of which were emitted at very high rates during the Paleocene (> 1 km^3/yr, i.e. exceeding the rate of magma production in the world oceanic ridge system; Eldholm & Grue, 1994). Both intrusions and sub-aerial lava extrusions are encountered through or over very large areas, including former Paleozoic and Mesozoic rift systems and unextended basement (e.g. non-rift related). There was a time-focusing of this regional magma production along the VPMs during the Eocene, when SDRs began to form during lithosphere necking. For comparison purpose, it should be noticed again that there is no evidence of demonstrated syn-tectonic volcanism of Jurassic age in the Alps margins or associated with the syn-rift sedimentary formations of the Iberia-Newfoundland margins, apart from very small volumes of alkaline volcanics (Jagoutz et al., 2007). However, in the pre-Tertiary NE-Atlantic realm, significant volcanism during the Late Carboniferous-Permian was documented (Neumann et al., 2004) as well as, occasionally during the Jurassic at the North Sea triple junction (Hendrie et al., 1993). More generally, the Peron-Pinvidic et al. (2013) model is purely crustal and not lithospheric. It involves very low rates of extension, as well as continuous (albeit migrating) stretching and thinning spanning over a 200 Myrs period (if one considers the Triassic to be the beginning of significant lithosphere extension in the NE-Atlantic).

6. Conclusion

a. There should be no straight forward comparison between VPMs and NVPMs margins. Both kinds of margins are associated with extreme lithosphere stretching and thinning, but at crustal scale NVPMs are isovolumic and highly asymmetric. In contrast, VPMs develop coeval with huge mantle melting and magmatic inflation. They consecutively increase in volume during syn-magmatic extension and SDRs formation (Geoffroy et al., 2015).The conjugated VPMs could have distinct wideness and crust thickness, depending on the effect of tectonic inheritance (this paper), but they do not show any tectonic asymmetry (continentward dipping detachments on both sides).

b. Continental breakup may involve several long and discontinuous periods of lithospheric thinning and stretching, especially in mobile inter-cratonic areas. The breakup and onset of oceanic-type lithosphere is often facilitated by syn-magmatic stretching and thinning, i.e. by the development of paired VPMs which develop away (seaward) from ancient rift systems.

c. One cannot understand or evaluate the processes of lithosphere extension at crustal scale only, especially regarding multistage extension. For simple rheological reasons, the amount of lithosphere tectonic thinning at each stage, and the time-span between each thinning episode, exert a first-order control on the localization of the breakup-related passive margins. Time-dependent thermal re-equilibration associated with crustal thinning makes the lithosphere stronger and unable to stretch again or to breakup. This naturally shifts any new deformation to areas where the crust is thicker.

d. Detailed structure of ocean-continent transitions illustrates the early development of upper crustal (L-Block) or whole crustal “blocks” (H-Block and C-Block) of distinct origins in association with synchronous or diachronous fault patterns. Our study defines the marginal plateaus or L-Blocks as being an early characteristic feature of composite VPMs ocean-continent transitions. Whatever their tectonic meaning, all of those blocks consist in less extended and stretched areas

forming buoyant and shallow or subaerial plateaus at the time of lithosphere breakup and early oceanic spreading.

Acknowledgements

ION Geophysical is acknowledged for granting authorization to publish IndiaSPAN lines INW-4000. This study is supported by the GRI Marges Volcaniques, a TOTAL™ and UBO (Université de Bretagne Occidentale) partnership. We thank Tony Doré and an anonymous reviewer for their help in increasing the quality of this contribution.

References :

Abdelmalak, M.M., 2010. Transition spatio-temporelle entre rift sédimentaire et marge passive volcanique : l'exemple de la baie de Baffin, Centre Ouest Groenland [Doctoral Thesis]. Université du Maine, Le Mans, pp. 267.

Abdelmalak, M.M., Andersen, T.B., Planke, S., Faleide, J.I., Corfu, F., Tegner, C., Shephard, G.E., Zastrozhnov, D., Myklebust, R., 2015. The ocean-continent transition in the mid-Norwegian margin: Insight from seismic data and an onshore Caledonian field analogue. Geology 43, 1011–1014. https://doi.org/10.1130/G37086.1

Abdelmalak, M.M., Faleide, J.I., Planke, S., Gernigon, L., Zastrozhnov, D., Shephard, G.E., Myklebust, R., 2017. The T-Reflection and the Deep Crustal Structure of the Vøring Margin, Offshore mid-Norway. Tectonics 36, 2497–2523. https://doi.org/10.1002/2017TC004617

Abdelmalak, M.M., Geoffroy, L., Angelier, J., Bonin, B., Callot, J.P., Gélard, J.P., Aubourg, C., 2012. Stress fields acting during lithosphere breakup above a melting mantle: A case example in West Greenland. Tectonophysics 581, 132–143. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.020

Abdelmalak, M.M., Meyer, R., Planke, S., Faleide, J.I., Gernigon, L., Frieling, J., Sluijs, A., Reichart, G.-J., Zastrozhnov, D., Theissen-Krah, S., Said, A., Myklebust, R., 2016. Pre-breakup magmatism on the Vøring Margin: Insight from new sub-basalt imaging and results from Ocean Drilling Program Hole 642E. Tectonophysics 675, 258–274. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.037

Abdelmalak, M.M., Planke, S., Polteau, S., Hartz, E.H., Faleide, J.I., Tegner, C., Jerram, D.A., Millett, J.M., Myklebust, R., 2018. Breakup volcanism and plate tectonics in the NW Atlantic. Tectonophysics. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.002

Altenbernd, T., Jokat, W., Heyde, I., Damm, V., 2014. A crustal model for northern Melville Bay, Baffin Bay. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 8610–8632. https://doi.org/10.1002/2014JB011559

Alvarez, F., Virieux, J., Pichon, X.L., 1984. Thermal consequences of lithosphere extension over continental margins: the initial stretching phase. Geophys. J. Int. 78, 389–411. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01956.x

Biswas, S.K., 1982. Rift basins in western margin of India and their hydrocarbon prospects with special reference to Kutch basin. AAPG Bulletin 66, 1497–1513.

Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Gordon, A.C., Mohriak, W., 2013.Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 369, 167–183. https://doi.org/10.1144/SP369.22

Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J., Torrent, G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. Earth Planet. Sci. Lett. 48, 23–34. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90166-1

Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Voring and More Basins. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 167, 327–378. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.167.01.13

Brekke, H., Sjulstad, H.I., Magnus, C., Williams, R.W., 2001. Sedimentary environments offshore norway — an overview, In: Martinsen, O.J., Dreyer, T. (Eds.), Norwegian Petroleum Society Special Publications, Sedimentary Environments Offshore Norway — Palaeozoic to Recent. Elsevier, pp. 7–37.

Brooks, C.K., 2011. The East Greenland rifted volcanic margin. Geol. Surv. Den. Green. Bull. 24, 1–96.

Bromann-Klausen, M., Larsen, H.C., 2002. East Greenland coast-parallel dike swarm and its role in continental breakup. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), Volcanic Rifted Margins. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 362, pp. 133–158.

Brun, J.P., Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. Earth Planet. Sci. Lett. 142, 161–173. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00080-5

Brune, S., Autin, J., 2013. The rift to breakup evolution of the Gulf of Aden: Insights from 3D numerical lithospheric-scale modelling. Tectonophysics 607, 65–79. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.029

Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., Sobolev, S.V., 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. Nat. Commun. 5. https://doi.org/10.1038/ncomms5014

Buck, W.R., 2017. The role of magmatic loads and rift jumps in generating seaward dipping reflectors on volcanic rifted margins. Earth Planet. Sci. Lett. 466, 62–69. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.041

Burov, E.B., 2011. Rheology and strength of the lithosphere. Mar. Petrol. Geol. 28, 1402–1443. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008

Callot, J.-P., Geoffroy, L., 2004. Magma flow in the East Greenland dyke swarm inferred from study of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. Geophys. J. Int. 159, 816–830. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02426.x

Callot, J.-P., Geoffroy, L., Brun, J.-P., 2002. Development of volcanic passive margins: Three-dimensional laboratory models. Tectonics 21, 1052. https://doi.org/10.1029/2001TC901019

Calvès, G., Schwab, A.M., Huuse, M., Clift, P.D., Gaina, C., Jolley, D., Tabrez, A.R., Inam, A., 2011. Seismic volcanostratigraphy of the western Indian rifted margin: The pre‐Deccan igneous province. J. Geophys. Res. Solid Earth 116, 1-28. https://doi.org/10.1029/2010JB000862

Chalmers, J.A., Pulvertaft, T.C.R., Marcussen, C., Pedersen, A.K., 1999. New insight into the structure of the Nuussuaq Basin, central West Greenland. Mar. Petrol. Geol. 16, 197–224. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00077-4

Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L.L., Erratt, D., 2015. Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: a mapping approach. J. Geol. Soc. 172, 711–720. https://doi.org/10.1144/jgs2014-139

Chian, D., Louden, K.E., 1994. The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin. J. Geophys. Res. Solid Earth 99, 9117–9135. https://doi.org/10.1029/93JB03404

Clerc, C., Jolivet, L., Ringenbach, J.-C., 2015.Ductile extensional shear zones in the lower crust of a passive margin.Earth Planet. Sci. Lett. 431, 1–7. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.038

Cloetingh, S., van Wees, J.D., Ziegler, P.A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauro, M., Förster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., Bonté, D., Genter, A., Guillou-Frottier, L., TerVoorde, M., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cornu, T., Worum, G., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. Earth-Science Reviews 102, 159–206. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.05.003

Collier, J.S., Sansom, V., Ishizuka, O., Taylor, R.N., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B., 2008. Age of Seychelles–India breakup. Earth Planet. Sci. Lett. 272, 264–277. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.045

d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. Geophys. J. Int. 160, 869–890. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02524.x

Dahl-Jensen, T., Holbrook, W.S., Hopper, J.R., Kelemen, P.B., Larsen, H.C., Detrick, R., Bernstein, S., Kent, G., 1997. Seismic investigation of the east Greenland volcanic rifted margin. Geol. Green. Surv. Bull. 176, 50–54.

Dam, G., Pedersen, G.K., Sønderholm, M. (Eds.), 2009.Lithostratigraphy of the Cretaceous-Paleocene Nuussuaq Group, Nuussuaq Basin, West Greenland. Geol. Surv. Den. Green. Bull. 19, 01–171.

Devey, C.W., Stephens, W.E., 1992. Deccan-related magmatism west of the Seychelles-India rift. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 68, 271–291. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.17

Doré, A.G., Lundin, E.R., Jensen, L.N., Birkeland, Ø.,Eliassen, P.E., Fichler, C., 1999. Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin. Geol. Soc., London, Petrol. Geol. Conf. series 5, 41–61. https://doi.org/10.1144/0050041

Eagles, G., Pérez-Díaz, L., Scarselli, N., 2015. Getting over continent ocean boundaries. Earth-Science Reviews 151, 244–265. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.10.009

Eldholm, O., Grue, K., 1994. North Atlantic volcanic margins: Dimensions and production rates. J. Geophys. Res. Solid Earth 99, 2955–2968. https://doi.org/10.1029/93JB02879

England, P.C., Thompson, A.B., 1984. Pressure—temperature—time paths of regional metamorphism I. Heat

transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. J. Petrol. 25, 894–928. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.894

Færseth, R.B., 2012. Structural development of the continental shelf offshore Lofoten–Vesterålen, northern Norway. Norw. J. Geol. 92, 19–40.

Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, O., Wilson, J., Eldholm, O., 2008.Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. Episodes 31, 82–91.

Chauvet, F., Geoffroy, L., Guillou, H., Maury, R., Le Gall, B., Agranier, A., Viana, A., submitted. Evidence for Eocene continental break-up in Baffin Bay, Tectonophysics.

Franke, D., 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. Mar. Petrol. Geol. 43, 63–87. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003

Franke, D., Ladage, S., Schnabel, M., Schreckenberger, B., Reichert, C., Hinz, K., Paterlini, M., Abelleyra, J. de, Siciliano, M., 2010.Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic.Geochem. Geophys. Geosyst. 11. https://doi.org/10.1029/2009GC002715

Franke, D., Neben, S., Schreckenberger, B., Schulze, A., Stiller, M., Krawczyk, C.M., 2006.Crustal structure across the Colorado Basin, offshore Argentina. Geophys. J. Int. 165, 850–864. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02907.x

Funck, T., Erlendsson, Ö.,Geissler, W.H., Gradmann, S., Kimbell, G.S., McDermott, K., Petersen, U.K., 2016. A review of the NE Atlantic conjugate margins based on seismic refraction data. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 447, 171–205. https://doi.org/10.1144/SP447.9

Gac, S., Geoffroy, L., 2004.Origin of continentward-dipping normal faults at volcanic passive margins: insights from numerical modeling. EGU04-A-03188, EGU General Assembly 2004

Gaina, C., Gernigon, L., Ball, P., 2009. Palaeocene–Recent plate boundaries in the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent. J. Geol. Soc. 166, 601–616. https://doi.org/10.1144/0016-76492008-112

Geoffroy, L., 2010. Another Way to Break the Lithosphere? #90104, AAPG Annual Convention Unmasking the Potential of Exploration & Production, New Orleans, Louisiana, U.S.A.

Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins. Comptes Rendus Geoscience 337, 1395–1408. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006

Geoffroy, L., 2001. The structure of volcanic margins: some problematics from the North-Atlantic/ Labrador–Baffin system. Mar. Petrol. Geol. 18, 463–469. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00073-8

Geoffroy, L., Burov, E.B., Werner, P., 2015. Volcanic passive margins: another way to break up continents. Sci. Rep. 5, 14828. https://doi.org/10.1038/srep14828

Geoffroy, L., Callot, J.-P., Scaillet, S., Skuce, A., Gélard, J.P., Ravilly, M., Angelier, J., Bonin, B., Cayet, C., Perrot, K., Lepvrier, C., 2001. Southeast Baffin volcanic margin and the North American-Greenland plate separation. Tectonics 20, 566–584. https://doi.org/10.1029/2001TC900003

Geoffroy, L., Gelard, J.P., Lepvrier, C., Olivier, P., 1998. The coastal flexure of Disko (West Greenland), onshore expression of the “oblique reflectors.” J. Geol. Soc. 155, 463–473. https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.3.0463

Gerlings, J., Hopper, J.R., Fyhn, M.B.W., Frandsen, N., 2017. Mesozoic and older rift basins on the SE Greenland Shelf offshore Ammassalik. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 447, 375–392. https://doi.org/10.1144/SP447.15

Gernigon, L., Blischke, A., Nasuti, A., Sand, M., 2015. Conjugate volcanic rifted margins, seafloor spreading, and microcontinent: Insights from new high-resolution aeromagnetic surveys in the Norway Basin. Tectonics 34, 907–933. https://doi.org/10.1002/2014TC003717

Gernigon, L., Brönner, M., Roberts, D., Olesen, O., Nasuti, A., Yamasaki, T., 2014. Crustal and basin evolution of the southwestern Barents Sea: from Caledonian orogeny to continental breakup. Tectonics 33, 347–373. https://doi.org/10.1002/2013TC003439

Gernigon, L., Ringenbach, J.C., Planke, S., Gall, B.L., Jonquet-Kolstø, H., 2003. Extension, crustal structure and magmatism at the outer Vøring Basin, Norwegian margin. J. Geol. Soc. 160, 197–208. https://doi.org/10.1144/0016-764902-055

Gernigon, L., Ringenbach, J.-C., Planke, S., Le Gall, B., 2004. Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway). Mar. Petrol. Geol. 21, 363–372. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005

Gibson, I.L., Love, D., 1989. A Listric Fault Model for the Formation of the Dipping Reflectors Penetrated during the Drilling of Hole 642E, ODP Leg 104. Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results 104, 979-983. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.104.195.1989

Gregersen, U., Hopper, J.R., Knutz, P.C., 2013. Basin seismic stratigraphy and aspects of prospectivity in the NE Baffin Bay, Northwest Greenland. Mar. Petrol. Geol. 46, 1–18. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.05.013

Guan, H., Geoffroy, L., Werner, P., 2016. Is the Gop-Rift oceanic? A re-evaluation of the Seychelles-India conjugate margin.EGU2016-7643, EGU General Assembly 2016.

Guarnieri, P., Brethes, A., Rasmussen, T.M., 2017. Geometry and kinematics of the Triassic rift basin in Jameson Land (East Greenland). Tectonics 36, 602–614. https://doi.org/10.1002/2016TC004419

Hamann, N.E., Whittaker, R.C., Stemmerik, L., 2005. Geological development of the Northeast Greenland Shelf. Geol. Soc., London, Petrol. Geol. Conf. series 6, 887–902. https://doi.org/10.1144/0060887

Heine, C., Zoethout, J., Müller, R.D., 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. Solid Earth 4, 215–253. https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013

Hendrie, D.B., Kusznir, N.J., Hunter, R.H., 1993. Jurassic extension estimates for the North Sea "triple junction" from flexural backstripping: implications for decompression melting models. Earth Planet. Sci. Lett. 116, 113–127. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90048-E

Hinz, K., 1981. Hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins - their origins and paleoenvironmental significance. Geo. Jahrb. Reihe E., Geophys., H. 22, 1–28.

Hjartarson, Á.,Erlendsson, Ö., Blischke, A., 2017. The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 447, 127–148. https://doi.org/10.1144/SP447.14

Holbrook, W.S., Larsen, H.C., Korenaga, J., Dahl-Jensen, T., Reid, I.D., Kelemen, P.B., Hopper, J.R., Kent, G.M., Lizarralde, D., Bernstein, S., Detrick, R.S., 2001. Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic.Earth Planet. Sci. Lett. 190, 251–266. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00392-2

Hopper, J.R., Dahl-Jensen, T., Holbrook, W.S., Larsen, H.C., Lizarralde, D., Korenaga, J., Kent, G.M., Kelemen, P.B., 2003. Structure of the SE Greenland margin from seismic reflection and refraction data: Implications for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during North Atlantic opening. J. Geophys. Res. 108, 2269. https://doi.org/10.1029/2002JB001996

Huismans, R., Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonicunderplating at rifted margins. Nature 473, 74–78. https://doi.org/10.1038/nature09988

Jagoutz, O., Müntener, O., Manatschal, G., Rubatto, D., Péron-Pinvidic, G., Turrin, B.D., Villa, I.M., 2007. The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering start of the MORB machine? Geology 35, 1087–1090. https://doi.org/10.1130/G23613A.1

Joppen, M., White, R.S., 1990.The structure and subsidence of Rockall Trough from two‐ship seismic experiments. J. Geophys. Res. Solid Earth 95, 19821–19837. https://doi.org/10.1029/JB095iB12p19821

Kaila, K.L., Murty, P.R.K., Rao, V.K., Kharetchko, G.E., 1981. Crustal structure from deep seismic soundings along the Koyna II (Kelsi-Loni) profile in the Deccan Trap area, India. Tectonophysics 73, 365–384. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90223-7

Karson, J.A., Tivey, M.A., Delaney, J.R., 2002. Internal structure of uppermost oceanic crust along the Western Blanco Transform Scarp: Implications for subaxial accretion and deformation at the Juan de Fuca Ridge. J. Geophys. Res. Solid Earth 107, 2181. https://doi.org/10.1029/2000JB000051

Kimbell, G.S., Gatliff, R.W., Ritchie, J.D., Walker, A.S.D., Williamson, J.P., 2004. Regional three-dimensional gravity modelling of the NE Atlantic margin. Basin Research 16, 259–278. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00232.x

King, S.D., Anderson, D.L., 1998. Edge-driven convection. Earth Planet. Sci. Lett. 160, 289–296. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00089-2

Krishna, K.S., Rao, D.G., Sar, D., 2006. Nature of the crust in the Laxmi Basin (14°–20°N), western continental margin of India. Tectonics 25, TC1006. https://doi.org/10.1029/2004TC001747

Kusznir, N.J., Park, R.G., 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 28, 35–52. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.04

Larsen, H.C., Dahl-Jensen, T., Hopper, J.R., 1998. Crustal structure along the leg 152 drilling transect, In: Saunders, A.D., Larsen, H.C., and Wise, S.W., Jr. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, 152, 463 – 475.

Lavier, L.L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. Nature 440, 324–328. https://doi.org/10.1038/nature04608

Leroy, S., Lucazeau, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Autin, J., Rouzo, S., Bellahsen, N., Tiberi, C., Ebinger, C.,

Beslier, M.-O., Perrot, J., Razin, P., Rolandone, F., Sloan, H., Stuart, G., Al Lazki, A., Al-Toubi, K., Bache, F., Bonneville, A., Goutorbe, B., Huchon, P., Unternehr, P., Khanbari, K., 2010. Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden: A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey. Geochem. Geophys. Geosyst. 11, Q07004. https://doi.org/10.1029/2009GC002963

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246–250. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Lundin, E.R., Doré, A.G., 2011. Hyperextension, serpentinization, and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation. Geology 39, 347–350. https://doi.org/10.1130/G31499.1

Lundin, E.R., Doré, A.G., 1997. A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic: Early Cretaceous to break-up. J. Geol. Soc. 154, 545–550. https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0545

Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. Int. J. Earth. Sci. 93, 432–466. https://doi.org/10.1007/s00531-004-0394-7

Maystrenko, Y.P., Gernigon, L., Nasuti, A., Olesen, O., 2018. Deep structure of the Mid-Norwegian continental margin (the Vøring and Møre basins) according to 3-D density and magnetic modelling.Geophys. J. Int. 212, 1696–1721. https://doi.org/10.1093/gji/ggx491

McDermott, C., Lonergan, L., Collier, J.S., McDermott, K.G., Bellingham, P., 2018. Characterization of Seaward-Dipping Reflectors Along the South American Atlantic Margin and Implications for Continental Breakup. Tectonics 37, 3303–3327. https://doi.org/10.1029/2017TC004923

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25–32. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7

Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J. and Baker, J. (Eds.), Volcanic Rifted Margins, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 362, 1–14.

Meyer, R., van Wijk, J., Gernigon, L., 2007. The North Atlantic Igneous Province: A review of models for its formation, In: Foulger G.R. and Jurdy D.M. (Eds.) Plates, Plumes and Planetary Processes. Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 430, 525–552. http://doi.org/10.1130/2007.2430(26)

Misra, A.A., Sinha, N., Mukherjee, S., 2015. Repeat ridge jumps and microcontinent separation: insights from NE Arabian Sea. Mar. Petrol. Geol. 59, 406–428. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.019

Mjelde, R., Digranes, P., Schaack, M.V., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., Naess, O., Sørenes, N., Vågnes, E., 2001.Crustal structure of the outer Vøring Plateau, offshore Norway, from ocean bottom seismic and gravity data. J. Geophys. Res. Solid Earth 106, 6769–6791. https://doi.org/10.1029/2000JB900415

Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., Karpuz, R., Næss, U., 2005. Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data. J. Geophys. Res. 110, B05101. https://doi.org/10.1029/2004JB003026

Morewood, N.C., Mackenzie, G.D., Shannon, P.M., O'reilly, B.M., Readman, P.W., Makris, J., 2005. The crustal structure and regional development of the Irish Atlantic margin region. Geol. Soc., London, Petrol. Geol. Conf. series 6, 1023–1033. https://doi.org/10.1144/0061023

Mosar, J., Eide, E.A., Osmundsen, P.T., Sommaruga, A., Torsvik, T.H., 2002. Greenland – Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic. Norw. J. Geol. 82, 282.

Müller, R., PetterNgstuen, J., Eide, F., Lie, H., 2005. Late Permian to Triassic basin infill history and palaeogeography of the Mid-Norwegian shelf—East Greenland region, In: Wandås, B.T.G., Nystuen, J.P., Eide, E., Gradstein, F. (Eds.), Onshore-Offshore Relationships on the North Atlantic Margin. Norw. Pet. Soc. Spec. Publ. 12, pp. 165–189.

Müntener, O., Hermann, J., 2001. The role of lower crust and continental upper mantle during formation of non-volcanic passive margins: evidence from the Alps. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 187, 267–288. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.13

Mutter, J.C., 1985. Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins. Tectonophysics 114(1-4), 117–131. https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90009-5

Mutter, J.C., Talwani, M., Stoffa, P.L., 1982. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading." Geology 10, 353–357. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<353:OOSRIO>2.0.CO;2

Naini, B.R.,Talwani, M., 1982.Structural framework and the evolutionary history of the continental margin of western India. In: Watkins J. S. and Drake C. L. (Eds.) Studies in Continental Margin Geology, AAPG Mem. 34, 167–191.

Nemčok, M., Sinha, S.T., Doré, A.G., Lundin, E.R., Mascle, J., Rybár, S. 2016. Mechanisms of microcontinent release associated with wrenching-involved continental break-up; a review. In: Nemčok M., Rybár, S., Sinha, S.T., Hermeston, S.A. & Ledvenyiova L. (Eds), Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 431, 323–359, https://doi.org/10.1144/SP431.14

Neumann, E.-R., Wilson, M., Heeremans, M., Spencer, E.A., Obst, K., Timmerman, M.J., Kirstein, L., 2004. Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 223, 11–40. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.02

O'Reilly, B.M., Hauser, F., Jacob, A.W.B., Shannon, P.M., 1996. The lithosphere below the Rockall Trough: wide-angle seismic evidence for extensive serpentinisation. Tectonophysics 255, 1–23. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00149-2

Osmundsen, P.T., Andersen, T.B., 2001. The Devonian basins of western Norway: products of large-scale sinistral transtension? Tectonophysics 332, 51–68.

Osmundsen, P.T., Ebbing, J., 2008.Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins. Tectonics 27, TC6016. https://doi.org/10.1029/2007TC002242

Osmundsen, P.T., Péron-Pinvidic, G., Ebbing, J., Erratt, D., Fjellanger, E., Bergslien, D., Syvertsen, S.E., 2016. Extension, hyperextension and mantle exhumation offshore Norway: a discussion based on 6 crustal transects. Norw. J. Geol. 96, 343-372. https://doi.org/10.17850/njg96-4-05

Osmundsen, P.T., Sommaruga, A., Skilbrei, J.R., Olesen, O., 2002. Deep structure of the Mid Norway rifted margin. Norw. J. Geol. 82, 205–224.

Pálmason, G., 1980. A continuum model of crustal generation in Iceland: kinematics aspects. J. Geophys. 47, 7–18.

Paton, D.A., Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P., Horn, B., 2017. Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic. Geology 45, 439–442. https://doi.org/10.1130/G38706.1

Pérez-Gussinyé, M., Watts, A.B., 2005. The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. Nature 436(7049), 381-384. https://doi.org/10.1038/nature03854

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Osmundsen, P.T., 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. Mar. Petrol. Geol. 43, 21–47. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002

Peron-Pinvidic, G., Osmundsen, P.T., 2018. The Mid Norwegian - NE Greenland conjugate margins: Rifting evolution, margin segmentation, and breakup. Mar. Petrol. Geol. 98, 162–184. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.08.011

Peron-Pinvidic, G., Osmundsen, P.T., 2016. Architecture of the distal and outer domains of the Mid-Norwegian rifted margin: Insights from the Rån-Gjallar ridges system. Mar. Petrol. Geol. 77, 280–299. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.06.014

Pindell, J., Graham, R., Horn, B., 2014. Rapid outer marginal collapse at the rift to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. Basin Research 26, 701–725. https://doi.org/10.1111/bre.12059

Planke, S., Symonds, P.A., Alvestad, E., Skogseid, J., 2000.Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. J. Geophys. Res. 105, 19335–19351. https://doi.org/10.1029/1999JB900005

Quirk, D.G., Shakerley, A., Howe, M.J., 2014.A mechanism for construction of volcanic rifted margins during continental breakup. Geology 42(12), 1079-1082. https://doi.org/10.1130/G35974.1

Ren, S., Skogseid, J., Eldholm, O., 1998.Late Creataceous–Paleocene extension on the Vøring volcanic margin. Mar. Geophys. Res. 20, 343–369.

Reston, T.J., Krawczyk, C.M., Klaeschen, D., 1996. The S reflector west of Galicia (Spain): Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup. J. Geophys. Res. Solid Earth 101, 8075–8091. https://doi.org/10.1029/95JB03466

Rey, S.S., Planke, S., Symonds, P.A., Faleide, J.I., 2008. Seismic volcanostratigraphy of the Gascoyne margin, Western Australia. J. Volcanol. Geotherm. Res. 172, 112–131. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.013

Roberts, D.G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S., Bjørnseth, H.-M., 1999. Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay – a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier. Geol. Soc., London, Petrol. Geol. Conf. series 5, 7–40. https://doi.org/10.1144/0050007

Roberts, G., 2008. Deepwater West Coast India. GeoExPro. Novembre 2008.

Saunders, A.D., Fitton, J.G., Kerr, A.C., Norry, M.J., Kent, R.W., 1997. The North Atlantic Igneous Province. In: Mahoney, J.J. and Coffin, M.F. (Eds.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. The North Atlantic Igneous Province. Geophys. Monogr. Ser. 100,45–94.

Saunders, A.D., Kempton, P.D., Fitton, J.G., Larsen, L.M., 1999. Sr, Nd, and Pb isotopes and trace element geochemistry of basalts from the Southeast Greenland margin. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results 163, 77–93.

Scheck-Wenderoth, M., Raum, T., Faleide, J.I., Mjelde, R., Horsfield, B., 2007. The transition from the continent to the ocean: a deeper view on the Norwegian margin. J. Geol. Soc. 164, 855–868. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-131

Schenk, C.J., 2011. Chapter 41 Geology and petroleum potential of the West Greenland–East Canada Province. Geol. Soc., London, Mem. 35, 627–645. https://doi.org/10.1144/M35.41

Schiffer, C., Tegner, C., Schaeffer, A.J., Pease, V., Nielsen, S.B., 2018. High Arctic geopotential stress field and implications for geodynamic evolution. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 460, 441–465. https://doi.org/10.1144/SP460.6

Schlindwein, V., Jokat, W., 1999.Structure and evolution of the continental crust of northern east Greenland from integrated geophysical studies. J. Geophys. Res. Solid Earth 104, 15227–15245. https://doi.org/10.1029/1999JB900101

Shannon, P.M., Jacob, A.W.B., O'reilly, B.M., Hauserr, F., Readman, P.W., Makris, J., 1999.Structural setting, geological development and basin modelling in the Rockall Trough. Geol. Soc., London, Petrol. Geol. Conf. series 5, 421–431. https://doi.org/10.1144/0050421

Skogseid, J., 1994. Dimensions of the Late Cretaceous-Paleocene Northeast Atlantic rift derived from Cenozoic subsidence. Tectonophysics 240, 225–247. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90274-7

Skogseid, J., Pedersen, T., Eldholm, O., Larsen, B.T., 1992. Tectonism and magmatism during NE Atlantic continental break-up: the Vøring Margin. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 68, 305–320. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.19

Skogseid, J., Planke, S., Faleide, J.I., Pedersen, T., Eldholm, O., Neverdal, F., 2000. NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 167, 295–326. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.167.01.12

Smith, L.K., White, R.S., Kusznir, N.J., Team, iSIMM, 2005.Structure of the Hatton Basin and adjacent continental margin. Geol. Soc., London, Petrol. Geol. Conf. series 6, 947–956. https://doi.org/10.1144/0060947

Steckler, M.S., Ten Brink, U.S., 1986. Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries: examples from the northern Red Sea region. Earth Planet. Sci. Lett. 79, 120–132. https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90045-2

Steffen, R., Strykowski, G., Lund, B., 2017. High-resolution Moho model for Greenland from EIGEN-6C4 gravity data. Tectonophysics 706–707, 206–220. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.014

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. Mar. Petrol. Geol. 50, 1–21. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015

Talwani, M., Eldholm, O., 1977.Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. GSA Bulletin 88, 969–999. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<969:EOTNS>2.0.CO;2

Tard, F., Masse, P., Walgenwitz, F., Gruneisen, P., 1991.The volcanic passive margin in the vicinity of Aden, Yemen. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 15, 1–9.

Tewari, H.C., Dixit, M.M., Sarkar, D., 1995. Relationship of the Cambay rift basin to the Deccan volcanism. J. Geodyn. 20, 85–95. https://doi.org/10.1016/0264-3707(94)00025-Q

Theissen-Krah, S., Zastrozhnov, D., Abdelmalak, M.M., Schmid, D.W., Faleide, J.I., Gernigon, L., 2017.Tectonic evolution and extension at the Møre Margin – Offshore mid-Norway. Tectonophysics 721, 227–238. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.009

Tirel, C., Brun, J.-P., Burov, E., 2008. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. J. Geophys. Res. Solid Earth 113, B04403. https://doi.org/10.1029/2005JB003694

Tsikalas, F., Faleide, J.I., Kusznir, N.J., 2008. Along-strike variations in rifted margin crustal architecture and lithosphere thinning between northern Vøring and Lofoten margin segments off mid-Norway. Tectonophysics 458, 68–81. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.001

Voss, M., Jokat, W., 2007. Continent-ocean transition and voluminous magmatic underplating derived from P-wave velocity modelling of the East Greenland continental margin. Geophys. J. Int. 170, 580–604.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03438.x
Watremez, L., Leroy, S., Rouzo, S., d'Acremont, E., Unternehr, P., Ebinger, C., Lucazeau, F., Al-Lazki, A., 2011. The crustal structure of the north-eastern Gulf of Aden continental margin: insights from wide-angle seismic data. Geophys. J. Int. 184, 575–594. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04881.x
Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648. https://doi.org/10.1038/291645a0
White, N., McKenzie, D., 1988. Formation of the steer's head geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. Geology 16, 250–253. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0250:FOTSSH>2.3.CO;2
White, R.S., Smith, L.K., 2009. Crustal structure of the Hatton and the conjugate east Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic. J. Geophys. Res. 114, B02305. https://doi.org/10.1029/2008JB005856
White, R.S., Smith, L.K., Roberts, A.W., Christie, P.A.F., Kusznir, N.J., Roberts, A.M., Healy, D., Spitzer, R., Chappell, A., Eccles, J.D., Fletcher, R., Hurst, N., Lunnon, Z., Parkin, C.J., Tymms, V.J., 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. Nature 452, 460–464. https://doi.org/10.1038/nature06687
White, R.S., Westbrook, G.K., Fowler, S.R., Spence, G.D., Barton, P.J., Joppen, M., Morgan, J., Bowen, A.N., Prestcott, C., Bott, M.H.P., 1987.Hatton Bank (northwest U.K.) continental margin structure. Geophys. J. Int. 89, 265–272. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb04418.x
Whittaker, R.C., Hamann, N.E., Pulvertaft, T.C.R., 1997. A new frontier province offshore Northwest Greenland; structure, basin development, and petroleum potential of the Melville Bay area. AAPG Bulletin 81, 978–998.
Zalán, P.V., 2015. Similarities and Differences between Magma-Poor and Volcanic Passive Margins – Applications to the Brazilian Marginal Basins. 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil, August 3-6 (Expanded Abstract).
Zalán, P.V., 2013. Unthinkable Physical Analogs for the Modern Concepts on Continental Stretching and Rupturing. AAPG Search and Discovery Article #41128 (Expanded Abstract).
Zastrozhnov, D., Gernigon, L., Gogin, I., Abdelmalak, M.M., Planke, S., Faleide, J.I., Eide, S., Myklebust, R., 2018. Cretaceous-Paleocene Evolution and Crustal Structure of the Northern Vøring Margin (Offshore Mid-Norway): Results from Integrated Geological and Geophysical Study. Tectonics 37, 497–528. https://doi.org/10.1002/2017TC004655
Ziegler, P.A., 1989. Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 44, 63–85. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.05

Chapitre V.

Les marges passives volcaniques à l'échelle de la fragmentation d'un supercontinent, la Pangée (Article 3)

Dans cette partie, je présente sous forme d'un avant-projet d'article scientifique (Article 3) une réflexion sur la place du magmatisme dans la rupture d'un supercontinent, la Pangée, à partir de l'exemple des plusieurs systèmes associés à une LIP et à une rupture continentale locale.

La fragmentation de la Pangée est associée à la formation de nombreuses provinces magmatiques. Les marges passives formées lors de cette fragmentation sont de deux types : magmatiques, en relation avec une fusion mantellique très importante (LIP) ou non magmatique. Dans un article récent de synthèse publié à Gondwana Research, Buiter et Torsvik (2014) font une compilation des données existantes à l'échelle de la Pangée et concluent que si les zones de rupture sont fréquemment associées aux grandes provinces magmatiques (LIPs), l'extension continentale précède bien souvent la mise en place de ces provinces. Pour eux, les panaches mantelliques sont attirés dans les zones en amincissement lithosphérique.

Or l'article 2 présenté précédemment a mis l'accent sur le fait que, dans l'Atlantique NE, par exemple, qui est un des meilleurs sites où une extension continentale précède le magmatisme régional, le délai entre cette extension et le début du magmatisme était suffisant pour avoir rééquilibré thermiquement la lithosphère continentale. J'ai également montré dans le chapitre I (rhéologie de la lithosphère), ainsi que dans l'article 2, qu'une lithosphère continentale pré-amincie, d'épaisseur « normale » (associée à un gradient géothermique de lithosphère à l'équilibre thermique) était plus rigide qu'une lithosphère à épaisseur de croûte normale.

Dans l'article III présenté ci-dessous, je montre que :

1) Une extension continentale peut exister avant la mise en place des LIPs ; néanmoins, cette extension peut être ancienne relativement à la mise en place des trapps (ex : NE-Atlantique) et donc la mise en place des trapps ne peut être directement corrélée à cette extension; par ailleurs, la direction des rifts ante-trapps peut être oblique à sub-perpendiculaire à la future direction des marges (ex : Atlantique Sud, Inde) et donc les contraintes aux limites du système, qui contrôlent la déformation associée à la rupture lithosphérique finale sont distinctes de celles des rifts précoces. Les rifts précoces peuvent ou peuvent ne pas suivre l'héritage tectonique ancien, par contre dans presque tous les cas étudiés les marges suivent les anciennes sutures orogéniques.

2) Tous les points de rupture du supercontinent sont précédés d'une province magmatique associée à un système de contraintes principales minimales concentriques (systèmes RRR, matérialisés par des essaims de dykes). Les contraintes aux limites du système ne s'appliquent donc pas à ce stade ou sont masquées par le champ de contrainte gravitationnel radial associé à un manteau asthénosphérique dynamique qui soulève la lithosphère continentale sous la province de trapps ;
3) De manière inédite, je propose que les marges passives volcaniques (donc la rupture continentale est syn-magmatique) servent d'initiateur à la rupture non-magmatique (marges non volcaniques) ; le break-up a tendance à se propager suivant l'axe des systèmes magmatiques, avec un contrôle important des failles transformantes dans la séparation des domaines magmatiques et non magmatiques et dans le retard possible de la propagation

(voir aussi Koopman et al., 2014b). Néanmoins il faut être très prudent sur l'évaluation de l'âge des ruptures continentales car considérer les SDRs externes comme associés à l'extension continentale ultime (Article 1) change radicalement l'appréciation des âges et des domaines classiquement associés à la croûte océanique.

4) Finalement, il apparait plus concevable qu'à l'échelle d'un super-continent, ce soit le modèle d'isolement d'un manteau chaud (en relation avec la dynamique des subductions qui encadrent ce supercontinent), qui prime sur l'hypothèse des panaches profonds successifs. Tout se passe comme si le supercontinent se trouvait sur un manteau isolé chaud et dynamique avec des cellules de convection dont la géométrie conditionne les zones de rupture. Les données pétrologiques qui montrent, à l'échelle de la Pangée, la diminution progressive au cours du temps de la température potentielle du manteau à l'origine des différentes LIPs qui apparaissent vont exactement dans ce sens (Ganne et al., 2016).

The mantle and magma-assisted fragmentation of Pangea

H. Guan[a], L. Geoffroy[a]

[a]Institut universitaire européen de la mer, Plouzané 29280, France

Abstract

The fragmentation of Pangea is associated with the emplacement of large igneous provinces (LIPs). The passive margins formed during this fragmentation are of two types: volcanic margins relating to the fusion of enormous volumes of mantle-derived magma, and non-volcanic margins with no significant syn-rift magmatism. Recent research points out that continental extension often precedes the emplacement of LIPs. They suggest that plume materials are drawn by pre-thinned continental lithosphere and trigger the final continental breakup. In this paper, through a compilation of available previous dating data corresponding to five LIPs (Central Atlantic Magmatic Province-CAMP, Karoo igneous province, The Parana – Etendaka province, Deccan province and Afar Igneous Province), which took place successively during the fragmentation of Pangea, relevant continental breakups, pre-magmatic continental extensions and volcanic and non-volcanic margins, we find that the pre-magmatic rift basins are of diverse orientations (parallel or oblique) with respect to the final continental breakup and the interval between pre-magmatic continental extension and the emplacement of LIPs can be various between 5 Ma to more than 90 Ma which is long enough for the geothermal reequilibration of continental lithosphere. We also noticed that a triple junction formed by former mobile belts could always be identified within the extent of the LIPs. Continental breakup took place usually between conjugate volcanic margins and then, propagates between non-volcanic margins along former sutures.

Large transform faults could be identified as a geographical barrier between volcanic and non-volcanic passive margins.

1. Introduction: what governs continental break-up?

The mechanisms responsible for plate tectonics have been linked to different stages of the supercontinent cycle (Worsley et al., 1982; Storey, 1995; Tackley, 2000; Keppie, 2015). Two major processes are classically considered as end-members to explain the breakup of a supercontinent: either horizontal extensional forces act at the lateral boundaries of the system ("passive" rifting model) (e.g. Forsyth & Uyeda, 1975; McKenzie, 1978), or the dynamics of the sub-lithospheric mantle indirectly trigger the lithosphere rupturing ("active" rifting model) (e.g. Burke & Dewey, 1973; Fleitout et al., 1986; Hill, 1991).

In the passive rifting model, far-field forces control the breakup of a supercontinent (e.g. Forsyth & Uyeda, 1975; Lithgow-Bertelloni & Richards, 1998). Following sudden stretching of a continent, the underlying mantle passively rises and may finally melt through adiabatic decompression. The amount of melt directly depends on the potential temperature of the mantle (White & McKenzie, 1989). A 1280°C potential temperature gives rise to amagmatic extension and a post-rupturing oceanic lithosphere with a 6 km in thickness oceanic crust whereas more elevated temperatures enhance mantle melting during continental extension with edification of volcanic passive margins associated with nearby thick post-breakup oceanic crust (McKenzie & Bickle, 1988; White & McKenzie, 1989). In this model, as suggested by many authors, the final breakup of continents is governed by forces which control the movement and the interaction of lithospheric plates, including plate boundary forces (slab pull, ridge push, slab roll-back, and collisional resistance), and frictional forces exerted by the convecting mantle on continental lithosphere bottom (e.g. Forsyth & Uyeda, 1975; White & McKenzie, 1989; Ziegler, 1993).

Conversely, other authors support more 'active' model in which, the major force causing extension being indirectly consecutive to a positive temperature anomaly beneath continental lithosphere (e.g. Morgan, 1971; Richards et al., 1989; Campbell & Griffiths, 1990; Courtillot et al., 1999; Condie, 2001). This thermal anomaly is proposed to be related to several possible heat sources. A possible one is the rise of a hot mantle plume. Hot plumes rising from the core-mantle boundary could impact and spread laterally at the base of continental lithosphere, adopting a 'mushroom' type 'head' (Campbell et al., 1989; Richards et al., 1989). This 'plume head' would both erode thermally the lithosphere bottom, thus creating ridge-push-like forces and increase potential gravitational energy through a dynamical push on the continental lithosphere, both effects concurring to regional doming and cracking (Hill et al., 1992; d'Acremont et al., 2003). Early widespread decompressional melting at the base of continental lithosphere would be responsible for the genesis of the large volume of pre-rift and syn-rift basaltic magma, forming the LIPs. It should be noticed that localized hot spots in this plume model can be considered as the residual 'tails' or magmatic conduit of the cooling and freezing 'plume head' (e.g. Campbell et al., 1989; Hill et al., 1992; Courtillot et al., 1999). In this model, continental rifting commonly follows the extrusion of flood basalt volcanism adopting,

at early stages, a typical rift-rift-rift (RRR) pattern (Burke & Dewey, 1973), implying a radial pattern of maximum principal stress and concentric minimum stress.

The deep plume model was supported by isotopic and trace elements suggesting that LIP magma originated from melting of an undepleted deep mantle reservoir (Allègre & Turcotte, 1986). Basing on the diversity of chemical data from oceanic ridges (e.g. Saunders et al., 1988; Mougel et al., 2014) and LIPs (e.g. Arndt et al., 1993), some authors proposed that the active upwelling of hot mantle material can be activated by a stagnant slab at the depth of mantle transition zone (Zhao et al., 2009) or a slab break-off (Santosh et al., 2011; Petersen et al., 2018). Numerical modeling shows that a down-going slab will induce a convective circulation process in the upper mantle. Then consecutively, the interactions between the convective circulation of the upper mantle and the deep dehydration of the stagnant or break-off slab can lead to the upwelling of a plume-like material containing hot and wet asthenospheric materials from the mantle transition zone (Zhao et al., 2009; Merle, 2011; Santosh et al., 2012; Petersen et al., 2018). In addition, gravitational deviatoric stresses inherent to lithosphere with thickened crusts at young orogenic belts, as well as those developing at the crest of domes developed above upwelling mantle convection cells could also induce a rifting, should such stresses interfere with plate boundary forces or frictional forces at the base of lithosphere (Bott, 1993; Ziegler & Cloetingh, 2004). More recently, some authors propose another source for the positive thermal anomaly underneath the continental lithosphere. They suggest that insulating supercontinents could generate an increase on the temperature of the sub-continental lithospheric mantle, and then cause the development of small-scale convecting systems under the continent, which could eventually lead to final breakup (e.g. O'Neill et al., 2009; Ganne et al., 2016).

Together with those active and passive rifting models, numerous studies aim at combining the two mechanisms (e.g. Ziegler & Cloetingh, 2004). Among those models, those promoting an active-type destabilization of the asthenosphere during a passive mode extension are the most evolved (e.g. Keen & Boutilier, 1995).

The rupture of supercontinents such like Pangea (Fig. 1) often links to pre-existing zones of weakness in the continental lithosphere (e.g. Raval & Veeraswamy, 2003), like irregular ancient sutures (e.g. Gray et al., 2008). The rupture is often marked by three rifts at angles of about 120° to each other, two of which evolving as a plate boundary with passive margins and the third becoming a failed arm (Burke & Dewey, 1973) (Fig. 1). In many margins, continental breakup occurs with LIP emplacement and syn-rift sedimentary basins existing before the main pulse of volcanism (Buiter & Torsvik, 2014; Guan et al., in press).

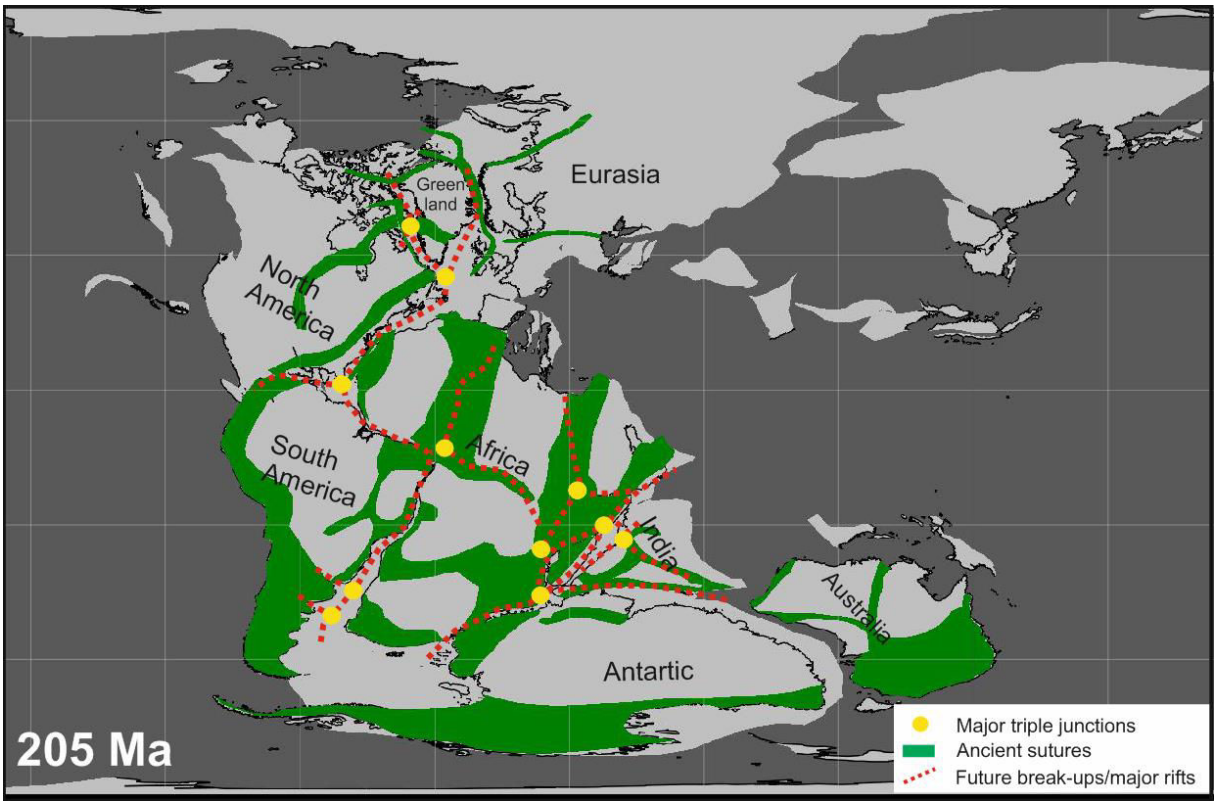


Figure 1. Reconstruction of Pangea at Early Jurassic time (205Ma). Continental breakups follow triple junctions which are mainly developed along ancient orogenic sutures. Positions of the ancient sutures are from Biswas, 1999, Karlstrom et al., 2001, Gray et al., 2008, and Buiter & Torsvik, 2014.

In this study, we review the temporal and spatial relationships between LIP-related magmatism and the different types of breakup, magmatic or non-magmatic, at the scale of a supercontinent, the Pangea, basing ourselves on plate kinematics and bibliography, aiming to question at the supercontinent scale the initial role of mantle melting and the way that continental breakup propagates. Two types of passive margins are observed during the dispersal of Pangea (e.g. White et al., 1992; Geoffroy, 2005): those associated with huge mantle melting during extension (Volcanic Passive Margins, VPMs) and those related with non-significant or none syn-rift magmatism (Non-Volcanic or Sedimentary Passive Margins, NVPMs).

2. Methodology

The pre-breakup configuration of Pangea during Early Jurassic (200Ma) is used as the starting point to trace the tectonic evolution of supercontinent fragmentation in space and time. The plate tectonic model described in this paper is based on G-plate (https://www.gplates.org/), which is software designed for the interactive visualization of plate-tectonics, offering a combination of interactive plate-tectonic reconstruction, geographic information, system functionality and raster data visualization (Cannon et al., 2014). In this program, the geological frame of reference used is absolute reference frames including hotspot reference frames (relative to stationary or slow-moving

mantle plumes that rise up through the mantle) and paleomagnetic reference frames (Torsvik & Smethurst, 1999) (relative to the average location of the Earth's magnetic north pole over millions of years). Each plate is composed of a finite list of time-dependent, shape-changing plate margins, and each margin moves independently all with different Euler poles through time (Boyden et al., 2011; Gurnis et al., 2012). This program allows manipulating plate-tectonic reconstructions and georeferencing data through geological time since the Jurassic time (200 Ma) with an interval of 1 Ma.

Acknowledged from previous published data, we focused on mapping 1) pre-existing sutures (Precambrian to Mesozoic orogenic mobile belts), 2) syn-rift sedimentary basins due to the last pre-LIP continental extensional phase within the extent of studied LIPs, 2) successive eruptions of LIPs (their positions and limits), 2) relevant continental/oceanic crust boundaries (COB), 3) the extent of identified SDRs and magnetic anomalies at early stage of oceanizasion and 4) nearby major transform faults between VPMs and NVPMs. It should be noticed that the COB at volcanic passive margins is here defined as the seaward limit of outer SDRs.

Data from five large igneous magmatic provinces (Central Atlantic, Karoo-Ferrar, Parana-Etendaka, Deccan, and Afar) are compiled in the frame of fragmentation of the Pangea and will be reviewed in detail in this paper to perceive the relation between the emplacement of LIPs and the post-LIP nearby development of volcanic or non-volcanic passive margins.

3. Chronology and typology of Pangea rupturing

3.1. CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) and sequential breakup of North America from Africa and South America

Figure 2. Paleogeographic reconstruction of Pangea at early Jurassic time (~200 Ma) showing the emplacement of CAMP traps. Ib: Iberia. GL: Greenland.

The disintegration of Pangea was initiated by the opening of the Central Atlantic Ocean, which follows the early emplacement of one of the largest Mesozoic continental LIPs, the CAMP (Fig. 2; e.g. Bertrand, 1991; Wilson, 1997; Marzoli et al., 1999; Font et al., 2015).

Along the North American and Moroccan margin, Triassic basins formed within the Appalachian orogeny (Swanson, 1986). Most basins trend NNE to NE, i.e. parallel to the future margins. Those basins characterize a pre-magmatic (i.e. pre-CAMP) extensional phase but related lithosphere stretching and thinning was low (Fig. 11, Table 1; e.g. Medina, 1991; Olsen, 1997; Withjack et al., 1998; Leleu et al., 2016).

The CAMP magmatic event began during the Jurassic, nowadays marked onshore after erosion by conspicuous mafic dike swarms observed along eastern North America, northern South America, West Africa and Iberia (e.g. Wilson, 1997; Olsen, 1997; Withjack et al., 1998; Le Roy & Piqué, 2001). Some related planar intrusions occur within still a wider domain, well beyond the Central Atlantic rift zone, e.g. northward through northwestern France, eastward in Mali and Algeria and southward in central Brazil (e.g. Bertrand, 1991; Caroff et al., 1995; Marzoli et al., 1999; McHone, 2000).

Despite some divergences in the age of basalts, many authors agree that the main pulse of magmatism took place between 204 Ma and 196 Ma, with extrusion covering an area of at least $2,5 \times 10^6$ km^2 (e.g. Olsen et al., 1996; Marzoli et al., 1999; Courtillot et al., 1999; McHone, 2000). Following trap emplacement, magmatic break-up occurred between North-America and W-Africa, with development of conjugate volcanic passive margins. Those margins are identified along the U.S. East Coast and West African margins. The U.S. East-Coast margin is typically characterized by thick SDRs wedges and a high velocity lower crust with P-waves exceeding 7.5 km/sec (Keen & Potter, 1995; Talwani & Abreu, 2000). To the south, part of this VPM is probably subducted beneath the Antilles arc (De Lepinay, PhD thesis, 2016). This latter subducted margin was probably conjugated with the Guinea-Demerara Plateau in which large packages of westward dipping SDRs have been identified (Fig. 3; Reuber et al., 2016). At this time there is no evidence of VPMs along W-Africa to the north of Guinea, which would be the conjugate of the East-Coast margin, due possibly to a lack of deep seismic surveys. However, onshore CAMP-related magmatism is evidenced along shore Ivory and Mauritania (Chabou et al., 2010; Biari, PhD thesis, 2015).

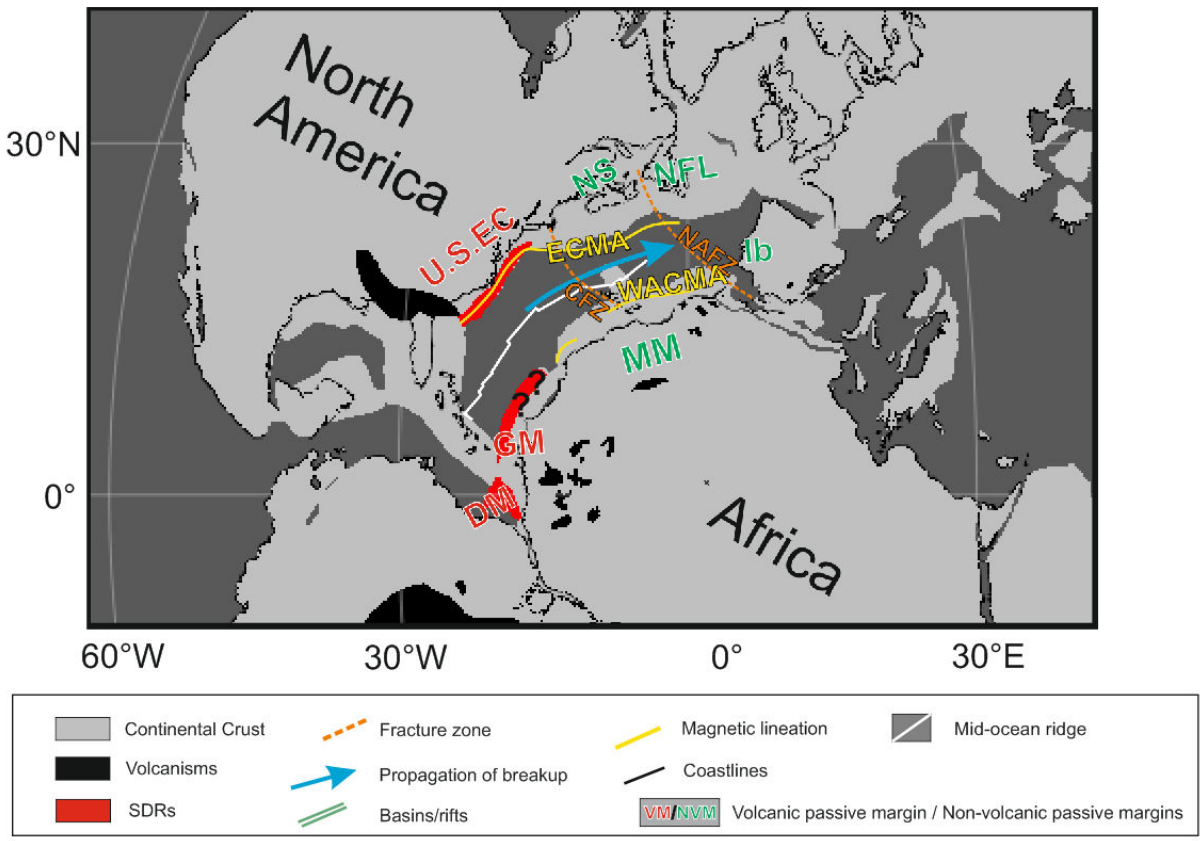


Figure 3. Paleogeographic reconstruction at 157 Ma showing possibly north-eastward breakup propagation in Central Atlantic Ocean. U.S. EC: U.S. East Coast volcanic passive margin. NS: Nova Scotia non-volcanic passive margin. NFL: Newfoundland non-volcanic passive margin. Ib: Iberia non-volcanic passive margin. MM: Maroc non-volcanic passive margin. GM: Guinea volcanic passive margin. DM: Demarara volcanic passive margin. ECMA: East Coast Magnetic Anomaly. WACMA: West African Coast Magnetic Anomaly. CFZ: Canary Fracture Zone. NAFZ: Newfoundland-Azores Fracture Zone.

Off U.S. East Coast, the first identified magnetic anomaly, the East Coast Magnetic Anomaly (ECMA, 190 Ma; Sibuet et al., 2012) is strong and continuous extending from Georgia to Nova Scotia (Fig. 3). The ocean-continent transition is probably located oceanward the ECMA (Behn & Lin, 2000; Roeser et al., 2002; Klingelhoefer et al., 2016). To the south, the ECMA may be related to the wide and thick SDRs off U.S. East Coast (Keen & Potter, 1995; Talwani & Abreu, 2000). Its magnitude progressively decreases to the north until its disappearance in the northeastern segment of the Nova Scotia margin (Funck et al., 2004; Klingelhoefer et al., 2016). A second magnetic anomaly, offshore the ECMA, the Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA), would relate to oceanic crust. The oldest oceanic crust drilled east of the BSMA gave an age of 165 Ma at DSDP 534 (Labail et al., 2009). To the north of the Canary Island Fracture Zone (CFZ) and the Atlantis fracture zone (Fig. 3),the paired Nova Scotia and Moroccan margins have been classified as non-volcanic margin (Fig. 3) with the existence of exhumed and highly serpentinized mantle (Funck et al., 2004; Biari et al., 2015). They are associated with salt basins, which in some studies have been considered as diagnostic of this type of margins (Unternehr et al., 2010; Moulin et al., 2010). However, it should be reminded that thick salt covers SDRs to the south of the Red Sea (Davison & Dailly, 2009; Mohriak & Le Roy, 2012). On the NW-African margin, the prominent magnetic anomaly called West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA) is thought to be coeval with the northern ECMA (Fig. 3) and the ocean-continent boundary

is located immediately seaward. To the south of the Moroccan margin, the WACMA is located closer to the continent than to the north and is characterized by higher amplitudes (Klingelhoefer et al., 2016). Further north, the conjugated Newfoundland-Iberia margins are thought to be non-volcanic margins with mantle exhumation and the breakup between them was suggested to occur not before M5r (~133 Ma) (Bronner et al., 2011).

To summarize, in Central Atlantic, intercratonic initial weak continental extension occurred between North-America and Africa along the Panafrican suture (Buiter & Torsvik, 2014). This was followed by huge CAMP magmatism with the development of a RRR volcanic rift system centered between North America, Africa and South America plates, ending with VPM-associated breakup parallel to the suture. To the North of the Canary Fault, breakup was amagmatic and the oceanization probably started later (this is certain to the north of the NFL-Azores Transform), suggesting a northward propagation (Fig. 3). The Canary transform fault and the Newfoundland transform fault are geographical barriers between the VPMs and NVPMs, implying that the distribution of magmatism along the margins is strongly controlled by these transform faults.

3.2. Karoo igneous province and Gondwana early breakup events

There are evidences for a major extensional phase ('Karoo' rifting) during the Permo-Triassic period in Eastern Africa, such as the NE-SW (nowadays) trending Ruhuhu rift of Tanzania (Fig. 11, Table 1). A thickness varying from > 1400 m to >4000 m is recorded during this period (Kreuser, 1995; Macgregor, 2015).

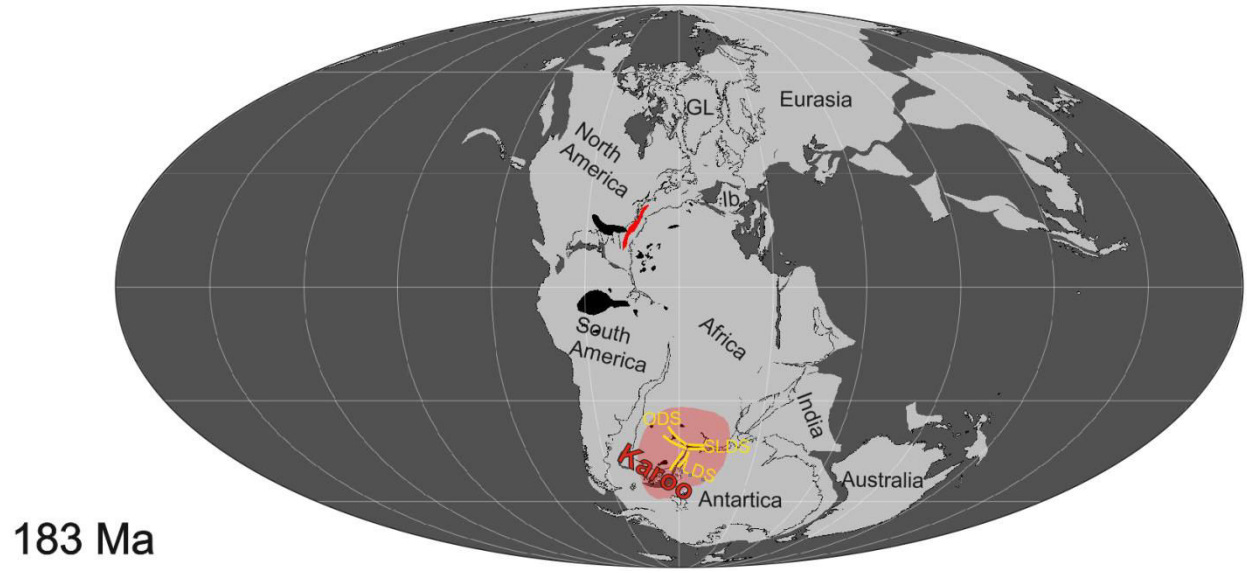


Figure 4. Paleogeographic reconstruction of Pangea at early Jurassic time (183 Ma) showing the emplacement of Karoo traps. A RRR triple junction locates in the middle of Karoo traps. Ib: Iberia. GL: Greenland. ODS: Okavango dyke swarm. SLDS: Sabi-Limpopo dyke swarm. LDS: Lebombo dyke swarm.

Post-dating this initial amagmatic extension, the Karoo-Ferrar flood basalts emplaced covering a broad area ($3*10^6$ km^2) (Fig. 4). They are thought to be extruded during a short period, at 183+/-1 Ma (e.g. Duncan et al., 1997; Jourdan et al., 2005). Those Mesozoic traps are observed everywhere in the dislocated W-Gondwana, such as in South Africa, Antarctica, East India, Australia, western India and Madagascar (e.g. Storey, 1995; Courtillot et al., 1999). The trap province is

genetically associated with a RRR triple junction characterized by major -however diachronous- dyke swarms located to the west of the Mozambique onshore depression, which correspond to pre-existing lithospheric discontinuities (Fig. 4, Table 1; e.g. Brooman-Klausen, PhD thesis, 2009; Le Gall et al., 2002; Jourdan et al., 2006).

Continental breakup occurred magmatically with VPM development between South Africa and Antarctica, immediately following the emplacement of the Karoo flood basalts (Fig. 5) (Duncan et al. 1997). Magmatism along VPMs lasted up to 174 Ma, with conjugate SDRs development in the Lazarev Sea and also offshore Mozambique (Jourdan et al., 2007; König & Jokat, 2010). There are doubts on the nature of the thinned crust (Cox, 1992; Watts, 2001) located eastward the Lebombo and Sabi-Limpopo dyke swarms and syn-magmatic crustal flexures (Klausen, 2009). N-S Africa drift regarding Antarctica began at 163 Ma (thus dating the consequent continental breakup), leading to the opening of the Mozambique Basin (Cox, 1992).

In Mozambique basin, magnetic modelling suggests the emplacement of reversed polarized SDRs between M42 and M40 (168.5-166.8 Ma), and the onset of oceanic crust at M38 (165 Ma) (Fig. 5, Mueller & Jokat, 2017). Northward, in the West Somali Basin, the oldest detected ocean magnetic anomaly is dated 153-150.5 Ma (M25n, M22) (Eagles & König, 2008; Phethean et al., 2016; Davis et al., 2016). The West Somali Basin appears to be a non-volcanic margin and it is separated from the Mozambique volcanic margins by a >1200 km long transform fault, the Davie Fracture Zone (e.g. Coffin & Rabinowitz, 1988; Eagle & König, 2008; Sauter et al., 2018). Seafloor spreading stopped in Aptian time (~120 Ma) in the West Somali Basin, with a split of the breakup system between India and Madagascar and between East-Antartica and Australia (Davis et al., 2016; Sauter et al., 2018). IND/MAD plate moved away from EAN/AUS plate in a counter-clockwise motion at about 130-128 Ma (Williams et al., 2013; Davis et al., 2016).

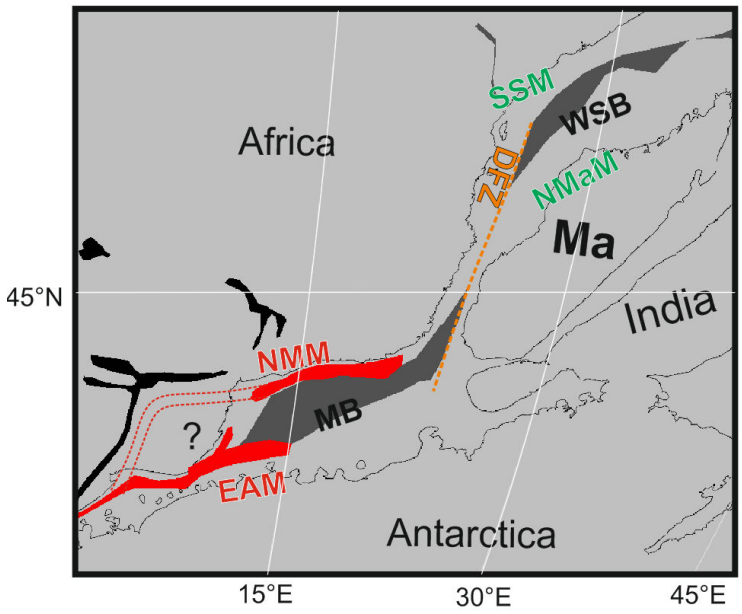


Figure 5. Paleogeographic reconstruction at 150 Ma showing the north-eastward breakup propagation from Mozambique Basin to West Somalia Basin. NMM: Northern Mozambique volcanic passive margin. EAM: East Antarctica volcanic

passive margin. SSM: South Somalia non-volcanic passive margin and Northern Madagascar non-volcanic passive margin. DFZ: Davie Fracture Zone. MB: Mozambique Basin. WSB: West Somalia Basin. Ma: Madagascar.

Highlights from W-Gondwana evolution are as follows: (1) a major and broad Permo-Triassic pre-magmatic continental extensional period is followed, approximately 40Myrs later (Table 1), by the Karoo Trapps which is associated with a RRR triple junction linking to pre-existing sutures; (2) despite the incertitude on the exact (or true) location of the Mozambique Basin's western VPM, to the east of the Lebombo flexure, syn-magmatic breakup probably occurred along two of the RRR junction, with the third one aborting; (3) oceanic accretion began at the south and then continued to the north, i.e. from the Mozambique Basin to the West Somalia Basin; (4) a transform fault (DFZ) divides the syn-magmatic breakup domain from the later amagmatic breakup.

3.3. The Parana – Etendaka province and South America-Africa rupturing

The eastern margin of South America and the western margin of Africa have been extensively explored (e.g. Franke et al., 2007; Franke, 2013; Blaich et al., 2009, 2013; Koopmann et al., 2014a,b; Collier et al., 2017). The formation of those margins results from the breakup of western Gondwana in Lower Cretaceous time (Moulin et al., 2010). A number of pre-magmatic basins whose axes are mainly oriented transversal to the present passive margins are observed both in South America and Africa, such as the Colorado Basin, Salado Basin and Punta del Este Basin relating to a Permo-Triassic extension with a moderate continental extension rate (Fig. 7 and 11, Table 1; Maslanyj et al., 1992; Max et al., 1999). Colorado and Salado Basins can be regarded as failed rift arms extending west from the triple junction, which is also related to pre-existing orogenic belts, along the incipient South Pangean rift that latterly led to the opening of the South Atlantic (Fig. 11; Max et al., 1999).

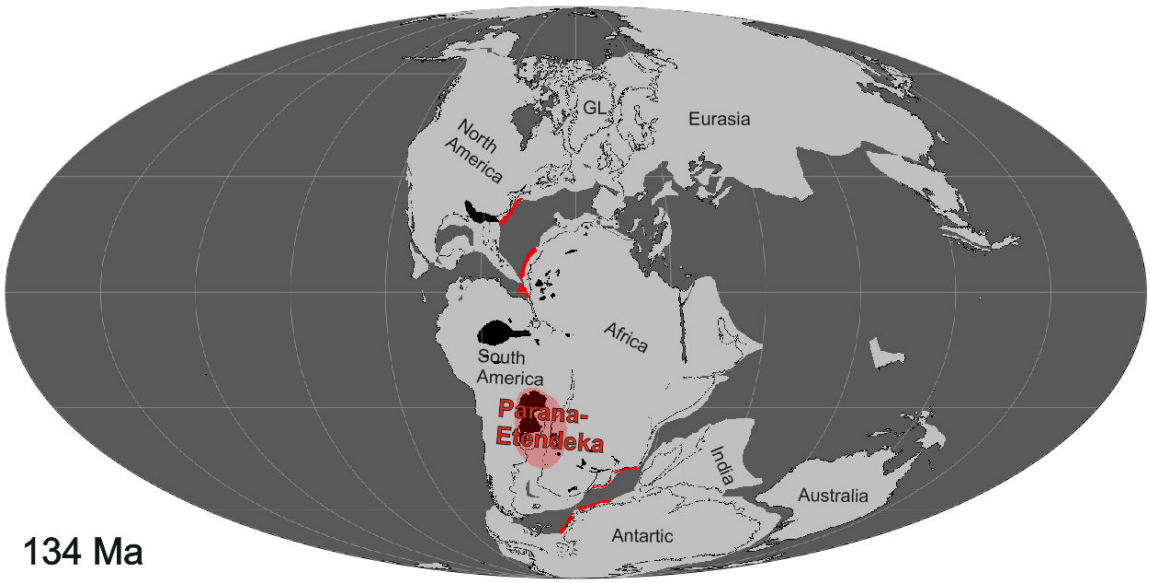


Figure 6. Paleogeographic reconstruction at Early Cretaceous time (134 Ma) showing the emplacement of Parana-Etendeka traps. GL: Greenland.

The South Atlantic oceanic opening is coeval or postdates (depending on the latitude) the outburst of the Paraná-Etendeka mantle melting event. After erosion, the initial traps cover about 1.5-2 × 10^6 km^2 (Fig. 6) with a major volcanic pulse dated between 134 and 132 Ma (e.g. Stewart et

al., 1996; Wigand et al., 2004; Stica et al., 2014). The southern part of South Atlantic shows a volcanic passive margin system, characterized by the presence of series of thick inner and outer SDRs that extend from Argentina to Rio Grande Transform (RGT) in Brazil. Most generally, the earliest post-rift sedimentary formations are Aptian in age in the S-Atlantic South of the RGT (Abreu et al., 1997; Mohriak et al., 2002; Blaich et al., 2013; Stica et al., 2014). Both scarce available datations of SDR basalts (Stica et al., 2014) and the pattern of early linear magnetic anomalies (often correlated with SDRs) suggest a northwards propagating syn-magmatic break-up from Argentina to RGT (Fig. 7; Moulin et al., 2010; Heine et al., 2013; Stica et al., 2014; Koopmann et al., 2014a).

North of the RGT, in the central segment of S-Atlantic Ocean, the conjugate Brazilian-Angola margins are considered as poorly- or non-volcanic passive margins combining hyper-extended continental crust, exhumed and serpentinized subcontinental mantle (at least offshore Angola) and a significant thickness of Aptian salt (e.g. Karner et al., 2003; Zalán et al., 2011) interpreted, in Angola, as part of a buoyant sag basin overlying the exhumed mantle (Unternehr et al., 2010). Moulin et al (2010) proposed that the oceanic breakup within this S-Atlantic central segment correspond to the Aptian/Albian boundary at 112 Ma. Because of the badly defined salt limits in the northern part of the central segment, a lack of well data and the Cretaceous Magnetic Quiet Zone (118-84 Ma, Berggren et al., 1985), the time-span between oceanic breakup to the North of the RGT and the one occurring to its immediate south (Pelotas margin) is still an open question (Moulin et al., 2010; Koopmann et al., 2014a; Stica et al., 2014). It should be noted that all dating of the earliest oceanic accretion should take into account not the magnetic anomalies solely but the true extent of oceanic crust regarding outer SDRs domains (Geoffroy et al., 2015; Geoffroy et al., submitted).

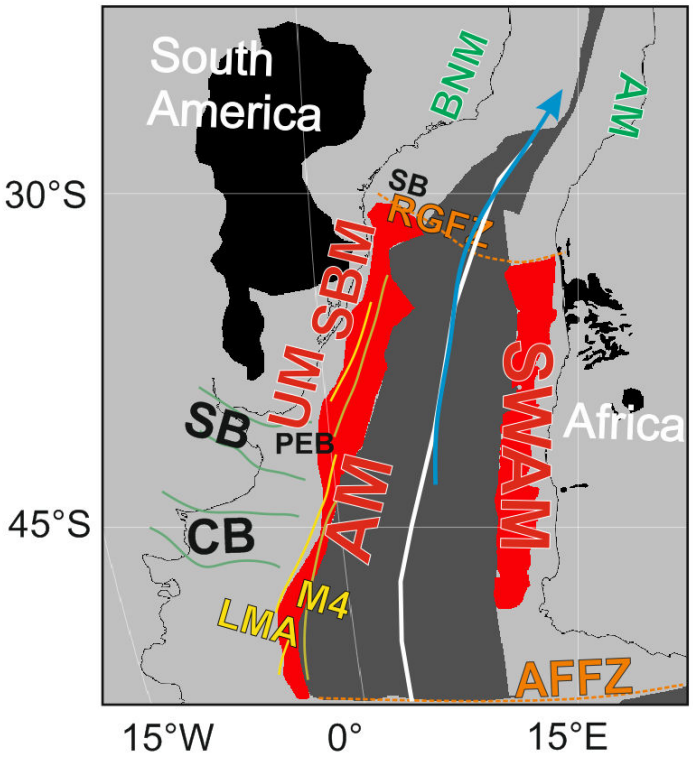


Figure 7. Paleogeographic reconstruction at 106 Ma showing the northward breakup propagation in South Atlantic Ocean. AFFZ: Agilhas-Falkland Fracture Zone. RGFZ: Rio Grande Fracture Zone. SB: Salado Basin. CB: Colorado Basin. PEB: Punta

del Este Basin. SB: Santos Basin. AM: Argentina volcanic passive margin. UM: Uruguay volcanic passive margin. SBM: Southern Brazilian volcanic passive margin. SWAM: SW-African volcanic passive margin. AM: Angola non-volcanic passive margin. BNM: Brazilian non-volcanic passive margin.

The South Atlantic area thus shows that, in its evolution (1) a pre-magmatic stage of diffuse extension indicates diverse directions (Fig. 11), (2) traps associated with a triple junction cover large areas, immediately followed by continental breakup (mostly not following pre-magmatic rift trends) and (3) syn-magmatic breakup, propagated northwards, with an abrupt termination of VPMs at the RGF and continued as non-magmatic to the north of RGF after a stagnation delay (e.g. Koopmann et al., 2014b).

3.4 Deccan province and related breakup events

The Deccan Large Igneous Province occupies an area of about 1.5×10^{6} km^{2} (Fig. 8) (e.g. White & McKenzie, 1989; Sheth, 1999; Raval & Veeraswamy, 2000; Rao et al., 2015). The major volcanic pulse of Deccan traps possibly occurred in less than 1 Ma at 65.5+/-1 Ma (e.g. Devey & Stephens, 1991; Collier et al., 2008). Granites and mafic dykes from Seychelles are related to the Deccan trap event, being largely offset by opening along the Gop rift, and later Carlsberg ridge in the Arabian Sea (Devey & Stephens, 1991; Storey, 1995; Talwani & Reif, 1998) (Fig. 9).

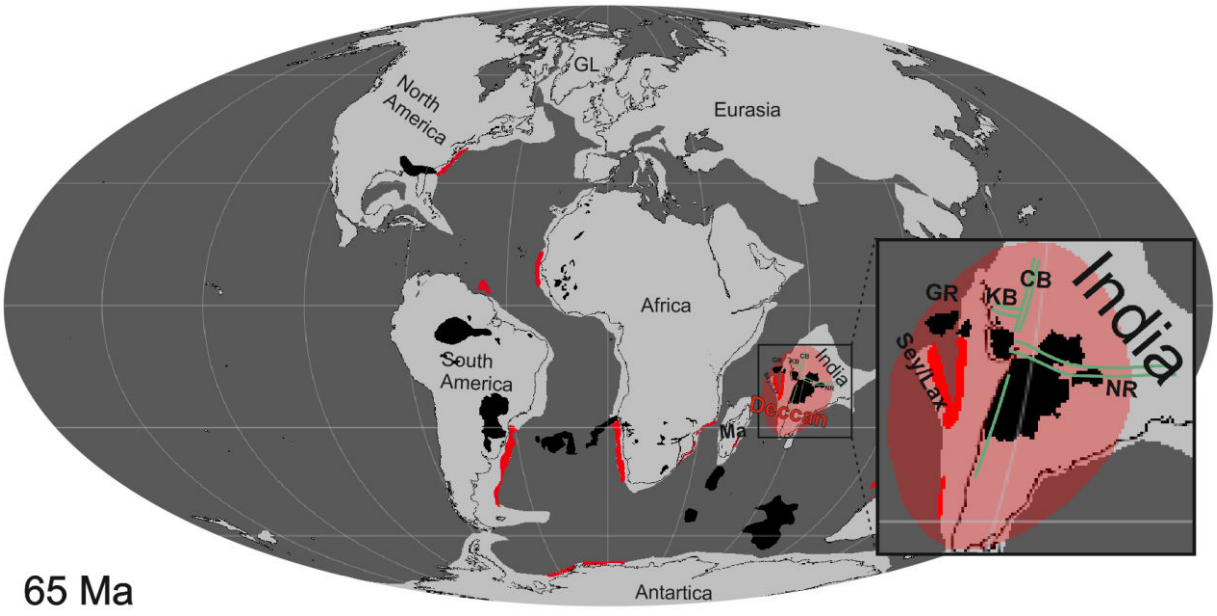


Figure 8. Paleogeographic reconstruction at Late Cretaceous time (65 Ma) showing the emplacement of Deccan traps. Ma: Madagascar. Sey/Lax: Seychelles and Laxmi continent. GR: Gop Rift. KB: Kutch Basin. CB: Cambay Basin. NR: Narmada Rift.

Along the Western Indian Margin, extensional pre-Deccan basins have been observed, such as the Cambay Basin (Early Cretaceous, trending W-E), the Kutch basin (rift initiated during the Late Triassic and trending NE-SW), and the Narmada-Zone Rift (Late Cretaceous, trending SW-NE) (Fig. 8) (Biswas, 1982, 1987). The axes of those extensional systems are of diverse orientations and form a triple junction at the proximity of Cambay (Fig. 8). Most of them follow Precambrian orogenic trends (Biswas, 1982; Mitra et al., 1983).

To the west of India, syn-magmatic breakup accompanied (or, may be proceeded?) and followed the Deccan traps emplacement but in a complex way. A magmatic breakup firstly attempted in the Laxmi Basin immediately west of India was followed by a successful one in the Arabian Sea, at C28 (63 Ma) (Collier et al., 2008).

In the Laxmi Basin, conjugate SDR wedges have been identified on both close to the Western Indian Margin and to the east of a continental ridge, the Laxmi Ridge. Those SDRs mark an aborted syn-magmatic rift system with evidences of early oceanic breakup in the north, propagating southward (Calvès et al., 2011; Misra et al., 2015; Guan et al., 2016). Bernard & Munschy (2000) proposed that the final stage of northward propagation of the now fossilized Mascarene Basin (Fig. 9; oceanic accretion between 86 Ma -A34- and 59 Ma -A27j-) was synchronized with the southward and transient opening of the Laxmi Basin. Ocean expansion moved to Arabian Sea during the Paleocene, between W-Laxmi Ridge and Seychelles plateau (Fig. 9) (Collier et al., 2008; Calvès et al., 2011). W-Laxmi basement ridge is bounded either by a volcanic passive margin with SDR packages dipping to the SW (Krishna et al., 2006; Collier et al., 2008) or a transform fault, depending upon the margin's orientation regarding the kinematic vector (Misra et al., 2014). The Eastern Seychelles margin is the conjugate volcanic passive margin. SDRs offshore Seychelles were erupted during C28n (~63 Ma, Collier et al., 2008) and the seafloor spreading along Carlsberg Ridge between the Seychelles and Laxmi Ridge began either at C27n (62 Ma, Collier et al., 2008) or later (Miles et al., 1998).

In the western Arabian Sea, the Arabia-India relative motion is taken up by the Owen Fracture Zone (OFZ) at Miocene (Fournier et al., 2010). To the west of OFZ, in the eastern part of Gulf of Aden, the oldest identified magnetic anomaly is anomaly 6 (19.7 Ma, Fournier et al., 2010), or 5d (17.6 Ma, Le Roy et al., 2004) and the seafloor spreading propagates westwards. The northeastern Gulf of Aden margin is thought to be a non-volcanic margin with exhumed serpentinized mantle at the ocean-continent boundary (Autin et al., 2010).

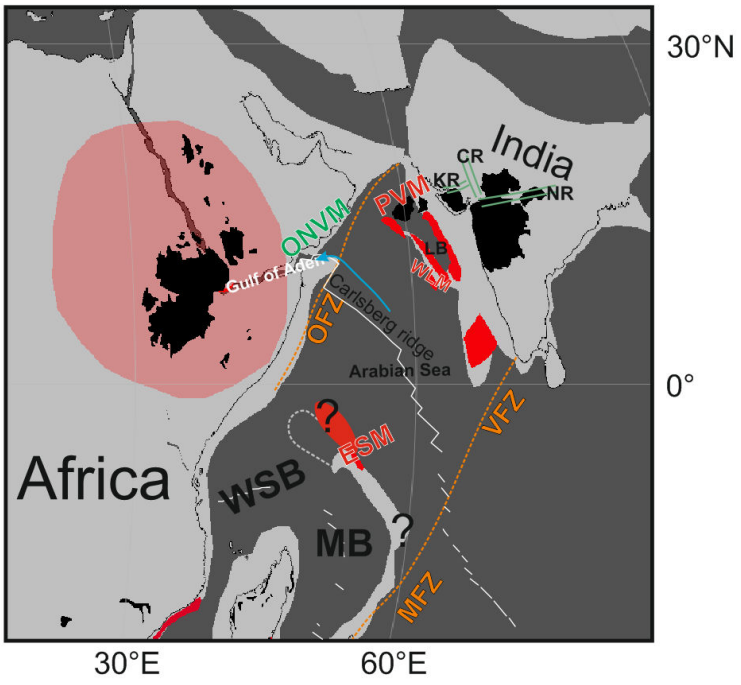


Figure 9. Paleogeographic reconstruction at 14 Ma. Carlsberg ridge is taken over by Owen Fracture Zone. In Gulf of Aden, the first magnetic anomaly identified is anomaly 6 (19.7 Ma, Fournier et al., 2010) and the breakup propagates westwards. CR: Cambay Rift. KR: Kutch Rift. NR: Narmada Rift. LB: Laxmi Basin. MB: Mascarenes Basin. WSB: West Somalia Basin. OFZ: Owen Fracture Zone. MFZ: Mauritius Fracture Zone. VFZ: Vishnu Fracture Zone. ESM: East Seychelles volcanic passive margin. PVM: Pakistan volcanic passive margin. WLM: West Laxmi volcanic passive margin. ONVM: Oman non-volcanic passive margin.

To summarize, this case example illustrates the same sequence of events as previous, with a weakly pre-extended inter-cratonic area suddenly covered with traps, ending with syn-volcanic breakup. A triple junction locates within the extent of the Deccan traps but the final syn-magmatic breakup occurred elsewhere. Additionally, this example shows a strong instability in the breakup process with a westward ridge jump from Laxmi Basin to Arabian Sea. Also, no evidence of northward propagation is demonstrated within the Arabian Sea itself. Thus, albeit very delayed at the OFZ barrier, the amagmatic (to the east) Aden Gulf breakup could be interpreted as the westward propagation of Carlsberg Ridge, with a clear reorientation towards the Afar area thermally weakened lithosphere, possibly acting as an attractor (Manighetti et al., 1997).

a. The Afar LIP and seafloor propagation in the Red Sea

During the Mesozoic, the basin subsidence in the NE Africa region was principally controlled by two major separate rifting events. The first rifting event occurred during the Kimmeridgian-Berriasian, and was followed by a period of thermal subsidence before a second phase of rifting during the Hauterivian-Barremian (Ellis et al., 1996). Subsurface data demonstrate that the Mesozoic rifting event are associated with the NW-SE trending fault system (Fig. 10) and the thickness of the sedimentary succession in the Mesozoic basins is between 1.8 and 3 km in the western parts and 4–6 km in the east parts of Yemen (As-Saruri et al., 2010). These Mesozoic basins were reactivated during the Tertiary rifting (Granath, 2001; Bellahsen et al., 2006).

Continental flood volcanism in Afro-Arabia extends over an area of at least $0.6*10^6$ km^2, stretching from southwestern Ethiopia through Eritrea and Djibouti to Yemen, with a total volume estimated of about $0.36*10^6$ km^3 (e.g. Mohr, 1983; Coulié et al., 2003; Audin et al., 2004). The separation of the Arabian Peninsula from Africa was controlled by a an archetypal RRR system, constituted by the southern Red Sea rift, the Gulf of Aden rift and the Main Ethiopian Rift (MER) (Fig.10; McKenzie et al., 1970; Hammond et al., 2011). Based on previously published $^{40}Ar/^{39}Ar$ data, basaltic and rhyolitic flood volcanism occurred from ~45 Ma to present (Ebinger et al., 1993), with a greatest eruption rate at around 30 Ma (Ukstins et al., 2002; Audin et al., 2004; Kieffer et al., 2004).

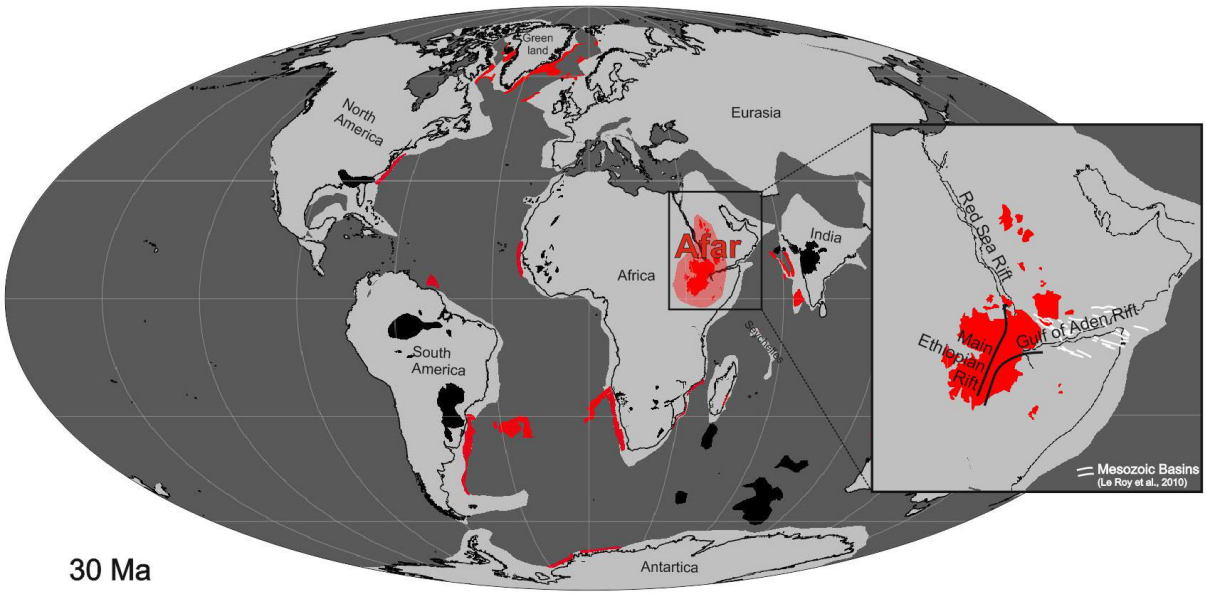


Figure 10. Paleogeographic reconstruction at Oligocene time (30 Ma) showing the emplacement of Afar traps centered at the triple junction of the Red Sea Rift, the Gulf of Aden Rift and the Main Ethiopian Rift.

In Oligocene time, the Arabian plate began to separate from the African plate due to the creation of two divergent basins, the Red Sea to the west and the Gulf of Aden to the east. In the Gulf of Aden, the oceanic spreading started in the eastern part at 19-17 Ma to the east of the Owen Fracture Zone (see also section 3.4, Le Roy et al., 2004; Fournier et al., 2010) and propagated southwestwards (Audin et al., 2004). The rifting along the Red Sea shows the transition from continental rifting to the NW to incipient seafloor spreading to the SE. This rifting commenced ~26 Ma ago (e.g. Menzies et al., 1997; Omar & Steckler, 1995) and synchronizes the earliest syn-rift volcanism (Ukstins et al., 2002). The initiation of seafloor spreading began at ~4 Ma (Girdler & Styles, 1974), propagating northwestwards (Steckler & ten Brink, 1986; Ligi et al., 2012; Gallacher et al., 2019).

Although no evidence for the presence of offshore SDRs or thick proto-oceanic magmatic crust along the Red Sea has been published, the southern Red Sea margin are suggested to be volcanic passive margins with the developing of proto-SDRs type volcanism (Bastow & Keir, 2011). However, in the central and northern part, the hyper-extented continental crust and the possible presence of sub-salt exhumed mantle strongly implies the development of non-volcanic passive margins (Colombo et al., 2014; Stockli & Bosworth, 2019). The eastward dipping detachment faults which locate in the central part of the Red Sea can be considered as the major geographical barrier between the volcanic and non-volcanic passive margins.

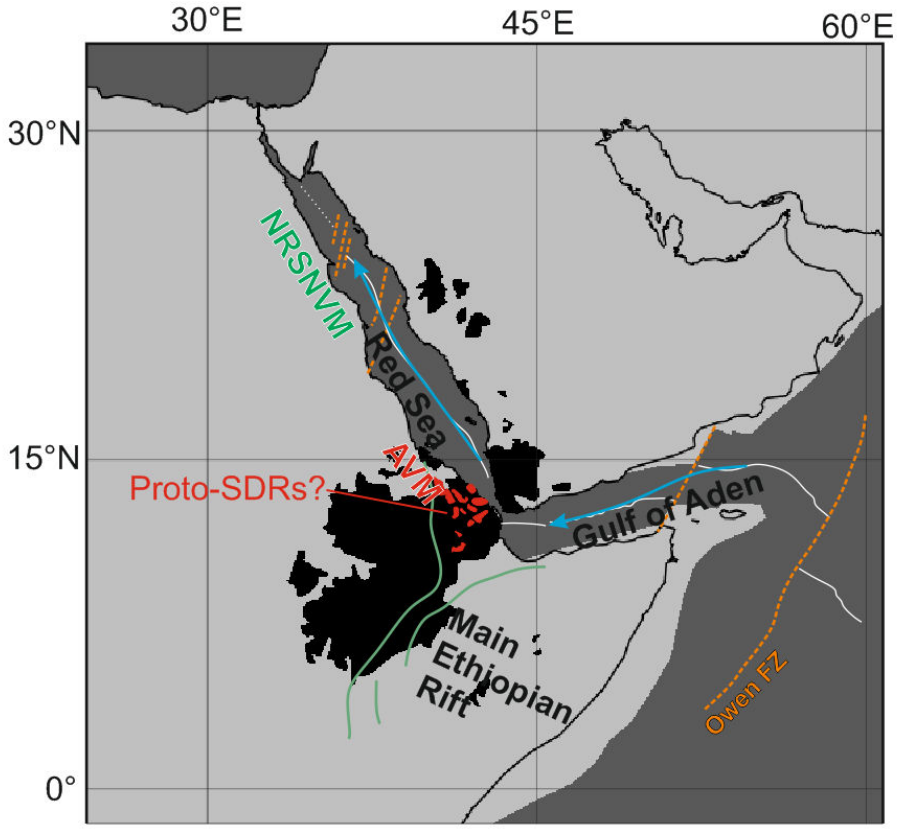


Figure 11. Afar LIP centered at the triple junction of the Red Sea Rift, the Gulf of Aden Rift and the Main Ethiopian rift. Onshore Miocene volcanisms correspond probably to proto-SDRs forming before the subsidence of the immergence of the continent ocean transition (Bastow & Keir, 2011). Owen FZ: Owen Fracture Zone. AVM : Afra volcanic passive margin. NRNVM: Northern Red Sea non-volcanic passive margin.

In this case, pre-magmatic NW-SE trending Mesozoic syn-rift basins display an oblique extension axis with respect to the syn-volcanic opening of the Gulf of Aden. Continental breakup is preceded by the emplacement of a large igneous province and the volcanic activities are still active today in the Afar zone. However, different from the former examples, the seafloor spreading first occurred between non-volcanic passive margins in the Gulf of Aden and latterly propagated towards the Afar triple junction. This propagation probably triggered the extension in the Afar zone and finally induced the breakup between volcanic passive margins. In the Red Sea, the seafloor propagates northwards with the possible presence of exhumed mantle in the northern part. We suggest that the seafloor spreading in the Gulf of Aden is in the continuum tectonic scenario with the oceanization started in the Arabian basin as previous mentioned in the Deccan case. The propagation is possibly attracted by the positive thermal sub-lithospheric anomaly which acted as a soft point beneath the Afar zone.

4. Discussion:

We reviewed in this paper five LIPs which occurred successively during the dispersal of Pangea. In all mentioned igneous provinces, a continental extension, displayed by the setting up of a series of syn-rift sedimentary basins with diverse orientations (Fig. 11), parallel (ex. CAMP),

transversal (ex. Parana-Etendeka Igneous Province) or oblique (ex. Karoo, Deccan and Afar Igneous Provinces) with respect to the future syn-LIP magmatic breakup, took place before the onset of the LIP-related volcanic activities. The interval between continental amagmatic rifting and the magmatic stage could be various, from several million years (CAMP, Deccan Igneous Province) to more than 90 Ma (Afar LIP) (Table 1), which is enough for the thermal reequilibration of the continental lithosphere (Guan et al., 2019, in press). This indicates that the force leading to the pre-magmatic continental extension and the one that generates the syn-LIP breakup are of different directions or/and origins.

Table1 Summary of the last pre-magmatic rifting, LIP emplacement, SDRs ages and the age of the first identified magnetic anomaly between related non-volcanic passive margins in selected plates.

Studied LIPs	Last pre-magmatic rifting period (Ma)	LIP emplacement (Ma)	SDRs age (Ma)	Primordial seafloor spreading between NVPMs (Ma)
CAMP	225.1-201.7[1]	204-196[6]	190[11]	133[16]
Karoo	238.9-222.9[2]	184-182[7]	168-166[12]	153-150,5[17]
Parana-Etendeka	165-135[3]	134-132[8]	133-127[13]	112[18]
Deccan	98.9-75?[4]	66,5-64,5[9]	63[14]	17-19,7[19]
Afar	136-125[5]	31-20[10]	2.58-present[15]	

1: Le Roy & Piqué, 2001. 2: Kreuser, 1995; Macgregor, 2015. 3: Maslanyj et al., 1992; Max et al., 1999; Franke et al., 2006. 4: Biswas, 1982, 1987; Sheth, 1999. 5: Ellis et al., 1996 ; Bellahsen et al., 2006; Le Roy et al., 2010. 6: Olsen et al., 1996; Marzoli et al., 1999; Courtillot et al., 1999; McHone, 2000. 7 : Duncan et al., 1997; Jourdan et al., 2005. 8: Stica et al., 2014. 9 : Devey & Stephens, 1991 ; Collier et al., 2018. 10 : Ukstins et al., 2002; Audin et al., 2004; Kieffer et al., 2004. 11 : Keen & Potter, 1995 ; Talwani & Abreu, 2000; Sibuet et al., 2012. 12: Mueller & Jokat, 2017. 13: Moulin et al., 2010; Stica et al., 2014; Koopmann et al., 2014a. 14 : Collier et al., 2008. 15 :Bastow & Keir, 2011. 16: Bronner et al., 2011. 17: Eagles & König, 2008; Sauter et al., 2018. 18: Moulin et al., 2010. 19 : Le Roy et al., 2004; Fournier et al., 2010.

Continental breakup often follows a major volcanic pulse demonstrated by the emplacement of basaltic traps indicating a minor or non-extensional phase (Coffin & Eldholm, 1994; Courtillot et al., 1999). Figure 11 shows that all LIPs are associated with a triple junction which links to earlier orogenic sutures. Nevertheless, the final continental breakup could follow this triple junction (ex. CAMP, South Atlantic, Afar) or develop along a neighboring ancient suture (ex. Karoo, Deccan).In general, VPMs are characterized by SDR wedges emplaced symmetrically (Blaich et al., 2013) or asymmetrically (Becker et al., 2016) in a sub-aerial environment on both margins, marking a high syn-volcanic extensional rate period (Geoffroy, 2005). The primordial oceanization begins in general between VPMs and propagates towards NVPMs, with a geographical barrier between them expressed by major transform faults.

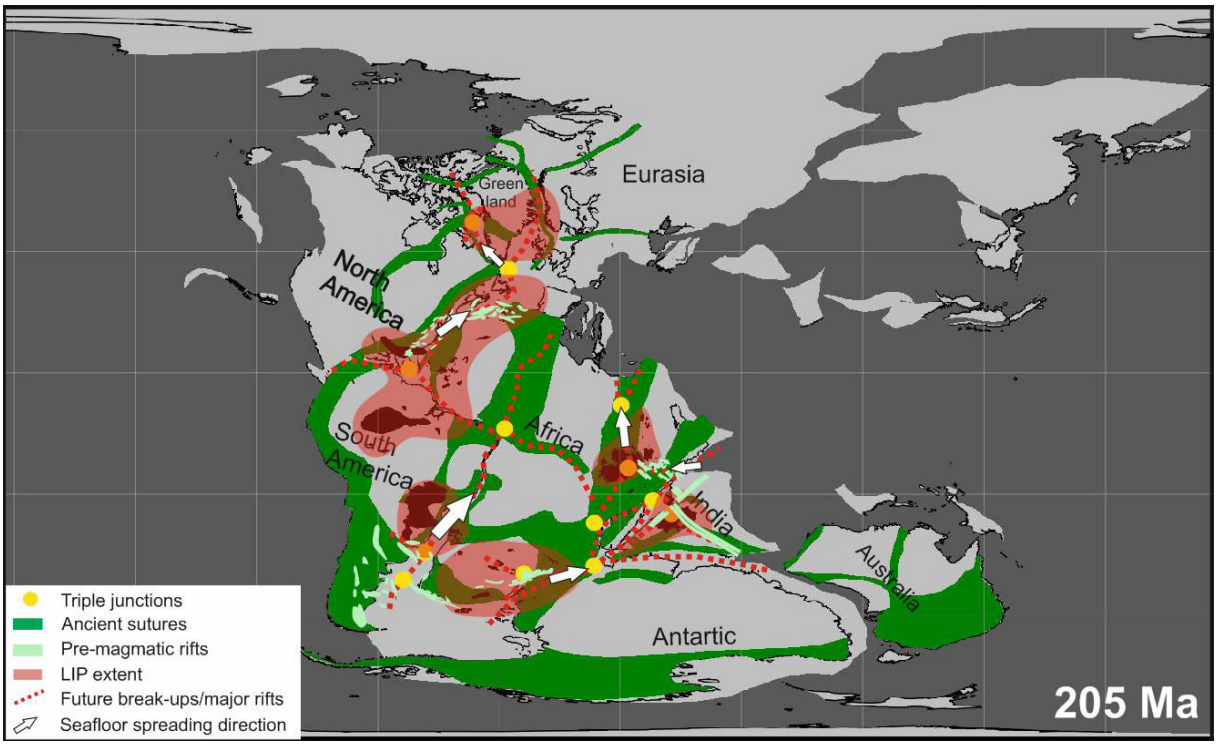


Figure 11. Distribution of last pre-LIP syn-rift basins, LIPs, relevant triple junctions and breakup limits superimposing on the reconstruction of the Pangea at 205 Ma.

Conversely, the seafloor spreading between NVPMs may also trigger another syn-LIP breakup that was already ready to occur. As mentioned in the Afar zone, the oldest seafloor spreading started in the eastern part of the Gulf of Aden at 19-17 Ma and continued westwards between NVPMs. In the Afar zone, the continental breakup occurred in the eastern part of the Red Sea region between VPMs (Bastow & Keir, 2011) and the ocean floor propagates northwards in a non-volcanic way (Ligi et al., 2012; Stockli & Bosworth, 2019; Gallacher et al., 2019).

Additionally, a similar phenomenon has been observed in the NW-Atlantic. The northward propagating of seafloor spreading from Labrator Sea to Baffin Basin is observed (Abdelmalak et al., 2012). Conjugated SDRs wedges are identified in the central part, along Disko-Svartenhuk zone at the W-Greenland margin (Geoffroy et al., 2001) and at the Cap Dyer volcanic margin offshore Baffin Island (Skaarup et al., 2006). The earliest oceanic accretion in the Labrador Sea occurred at 92 Ma (Roest & Srivastava, 1989) or C27 (～61 Ma; Chalmers & Laursen, 1995), or otherwise between C31 and C29 (Chian et al., 1995). However, the earliest continental stretching may have started as early as 130 Ma (Roest & Srivastava, 1989), following the earliest ocean floor spreading observed between Newfoundland-Iberia non-volcanic passive margins at M5r (133 Ma; Bronner et al., 2011). On the W-Greenland margin, the syn-magmatic continental breakup synchronizes the development of inner SDRs formations at Paleocene-Eocene time (62-54 Ma, Storey et al., 1998; Riisager & Abrahamsen, 1999; Larsen et al., 2016). The North Atlantic LIP (NAIP) is also associated with a triple junction centered at the central W-Greenland margin related to Trans Hudson orogenic belts (Fig. 11; Hoffman, 1988; Karlstrom et al., 2001). The seafloor spreading in the Labrador Sea could be the continuous northward seafloor spreading from between Newfoundland-Iberia NVPMs. From the above, it is apparent that rift propagation can be attracted by a positive thermal anomaly beneath a triple junction and may trigger another syn-magmatic rift event.

Continental breakup along preexisting mobile belts has already been proposed by several authors (e.g. Burk & Dewey, 1973; White & McKenzie, 1989; Raval & Veeraswamy, 2003; Buiter & Torsvik, 2014). Figure 11 also shows that during the fragmentation of the Pangea, the outpouring of syn-LIP volcanism and major pre-magmatic syn-rift basins commonly occurred along former orogenic mobile belts where localize weaker lithosphere. This weakness can be explained by the heterogeneity of the continental lithosphere created by earlier terrane accretion phases, or by the long-term thermal heating processes due to the enhanced heat production caused by thickened crust during orogenic event (England & Thompson, 1984; Cloetingh et al., 1995; Ryan & Dewey, 1997).

Recently, the model that a supercontinent acting as a thermal insulator, which subsequently lead to global warming of sub-continental asthenospheric mantle and large-scale melting of lower continental lithosphere and upper asthenosphere has been proposed as another source of the sub-lithospheric positive anomaly (Fig. 12) (Coltice et al., 2007; Ganne et al., 2016). According to figure 11, the extent of LIPs does not always show a circular form as proposed in the 'deep-rooted plume' model, but presents a good agreement with nearby triple junction and former orogenic sutures which matches better with the 'mantle warming' model.

We suggest that the emplacement of LIP and the following syn-magmatic breakup are tectonically independent from the pre-LIP rifting processes. Continental agglomeration results in an increase of sub-lithospheric mantle, leading to large scale melting at the base of continental lithosphere, which is responsible for the massive LIP-related volcanism. Simultaneously, hotter asthenospheric mantellic materials beneath craton lithosphere rise up to pericratonic zone (i.e. beneath former suture lithosphere) due to the low density, consequently weakening the continental lithosphere above and localizing later extension (Fig. 12). Hotter sub-lithospheric mantellic materials accumulate predominantly beneath a triple junction, therefore locating the weakest continental lithosphere. We propose that syn-magmatic continental extension is mainly induced by far field stresses. When the viscosities of the sub-lithospheric mantle are sufficiently low ($\sim 2\times10^{19}$ Pa.s), lithospheric stretching will trigger small-scale convection near the base of the lithosphere due to the lateral temperature/density changes (Keen, 1987). Meanwhile, this convection can in turn enhance the lithospheric stretching and thinning. The maximum lithosphere thinning may not occur in the center of the rift zone but near the edges where locate the maximum temperature change (Fig. 12). This may be the reason why sometimes the final breakup occurs not in the center of the triple junction but takes place in the nearby zone (ex. Karoo and Deccan).

In addition, numerical modelling reveals that orogenic lithosphere with a dense crustal root in eclogite facies may induce lithospheric delamination upon rifting, therefore perturb the thermochemical mantle stratification and induce lower mantle upwelling (Fig. 12; Zhao et al., 2009; Petersen et al., 2018). In this circumstance, the mantle upwelling flux will enhance the melting of lower continental lithosphere and upper asthenosphere and subsequently increase the syn-rift magmatism production.

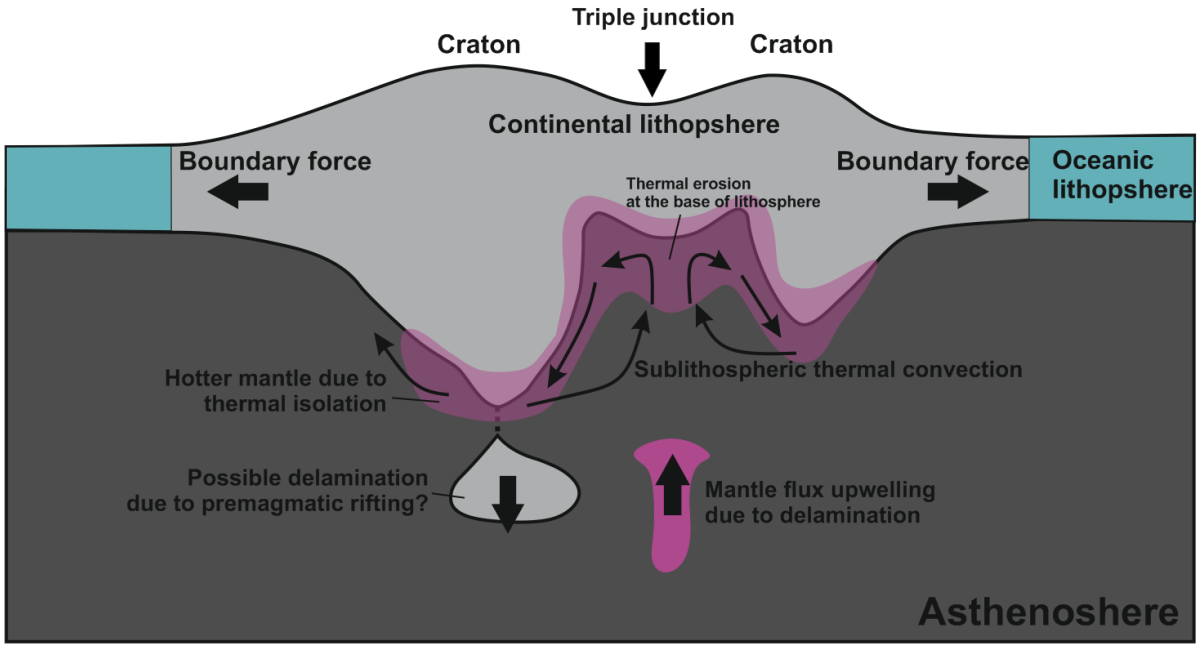


Figure 532. Simplified schema illustrating proposed thermal regime beneath a supercontinent during the initial continental extension phase.

5. Conclusion:

We have gathered in this paper the information associated to the successive emplacement of five major igneous provinces in the frame of the fragmentation of Pangea since early Jurassic time, to review the whole processes of dispersal of a supercontinent.

We showed that:

1) Continental extension could have occurred before the emplacement of LIP but the time interval between the emplacement of the traps and the extensional period could be long enough for the isostatic compensation in the affected area. Thus, the syn-rift magmatism should not be directly correlated to the ancient rift phases.
2) The direction of rift basins ante-traps are of different orientations, either parallel or currently inclined, even sub-perpendicular to the future passive margins (such as the South Atlantic and Indian cases). If we consider that far-field forces are the major engine during continental extension, then the principals stresses which lead to ancient rifting should be of different direction from those that contribute to the final continental breakup.
3) All of the continental breakups are preceded by the emplacement of a LIP and the rift system initiate often at a triple junction (RRR). This indicates that lithospheric melting is enhanced at a triple junction and at associated former sutures. During continental extension, lithospheric starching and thinning often localize at these weakened zones.
4) Subsequential to the trap events, the construction of volcanic passive conjugated margins, together with continental syn-magmatic breakup, could be considered as the initiator of breakup propagation between non-volcanic passive margins. Oceanization initiates always within VPMs and then propagates along the axis of rift system and terminates within NVPMs.

Moreover, this rift propagation could again be attracted by another hot sub-lithospheric mantle anomaly and triggers another syn-LIP breakup (e.g. NW-Atlantic and Afar). Magmatism participation in passive margins construction seems to be dominated by oceanic transform faults.

References :

Abdelmalak, M.M., Geoffroy, L., Angelier, J., Bonin, B., Callot, J.P., Gélard, J.P., Aubourg, C., 2012. Stress fields acting during lithosphere breakup above a melting mantle: A case example in West Greenland. Tectonophysics 581, 132–143. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.020

Abreu, V., Vail, P.R., Bally, A., Wilson, E., 1997. Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: influence on the petroleum systems of the South Atlantic. Bulletin of Houston Geological Society 40, 10–11.

Allègre, C.J., Turcotte, D.L., 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle. Nature 323, 123–127. https://doi.org/10.1038/323123a0

Arndt, N.T., Czamanske, G.K., Wooden, J.L., Fedorenko, V.A., 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. Tectonophysics 223, 39–52. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90156-E

As-Saruri, M.A., Sorkhabi, R., Baraba, R., 2010. Sedimentary basins of Yemen: their tectonic development and lithostratigraphic cover. Arabian Journal of Geosciences 3, 515–527. https://doi.org/10.1007/s12517-010-0189-z

Audin, L., Manighetti, I., Tapponnier, P., Métivier, F., Jacques, E., Huchon, P., 2001. Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Ghoubbet Rift Floor: insights from the Tadjouraden cruise in the western Gulf of Aden. Geophysical Journal International 144, 391–413. https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2000.01322.x

Audin, L., Quidelleur, X., Coulié, E., Courtillot, V., Gilder, S., Manighetti, I., 2004. Paleomagnetism and K-Ar and 40Ar/39Ar ages in the Ali Sabieh area (Republic of Djibouti and Ethiopia): constraints on the mechanism of Aden ridge propagation into southeastern Afar during the last 10 Myr. Geophysical Journal International 158, 327–345. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02286.x

Autin, J., Le Roy, S., Beslier, M.O., d'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C., Toubi, K.A., 2010. Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). Geophysical Journal International 180, 501–519. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04424.x

Bastow, I.D., Keir, D., 2011. The protracted development of the continent–ocean transition in Afar. Nature Geoscience 4, 248–250. https://doi.org/10.1038/ngeo1095

Becker, K., Tanner, D.C., Franke, D., Krawczyk, C.M., 2016. Fault-controlled lithospheric detachment of the volcanic southern South Atlantic rift. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 17, 887–894. https://doi.org/10.1002/2015GC006081

Behn, M.D., Lin, J., 2000. Segmentation in gravity and magnetic anomalies along the U.S. East Coast passive margin: Implications for incipient structure of the oceanic lithosphere. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 105, 25769–25790. https://doi.org/10.1029/2000JB900292

Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Le Roy, S., Daniel, J.M., 2006. Fault reactivation and rift localization: Northeastern Gulf of Aden margin. Tectonics 25, TC1007. https://doi.org/10.1029/2004TC001626

Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J., Couvering, J.A.V., 1985. Cenozoic geochronology. GSA Bulletin 96, 1407–1418. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<1407:CG>2.0.CO;2

Bernard, A., Munschy, M., 2000. Le bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi (océan Indien occidental) se sont-ils formés à l'axe d'un même centre d'expansion ? Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series 2a 330, 777–783. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00221-4

Bertrand, H., 1991. The Mesozoic Tholeiitic province of northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic, In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T. (Ed.), Magmatism in Extensional Structural Settings. Springer Berlin Heidelberg, pp. 147–188.

Biari, Y., 2015. Structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.

Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnurle, P., Berglar, K., Moulin, M., Mehdi, K., Graindorge, D., Evain, M., Benabdellouahed, M., Reichert, C., 2015. Deep crustal structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic data (MIRROR seismic survey). Tectonophysics 656, 154–174. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.019

Biswas, S.K., 1999. A review on the evolution of rift basins in India during Gondwana with special reference to western Indian basins and their hydrocarbon prospects. In: Sahni, A., Loyal, R.S. (Eds.), Gondwana assembly: new issues and perspectives. Proceedings of the Indian National Science Academy 65, 261-283.

Biswas, S.K., 1987. Regional tectonic framework, structure and evolution of the western marginal basins of India. Tectonophysics 135, 307–327. https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90115-6

Biswas, S.K., 1982. Rift basins in western margin of India and their hydrocarbon prospects with special reference to Kutch Basin. AAPG Bulletin 66, 1497–1513.

Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Franke, D., León, E., 2009. Crustal-scale architecture and segmentation of the Argentine margin and its conjugate off South Africa. Geophysical Journal International 178, 85–105. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04171.x

Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Gordon, A.C., Mohriak, W., 2013. Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. Geological Society, London, Special Publications 369, 167–183. https://doi.org/10.1144/SP369.22

Bott, M.H.P., 1993. Modelling the plate-driving mechanism. Journal of the Geological Society 150, 941–951. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.5.0941

Bott, M.H.P., Kusznir, N.J., 1979. Stress distributions associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism. Geophysical Journal International 56, 451–459. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb00177.x

Boyden, J.A., Müller, R.D., Gurnis, M., Torsvik, T.H., Clark, J.A., Turner, M., Ivey-Law, H., Watson, R.J., Cannon, J.S., 2011. Next-generation plate-tectonic reconstructions using GPlates. In: Keller, G.R., Baru, C. (Eds.), Geoinformatics: Cyberinfrastructure for the Solid Earth Sciences. Cambridge University Press, pp. 95–113.

Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., Munschy, M., 2011. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. Nature Geoscience 4, 549–553. https://doi.org/10.1038/ngeo1201

Brooman-Klausen, M., 1999. Structure of rift related igneous systems and associated crustal flexures. PhD thesis, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark.

Buiter, S.J.H., Torsvik, T.H., 2014. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures? Gondwana Research 26, 627–653. https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.02.007

Burke, K., Dewey, J.F., 1973. Plume-Generated Triple Junctions: Key Indicators in Applying Plate Tectonics to Old Rocks. Journal of Geology 81, 406–433. https://doi.org/10.1086/627882

Calvès, G., Schwab, A.M., Huuse, M., Clift, P.D., Gaina, C., Jolley, D., Tabrez, A.R., Inam, A., 2011. Seismic volcanostratigraphy of the western Indian rifted margin: The pre-Deccan igneous province. Journal of Geophysical Research 116, B01101. https://doi.org/10.1029/2010JB000862

Campbell, I.H., Griffiths, R.W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. Earth and Planetary Science Letters 99, 79–93. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90072-6

Campbell, I.H., Griffiths, R.W., Hill, R.I., 1989. Melting in an Archaean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. Nature 339, 697–699. https://doi.org/10.1038/339697a0

Cannon, J., Lau, E., Müller, R.D., 2014. Plate tectonic raster reconstruction in GPlates. Solid Earth 5, 741–55.

Caroff, M., Bellon, H., Chauris, L., Carron, J.P., Chevrier, S., Gardinier, A., Cotten, J., Moan, Y.L., Neidhart, Y., 1995. Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif armoricain (France): pétrologie, géochimie, âge, et modalités de la mise en place. Canadian Journal of Earth Sciences 32, 1921–1936. https://doi.org/10.1139/e95-147

Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebaï, A., 2010. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south-western Algeria. Journal of African Earth Sciences 58, 211–219. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.02.009

Chalmers, J.A., Laursen, K.H., 1995. Labrador Sea: the extent of continental and oceanic crust and the timing of the onset of seafloor spreading. Marine and Petroleum Geology 12, 205–217. https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)92840-S

Chian, D., Louden, K.E., Reid, I., 1995. Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications

for the formation of nonvolcanic continental margins. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 100, 24239–24253. https://doi.org/10.1029/95JB02162

Cloetingh, S., van Wees, J.D., van der Beek, P.A., Spadini, G., 1995. Role of pre-rift rheology in kinematics of extensional basin formation: constraints from thermomechanical models of Mediterranean and intracratonic basins. Marine and Petroleum Geology 12, 793–807. https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98848-Y

Coffin, M.F., Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. Reviews of Geophysics 32, 1–36. https://doi.org/10.1029/93RG02508

Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1988. Evolution of the conjugate East African - Madagascan margins and the western Somali Basin. Geological Society of America Special Papers 226, 1–79.

Collier, J.S., McDermott, C., Warner, G., Gyori, N., Schnabel, M., McDermott, K., Horn, B.W., 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, 27–40. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.08.007

Collier, J.S., Sansom, V., Ishizuka, O., Taylor, R.N., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B., 2008. Age of Seychelles–India break-up. Earth and Planetary Science Letters 272, 264–277. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.045

Colombo, D., McNeice, G., Raterman, N., Zinger, M., Rovetta, D., Sandoval Curiel, E., 2014. Exploration beyond seismic: The role of electromagnetics and gravity gradiometry in deep water subsalt plays of the Red Sea. Interpretation 2, SH33-SH53. https://doi.org/10.1190/INT-2013-0149.1

Coltice, N., Phillips, B.R., Bertrand, H., Ricard, Y., Rey, P., 2007. Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. Geology 35, 391–394. https://doi.org/10.1130/G23240A.1

Condie, K.C., 2001. Mantle Plumes and their Record in Earth History. Cambridge University Press.

Coulié, E., Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Courtillot, V., Lefèvre, J.C., Chiesa, S., 2003. Comparative K–Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: implications for timing and duration of the Ethiopian traps. Earth and Planetary Science Letters 206, 477–492. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01089-0

Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. Earth and Planetary Science Letters 166, 177–195. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00282-9

d'Acremont, E., Leroy, S., Burov, E.B., 2003. Numerical modelling of a mantle plume: the plume head–lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province. Earth and Planetary Science Letters 206, 379–396. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01058-0

Davis, J.K., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2016. New Somali Basin magnetic anomalies and a plate model for the early Indian Ocean. Gondwana Research 34, 16–28. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.010

Davison, I., Dailly, P., 2010. Salt tectonics in the Cap Boujdour Area, Aaiun Basin, NW Africa. Marine and Petroleum Geology 27, 435–441. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.011

De Lepinay, M.M., 2016. Inventaire mondial des marges transformantes et évolution tectono-sédimentaire des plateaux de Demerara et de Guinée. PhD thesis, Ecole doctorale Energie Environnement, Perpignan, France.

Devey, C.W., Stephens, W.E., 1991. Tholeiitic dykes in the Seychelles and the original spatial extent of the Deccan. Journal of the Geological Society 148, 979–983. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.6.0979

Duncan, R.A., Hooper, P.R., Rehacek, J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. Journal of Geophysical Research 102, 18127–18138. https://doi.org/10.1029/97JB00972

Eagles, G., König, M., 2008. A model of plate kinematics in Gondwana breakup. Geophysical Journal International 173, 703–717. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03753.x

Ebinger, C.J., Yemane, T., Woldegabriel, G., Aronson, J.L., Walter, R.C., 1993. Late Eocene–Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift. Journal of the Geological Society 150, 99–108. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0099

Ellis, A.C., Kerr, H.M., Cornwell, C.P., Williams, D.O., 1996. A tectono-stratigraphic framework for Yemen and its implications for hydrocarbon potential. Petroleum Geoscience 2, 29–42. https://doi.org/10.1144/petgeo.2.1.29

England, P.C., Thompson, A.B., 1984. Pressure—Temperature—Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. Journal of Petrology 25, 894–928. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.894

Fleitout, L., Froidevaux, C., Yuen, D., 1986. Active lithospheric thinning. Tectonophysics 132, 271–278. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90037-5

Font, E., Fernandes, S., Neres, M., Carvallo, C., Martins, L., Madeira, J., Youbi, N., 2015. Paleomagnetism of the Central Atlantic Magmatic Province in the Algarve basin, Portugal: First insights. Tectonophysics 663, 364–377. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.036

Forsyth, D., Uyeda, S., 1975. On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 43, 163–200. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00631.x

Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Huchon, P., Al-Kathiri, A., Audin, L., Beslier, M.O., d'Acremont, E., Fabbri, O., Fleury, J.M., Khanbari, K., Lepvrier, C., Leroy, S., Maillot, B., Merkouriev, S., 2010. Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 115. https://doi.org/10.1029/2008JB006257

Franke, D., 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. Marine and Petroleum Geology 43, 63–87. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003

Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., Hinz, K., 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. Marine Geology 244, 46–67. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.009

Funck, T., Jackson, H.R., Louden, K.E., Dehler, S.A., Wu, Y., 2004. Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada). Journal of Geophysical Research 109, B09102. https://doi.org/10.1029/2004JB003008

Gallacher, R., Keir, D., Harmon, N., 2019. The Nature of Upper Mantle Upwelling During Initiation of Seafloor Spreading in the Southern Red Sea. In: Rasul, N.M.A., Stewart I.C.F. (Eds.), Geological Setting, Palaeoenvironment and Archaeology of the Red Sea. Springer Earth System Sciences.

Ganne, J., Feng, X., Rey, P., De Andrade, V., 2016. Statistical petrology reveals a link between supercontinents cycle and mantle global climate. American Mineralogist 101, 2768–2773. https://doi.org/10.2138/am-2016-5868

Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins. Comptes Rendus Geoscience 337, 1395–1408. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006

Geoffroy, L., Burov, E.B., Werner, P., 2015. Volcanic passive margins: another way to break up continents. Scientific Reports 5, 14828. https://doi.org/10.1038/srep14828

Geoffroy, L., Callot, J.P., Scaillet, S., Skuce, A., Gélard, J.P., Ravilly, M., Angelier, J., Cayet, C., Perrot, K., Lepvrier, C., 2001. Southeast Baffin volcanic margin and the North American-Greenland plate separation. Tectonics 20, 566–584. https://doi.org/10.1029/2001TC900003

Girdler, R.W., Styles, P., 1974. Two Stage Red Sea Floor Spreading. Nature 247, 7–11. https://doi.org/10.1038/247007a0

Granath, J.W., 2001. The Nogal rift of northern Somalia: Gulf of Aden. Reactivation of a Mesozoic rift. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires Du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris., pp. 511–527.

Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R. a. J., Passchier, C.W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 294, 257–278. https://doi.org/10.1144/SP294.14

Guan, H., Geoffroy, L., Gernigon, L., Chauvet, F., Grigné, C., Werner, P., 2019. Magmatic ocean-continent transitions. Marine and Petroleum Geology, in review.

Guan, H., Geoffroy, L., Werner, P., 2016. Is the Gop-Rift oceanic? A re-evaluation of the Seychelles-India conjugate margin. EGU2016-7643, EGU General Assembly 2016.

Gurnis, M., Turner, M., Zahirovic, S., DiCaprio, L., Spasojevic, S., Müller, R.D., Boyden, J., Seton, M., Manea, V.C., Bower, D.J., 2012. Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates. Computers & Geosciences 38, 35–42. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.04.014

Hammond, J.O.S., Kendall, J.-M., Stuart, G.W., Keir, D., Ebinger, C., Ayele, A., Belachew, M., 2011. The nature of the crust beneath the Afar triple junction: Evidence from receiver functions. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12. https://doi.org/10.1029/2011GC003738

Heine, C., Zoethout, J., Müller, D., 2013. Kinematics of the South Atlantic Rift. Solid Earth 4, 215–253.

Hill, R.I., 1991. Starting plumes and continental break-up. Earth and Planetary Science Letters 104, 398–416. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90218-7

Hill, R.I., Campbell, I.H., Davies, G.F., Griffiths, R.W., 1992. Mantle plumes and continental tectonics. Science 256, 186–193. https://doi.org/10.1126/science.256.5054.186

Hoffman, P.F., 1988. United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. Annual Review Earth and Planetary Sciences 16, 543–603. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.002551

Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A.B., Tshoso, G., Watkeys, M.K., Gall, B.L., 2005. Karoo large igneous province: Brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new 40Ar/39Ar age data. Geology 33, 745–748. https://doi.org/10.1130/G21632.1

Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M.K., Kampunzu, A.B., Le Gall, B., 2006. Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: Case study of the Karoo triple junction. Earth and Planetary Science Letters 241, 307–322. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.003

Karlstrom, K.E., Åhäll, K.-I., Harlan, S.S., Williams, M.L., McLelland, J., Geissman, J.W., 2001. Long-lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. Precambrian Research 111, 5–30. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00154-1

Karner, G.D., Driscoll, N.W., Barker, D.H.N., 2003. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. Geological Society, London, Special Publications 207, 105–129. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.207.6

Keen, C.E., 1987. Some important consequences of lithospheric extension. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications 28, 67-73.

Keen, C.E., Boutilier, R.R., 1995. Lithosphere-Asthenosphere Interactions Below Rifts. In: Banda, E., Talwani, M., Tornd, M. (Eds.), Rifted Ocean-Continent Boundaries. Kluwer Academy, Dordrecht, pp. 17-30.

Keen, C.E., Potter, D.P., 1995. The transition from a volcanic to a nonvolcanic rifted margin off eastern Canada. Tectonics 14, 359–371. https://doi.org/10.1029/94TC03090

Keppie, D.F., 2015. How the closure of paleo-Tethys and Tethys oceans controlled the early breakup of Pangaea. Geology 43, 335–338. https://doi.org/10.1130/G36268.1

Kieffer, B., Arndt, N., Lapierre, H., Bastien, F., Bosch, D., Pecher, A., Yirgu, G., Ayalew, D., Weis, D., Jerram, D.A., Keller, F., Meugniot, C., 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell. Journal of Petrology 45, 793–834. https://doi.org/10.1093/petrology/egg112

Klingelhoefer, F., Biari, Y., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnabel, M., Matias, L., Benabdellouahed, M., Funck, T., Gutscher, M.-A., Reichert, C., Austin, J.A., 2016. Crustal structure variations along the NW-African continental margin: A comparison of new and existing models from wide-angle and reflection seismic data. Tectonophysics 674, 227–252. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.024

Koopmann, H., Franke, D., Schreckenberger, B., Schulz, H., Hartwig, A., Stollhofen, H., di Primio, R., 2014a. Segmentation and volcano-tectonic characteristics along the SW African continental margin, South Atlantic, as derived from multichannel seismic and potential field data. Marine and Petroleum Geology 50, 22–39. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.016

Koopmann, H., Brune, S., Franke, D., Breuer, S., 2014b. Linking rift propagation barriers to excess magmatism at volcanic rifted margins. Geology 42, 1071–1074. https://doi.org/10.1130/G36085.1

Kreuser, T., 1995. Rift to drift evolution in Permian-Jurassic basins of East Africa. Geological Society, London, Special Publications 80, 297–315. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.080.01.14

Krishna, K.S., Gopala Rao, D., Sar, D., 2006. Nature of the crust in the Laxmi Basin (14°–20°N), western continental margin of India. Tectonics 25, TC1006. https://doi.org/10.1029/2004TC001747

Labails, C., Olivet, J.L., The Dakhla study group, 2009. Crustal structure of the SW Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B — The tectonic heritage. Tectonophysics 468, 83–97. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.028

Larsen, L.M., Pedersen, A.K., Tegner, C., Duncan, R.A., Hald, N., Larsen, J.G., 2016. Age of Tertiary volcanic rocks on the West Greenland continental margin: volcanic evolution and event correlation to other parts of the North Atlantic Igneous Province. Geological Magazine 153, 487–511. https://doi.org/10.1017/S0016756815000515

Le Gall, B., Tshoso, G., Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Tiercelin, J.J., Kampunzu, A.B., Modisi, M.P., Dyment, J., Maia, M., 2002. 40Ar/39Ar geochronology and structural data from the giant Okavango and related mafic dyke swarms, Karoo igneous province, northern Botswana. Earth and Planetary Science Letters 202, 595–606. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00763-X

Le Roy, P., Piqué, A., 2001. Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic

opening. Marine Geology 172, 359–381. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00130-4

Le Roy, S., d'Acremont, E., Tiberi, C., Basuyau, C., Autin, J., Lucazeau, F., Sloan, H., 2010. Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden: Implications for plume–ridge interaction. Earth and Planetary Science Letters 293, 140–153. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.036

Le Roy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.M., Ruellan, P.Y., Lepvrier, C., Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. Terra Nova 16, 185–192. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00550.x

Leleu, S., Hartley, A.J., van Oosterhout, C., Kennan, L., Ruckwied, K., Gerdes, K., 2016. Structural, stratigraphic and sedimentological characterisation of a wide rift system: The Triassic rift system of the Central Atlantic Domain. Earth-Science Reviews 158, 89–124. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.008

Ligi, M., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Cipriani, A., Cocchi, L., Caratori Tontini, F., Carminati, E., Ottolini, L., Schettino, A., 2012. Birth of an ocean in the Red Sea: Initial pangs. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 13, Q08009. https://doi.org/10.1029/2012GC004155

Lithgow-Bertelloni, C., Richards, M.A., 1998. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions. Reviews of Geophysics 36, 27–78. https://doi.org/10.1029/97RG02282

Macgregor, D., 2015. History of the development of the East African Rift System: A series of interpreted maps through time. Journal of African Earth Sciences 101, 232–252. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.09.016

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., Gillot, P.-Y., 1997. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia Plate Boundary: The Gulfs of Aden and Tadjoura. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 102, 2681–2710. https://doi.org/10.1029/96JB01185

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A.D., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. Science 284, 616–618. https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616

Maslanyj, M.P., Light, M.P.R., Greenwood, R.J., Banks, N.L., 1992. Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. Marine and Petroleum Geology 9, 590–601. https://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90032-A

Max, M.D., Ghidella, M., Kovacs, L., Paterlini, M., Valladares, J.A., 1999. Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. Marine and Petroleum Geology 16, 41–64. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00063-4

McHone, J.G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. Tectonophysics 316, 287–296. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00260-7

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters 40, 25–32. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7

McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. Journal of Petrology 29, 625–679. https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625

Mckenzie, D.P., Davies, D., Molnar, P., 1970. Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa. Nature 226, 243–248. https://doi.org/10.1038/226243a0

Medina, F., 1991. Superimposed extensional tectonics in the Argana Triassic formations (Morocco), related to the early rifting of the Central Atlantic. Geological Magazine 128, 525–536. https://doi.org/10.1017/S0016756800018665

Menzies, M., Gallagher, K., Yelland, A., Hurford, A.J., 1997. Volcanic and nonvolcanic rifted margins of the Red Sea and Gulf of Aden: Crustal cooling and margin evolution in Yemen. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 2511–2527. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00108-7

Merle, O., 2011. A simple continental rift classification. Tectonophysics 513, 88–95. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.004

Miles, P.R., Munschy, M., Ségoufin, J., 1998. Structure and early evolution of the Arabian Sea and East Somali Basin. Geophysical Journal International 134, 876–888. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00625.x

Misra, A.A., Bhattacharya, G., Mukherjee, S., Bose, N., 2014. Near N–S paleo-extension in the western Deccan region, India: Does it link strike-slip tectonics with India–Seychelles rifting? International Journal of Earth Science 103, 1645–1680. https://doi.org/10.1007/s00531-014-1021-x

Misra, A.A., Sinha, N., Mukherjee, S., 2015. Repeat ridge jumps and microcontinent separation: insights from NE Arabian Sea. Marine and Petroleum Geology 59, 406–428. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.019

Mitra, P., Zutshi, P.L., Chowrasia, R.A., Chug, M.L., Ananthanarayan, S., Shukla, B., 1983. Exploration in Western Offshore Basins. In: Bhandari, L.L., Venkatachala, B.S., Kumar, R., Swamy, S.N., Garga, P., Srivastava, D.C. (Eds.), Petroliferous Basins of India. Petroleum Asia Journal 4, 15–24.

Mohr, P., 1983. Ethiopian flood basalt province. Nature 303, 577–584. https://doi.org/10.1038/303577a0

Mohriak, W.U., Leroy, S., 2012. Architecture of rifted continental margins and break-up evolution: insights from the South Atlantic, North Atlantic and Red Sea–Gulf of Aden conjugate margins. Geological Society, London, Special Publications 369, SP369.17. https://doi.org/10.1144/SP369.17

Mohriak, W.U., Rosendahl, B.R., Turner, J.P., Valente, S.C., 2002. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), Volcanic Rifted Margins. Geological Society of America Special Paper 362, 159–202.

Morgan, W.J., 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. Nature 230, 42. https://doi.org/10.1038/230042a0

Mougel, B., Agranier, A., Hémond, C.C., Gente, P., 2014. A highly unradiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise. Nature Communications 5, 4474. https://doi.org/10.1038/ncomms5474

Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. Earth-Science Reviews 98, 1–37. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001

Mueller, C.O., Jokat, W., 2017. Geophysical evidence for the crustal variation and distribution of magmatism along the central coast of Mozambique. Tectonophysics 712–713, 684–703. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.007

Olsen, P.E., 1997. Stratigraphic record of the early mesozoic breakup of pangea in the laurasia-gondwana rift system. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 25, 337–401. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.337

Olsen, P.E., Schlische, R.W., Fedosh, M.S., 1996. 580 ky duration of the Early Jurassic flood basalt event in eastern North America estimated using Milankovitch cyclostratigraphy. In: Morales, M. (Eds.), The Continental Jurassic. Museum of Northern Arizona Bulletin 60, 11–20.

Omar, G.I., Steckler, M.S., 1995. Fission Track Evidence on the Initial Rifting of the Red Sea: Two Pulses, No Propagation. Science 270, 1341–1344. https://doi.org/10.1126/science.270.5240.1341

O'Neill, C., Lenardic, A., Jellinek, A.M., Moresi, L., 2009. Influence of supercontinents on deep mantle flow. Gondwana Research 15, 276–287. https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.11.005

Petersen, K.D., Schiffer, C., Nagel, T., 2018. LIP formation and protracted lower mantle upwelling induced by rifting and delamination. Scientific Reports 8, 16578. https://doi.org/10.1038/s41598-018-34194-0

Phethean, J.J.J., Kalnins, L.M., Hunen, J. van, Biffi, P.G., Davies, R.J., McCaffrey, K.J.W., 2016. Madagascar's escape from Africa: A high-resolution plate reconstruction for the Western Somali Basin and implications for supercontinent dispersal. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 17, 5036–5055. https://doi.org/10.1002/2016GC006624

Rao, K.M., Kumar, M.R., Rastogi, B.K., 2015. Crust beneath the northwestern Deccan Volcanic Province, India: Evidence for uplift and magmatic underplating. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 120, 3385-3405. https://doi.org/10.1002/2014JB011819

Raval, U., Veeraswamy, K., 2003. India-Madagascar separation: breakup along a pre-existing mobile belt and chipping of the craton. Gondwana Research 6, 467–485. https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70999-0

Reuber, K., Pindell, J., Horn, B., 2016. Demerara Rise, offshore Suriname: Magma-rich segment of the Central Atlantic Ocean, and conjugate to the Bahamas hot spot. Interpretation 4, T141–T155. https://doi.org/10.1190/INT-2014-0246.1

Richards, M.A., Duncan, R.A., Courtillot, V.E., 1989. Flood Basalts and Hot-Spot Tracks: Plume Heads and Tails. Science 246, 103–107. https://doi.org/10.1126/science.246.4926.103

Riisager, P., Abrahamsen, N., 1999. Magnetostratigraphy of Palaeocene basalts from the Vaigat Formation of West Greenland. Geophysical Journal International 137, 774–782. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00830.x

Roeser, H.A., Steiner, C., Schreckenberger, B., Block, M., 2002. Structural development of the Jurassic Magnetic Quiet Zone off Morocco and identification of Middle Jurassic magnetic lineations. Journal of Geophysical Research 107, 2207. https://doi.org/10.1029/2000JB000094

Roest, W.R., Srivastava, S.P., 1989. Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction. Geology 17, 1000–1003. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1000:SFSITL>2.3.CO;2

Santosh, M., Liu, S.J., Tsunogae, T., Li, J.H., 2012. Paleoproterozoic ultrahigh-temperature granulites in the

North China Craton: Implications for tectonic models on extreme crustal metamorphism. Precambrian Research 222–223, 77–106. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.05.003

Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J., 1988. Origin of MORB and Chemically-Depleted Mantle Reservoirs: Trace Element Constraints. Journal of Petrology Special Volume, 415–445. https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.415

Sauter, D., Ringenbach, J.C., Cannat, M., Maurin, T., Manatschal, G., McDermott, K.G., 2018. Intraplate Deformation of Oceanic Crust in the West Somali Basin: Insights From Long-offset Reflection Seismic Data. Tectonics 37, 588–603. https://doi.org/10.1002/2017TC004700

Sheth, H.C., 1999. A historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into pre-volcanic rifting, sedimentation, and early alkaline magmatism. Earth and Planetary Science Letters 168, 19–26. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00045-X

Sibuet, J.C., Rouzo, S., Srivastava, S., 2012. Plate tectonic reconstructions and paleogeographic maps of the central and North Atlantic oceans. Canadian Journal of Earth Sciences 49, 1395–1415. https://doi.org/10.1139/e2012-071

Skaarup, N., Jackson, H.R., Oakey, G., 2006. Margin segmentation of Baffin Bay/Davis Strait, eastern Canada based on seismic reflection and potential field data. Marine and Petroleum Geology 23, 127–144. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.06.002

Steckler, M.S., ten Brink, U.S., 1986. Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries: examples from the northern Red Sea region. Earth and Planetary Science Letters 79, 120–132. https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90045-2

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., Mantovani, M., 1996. 3-D, 40Ar-39Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. Earth and Planetary Science Letters 143, 95–109. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00132-X

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.

Stockli, D.F., Bosworth, W., 2019. Timing of Extensional Faulting Along the Magma-Poor Central and Northern Red Sea Rift Margin—Transition from Regional Extension to Necking Along a Hyperextended Rifted Margin. In: Rasul, N.M.A., Stewart, I.C.F. (Eds.), Geological Setting, Palaeoenvironment and Archaeology of the Red Sea. Springer Earth System Sciences, pp. 81–111.

Storey, B.C., 1995. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. Nature 377, 301–308. https://doi.org/10.1038/377301a0

Storey, M., Duncan, R.A., Pedersen, A.K., Larsen, L.M., Larsen, H.C., 1998. 40Ar/39Ar geochronology of the West Greenland Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters 160, 569–586. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00112-5

Swanson, M.T., 1986. Preexisting fault control for Mesozoic basin formation in eastern North America. Geology 14, 419–422. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<419:PFCFMB>2.0.CO;2

Tackley, P.J., 2000. Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 1. https://doi.org/10.1029/2000GC000043

Talwani, M., Abreu, V., 2000. Inferences Regarding Initiation of Oceanic Crust Formation from the U.S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic Margins. In: Mohriak, W., Taiwani, M. (Eds.), Atlantic Rifts and Continental Margins. American Geophysical Union, pp. 211–233.

Talwani, M., Reif, C., 1998. Laxmi Ridge – A continental sliver in the Arabian Sea. Marine Geophysical Researches 20, 259–271. https://doi.org/10.1023/A:1004674909280

Ukstins, I.A., Renne, P.R., Wolfenden, E., Baker, J., Ayalew, D., Menzies, M., 2002. Matching conjugate volcanic rifted margins: 40Ar/39Ar chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen. Earth and Planetary Science Letters 198, 289–306.

Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Sutra, E., 2010. Hyper-extended crust in the south atlantic: In search of a model. Petroleum Geoscience 16, 207–215. https://doi.org/10.1144/1354-079309-904

White, R., McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research 94, 7685–7729. https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07685

White, R.S., McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 97, 19683–19715. https://doi.org/10.1029/92JB01749

Wigand, M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., Villa, I.M., Emmermann, R., 2004. Short-lived magmatic activity in an anorogenic subvolcanic complex: 40Ar/39Ar and ion microprobe U–Pb zircon dating of the Erongo, Damaraland, Namibia. Journal of Volcanology and Geothermal Research 130, 285–305. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00310-X

Williams, S.E., Whittaker, J.M., Granot, R., Müller, D.R., 2013. Early India-Australia spreading history revealed by newly detected Mesozoic magnetic anomalies in the Perth Abyssal Plain. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 118, 3275–3284. https://doi.org/10.1002/jgrb.50239

Wilson, M., 1997. Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume. Journal of the Geological Society 154, 491–495. https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0491

Withjack, M.O., Schlische, R.W., Olsen, P.E., 1998. Diachronous Rifting, Drifting, and Inversion on the Passive Margin of Central Eastern North America: An Analog for Other Passive Margins. AAPG Bulletin 82, 817–835.

Worsley, T.R., Nance, R.D., Moody, J.B., 1982. Plate tectonic episodicity: a deterministic model for periodic “Pangeas”. Eos, Transactions of the American Geophysical Union 65, 1104.

Zalán, P., Severino, M.C.G., Rigoti, C., Magnavita, L., Oliveira, J.A.B., Viana, A., 2011. An Entirely New 3-D View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil, Search Discov. Article 30177.

Zhao, D., Tian, Y., Lei, J., Liu, L., Zheng, S., 2009. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab. Physics of the Earth and Planetary Interiors 173, 197–206. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.11.009

Ziegler, P.A., 1993. Plate-moving mechanisms: their relative importance. Journal of the Geological Society 150, 927–940. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.5.0927

Ziegler, P.A., Cloetingh, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. Earth-Science Reviews 64, 1–50. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2

Chapitre VI.

Conclusion, synthèse des principaux résultats et perspectives

Mon travail apporte des résultats nouveaux, notamment sur l'interprétation des SDRs des marges passives volcaniques. Je n'ai pas travaillé sur les parties profondes de ces marges, ni sur le couplage entre croûte supérieure et croûte inférieure. Cet aspect est traité dans la thèse de Marie Bidault dans le cadre du même contrat de recherche en partenariat avec TOTAL (GRI Marges Volcaniques.

Je reviens en quelques lignes sur mes principaux résultats portant sur l'interprétation des SDRs et sur la notion de rupture continentale au niveau des MPVs.

5.1. Mécanismes de formation des SDRs internes des marges volcaniques

Je montre, au cours de cette thèse, que la géométrie des SDRs est certainement plus complexe en 3D que celle qui est suggérée dans de nombreux modèles, en particulier lorsque les segments de marges sont obliques relativement à la cinématique des plaques.

Les mécanismes de formation des SDRs internes font l'objet de controverses (Buck, 2017). Les modèles qui ne font pas appel à des failles mettent tous en avant l'existence d'un poids à l'extrémité des prismes individuels, pour expliquer les flexures crustales. L'accommodation géométrique et mécanique d'un ensemble de flexures dans la croûte totale, incluant la croûte inférieure, n'est jamais discutée, la réflexion ne se faisant que sur une croûte supérieure élastique. Le poids à l'extrémité des prismes est considéré comme lié soit aux laves (modèles dérivés de Palmason, 1980), soit lié à un méga dyke théorique (souvent trans-lithosphérique…) faisant des dizaines kilomètres de large (Buck, 2017; Morgan & Watts, GJI, sous-presse). Ces modèles sont en conflit avec les observations de la croûte située sous les SDRs internes ou à la base de ces SDRs (cf. § 3.2.3 et §3.3). Sur le terrain, on constate que les gradients de dilatation (et de poids cumulé) des intrusions dans la croûte sont contrôlés par des centres magmatiques plus ou moins alignés le long de la marge et qui alimentent latéralement les SDRs (cf. Fig. 3.23 ; Geoffroy, 2005 ; Doubre & Geoffroy, 2003). La dilatation magmatique et l'alimentation des laves sous-jacente se fait donc au travers de l'ensemble de la croûte flexurée et non à son extrémité comme dans les modèles d'accrétion magmatique axiaux de Mutter et al. (1982). Il faut noter que cette segmentation volcano-tectonique se retrouve dans tous les contextes volcano-tectoniques en extension, comme notamment les dorsales lentes (segments d'accrétion magmatiques, Franke et al., 2007) ou les zones de rupture continentale magmatiques actives comme l'Afar (Keir et al., 2009).

Par ailleurs, beaucoup de chercheurs travaillant sur des profils de sismique réflexion à grand angle d'incidence « voient » des failles à pendage vers le continent à l'extrémité des SDRs internes, avec des « footwall » de croûte continentale supérieure (Pindell et al., 2014 ; Stica et al., 2014 ; Clerc et al., 2015). Ils généralisent ainsi les observations de terrain réalisées initialement à l'Ouest du Groenland qui montrent que les SDRs sont des anticlinaux en « roll-over syn-magmatiques développés au-dessus d'une faille majeure à pendage vers le continent.

Par conséquent les SDRs internes sont syn-tectoniques mais il fallait préciser le fonctionnement des détachements et le type de déformation interne à l'origine de la flexuration de la croûte continentale supérieure sous les prismes de laves.

Mon travail apporte des précisions sur ces points, qui méritent d'être confirmées et modélisées. Ces propositions sont inédites et n'ont jamais été publiées jusqu'à présent :

1) La flexuration syn-magmatique sous les SDRs internes est accommodée notamment par des dykes en tension-cisaillement, qui permettent non seulement l'allongement de la croûte supérieure à l'extrados de la flexure mais aussi son amincissement partiel ; les sills précoces pourraient également jouer un rôle important comme plans de découplages lors de leur mise en place ;

2) Cette flexuration peut être très rapide comme le montre la datation des dykes basculés relativement aux dykes non basculés, suggérant des vitesses de déformation très importantes (Lenoir et al., 2003). Nous suggérons que ces déformations anormalement rapides (supérieures à $7*10^{-15}s^{-1}$; Lenoir et al., 2003) sont liées, surtout tardivement, au fonctionnement particulier des failles qui limitent, offshore, les prismes internes de SDRs. Ces failles sont injectées de magma (cf. §3.1.1 et §3.3.1) et agissent probablement comme des zones de découplage visqueux, permettant à chaque injection de magma des déplacements importants, et probablement asismiques. Elles sont à l'origine des observations que j'ai réalisé en sismique et qui montrent des constructions volcaniques tardives au droit des failles majeures qui limitent les SDRs internes (cf. § 2.1.5). Des failles de même type, associées à la mise en place de formations volcaniques différenciées (rhyolites, notamment) sont illustrées en Islande (article 1 supplementary data Fig. 1, p. 116 de la thèse) et suspectées dans le rift de Djibouti, lors de la formation des stratoïdes inférieures (Geoffroy et al., 2014). A la fin du fonctionnement d'un prisme interne, les détachements sont probablement scellés par les roches magmatiques issues par le refroidissement du magma. Ceci pourrait expliquer pourquoi les failles qui limitent les SDRs internes ne rejouent pas lorsque les SDRs internes plus récents se développent vers l'océan.

5.2. Mécanismes de formation des SDRs externes des marges volcaniques et la limite continent-océan

Je précise dans l'Article 2 les notions de transition continent-océan (OCT en anglais, qui peut être large et qui peut intégrer à la fois un rift sédimentaire et une marge volcanique) et de limite continent-océan (COB en anglais) qui est la transition réelle entre lithosphère continentale (même très injectée de magma) et la lithosphère océanique. La croûte océanique supérieure (sans exhumation de manteau et/ou de gabbros) est caractérisée par sa rugosité, l'absence de SDRs (laves sub-horizontales),

L'origine des SDRs externes est encore plus controversée que celle des SDRs internes et elle n'est pas indépendante de l'existence d'un bloc C, qu'il soit identifié ou non (les blocs C peuvent a priori être totalement fragmentés et inclus dans la croûte transitionnelle et non observables en

sismique; Geoffroy et al., 2015 ; Fig. 2 dans l'article 1). Les SDR externes sont en général associés à une croûte qui est plus épaisse que la croute océanique moyenne, avec un Moho qui présente une pente faible vers le continent.

Je montre, dans ce travail, que la surface de base des SDRs externes est une surface sub-horizontale qui est localisée au-dessus d'une croûte mafique qui a la vitesse, en ondes P, de la croûte inférieure épaisse des marges passives volcaniques (Fig. 5.1)

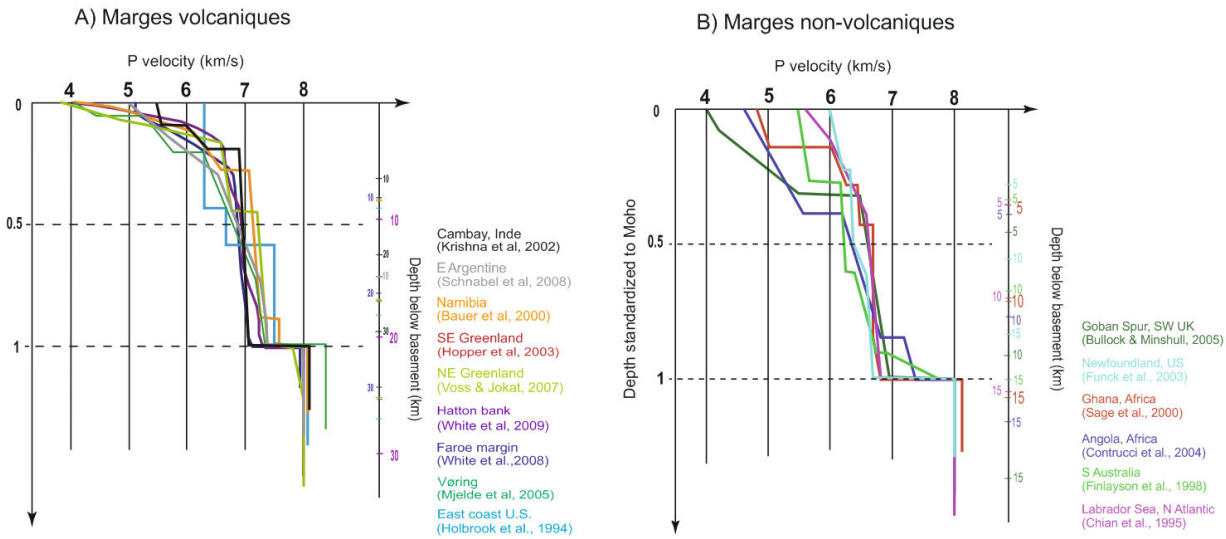


Figure 5.1 : Vitesses des ondes P comparées en épaisseurs normalisées de la croûte des marges passives volcaniques (A) et des marges passives non volcaniques (B), à manteau exhumé. Synthèse réalisée à partir de données de sismique réfraction.

Cette surface semble géométriquement connectée, dans plusieurs profils, au détachement du SDR interne le plus « externe » qui est ancré au toit de la croûte inférieure, dans la zone de necking maximale de la marge volcanique (cf. §2.2.1; Fig. 5.2). Consécutivement à l'écartement progressif du bloc C, le pendage de ce détachement diminue en raison d'un mouvement en roll-over favorisé par l'exhumation de la croûte inférieure, très injectée et donc très ductile. L'espace créé favorise la mise en place de magma, émis de manière continue sous forme d'extrusions. Les magmas imprègnent la croûte inférieure d'origine continentale en formant une croûte continentale très intrudée donc très mafique et dont le volume reste constant (Fig. 5.2).

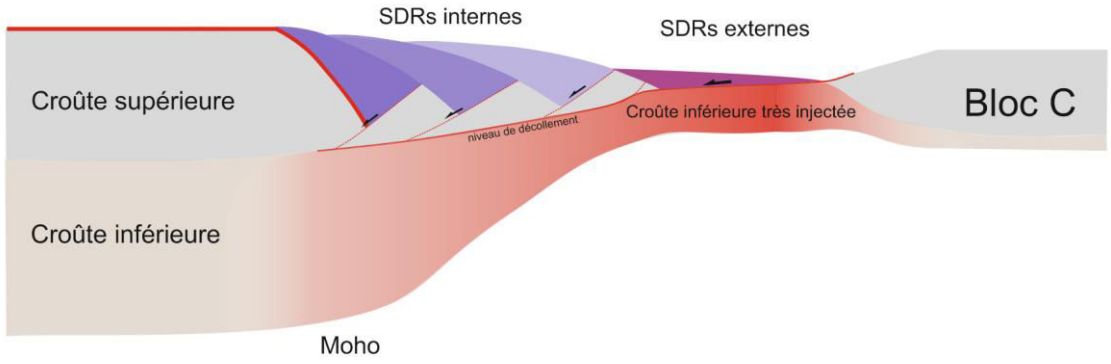


Figure 5.2 Schéma hypothétique illustrant le développement des SDRs externes.

Le développement des SDRs externes est contrôlé par ce détachement majeur. Le processus peut se poursuivre jusqu'à l'océanisation qui peut intervenir à l'extrémité des SDRs externes, en amenant le bloc C au niveau de la marge conjuguée (§ 2.2.1, Fig. 5.3). La rupture de lithosphère continentale peut aussi se produire au milieu du bloc C (par exemple sur la marge ouest Indienne dans la figure 2.42B).

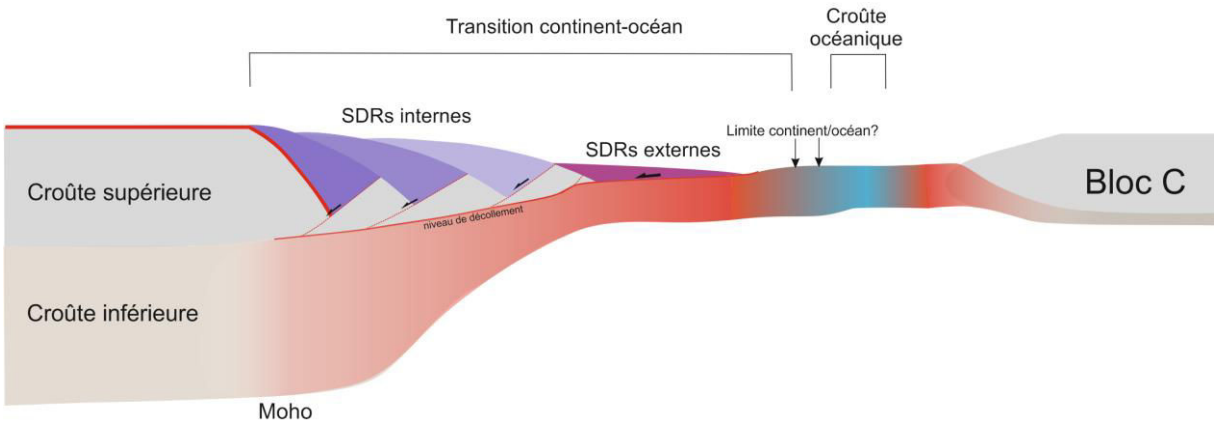


Figure 5.3 : Schéma hypothétique illustrant le début de l'océanisation.

Ces résultats sont en accord avec les modèles récemment publiés par Huismans & Beaumont (2011) (cf. Fig. 1.24) qui montrent qu'en cas de découplage fort entre la croûte supérieure et le manteau, ce qui est le cas pour les marges passives volcaniques, ce n'est pas le manteau lithosphérique qui est exhumé, mais la croûte continentale inférieure.

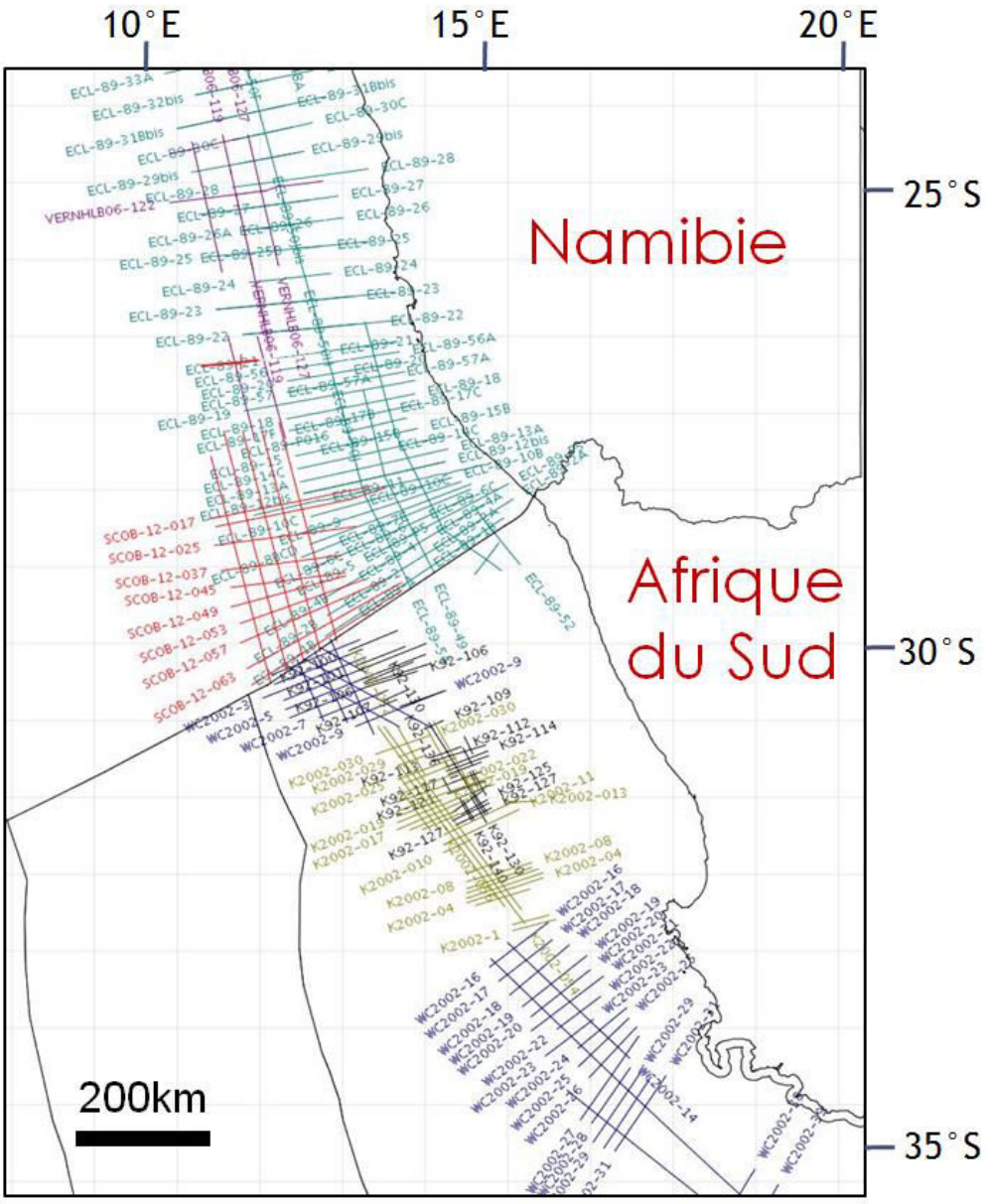
5.3. Perspectives

Cette étude est basée principalement sur les données physiques et les données de terrain et discute les structures principales des marges passives volcaniques à l'échelle de la croûte. Un nouveau terme <faille magmatique> est nottemment présenté ici explicant des failles majeures injectées du magma en dessous des SDRs internes qui contrôlent la géométrie des SDRs. Ils sont probablement associés à la formation des volcans au dessus des SDRs internes.

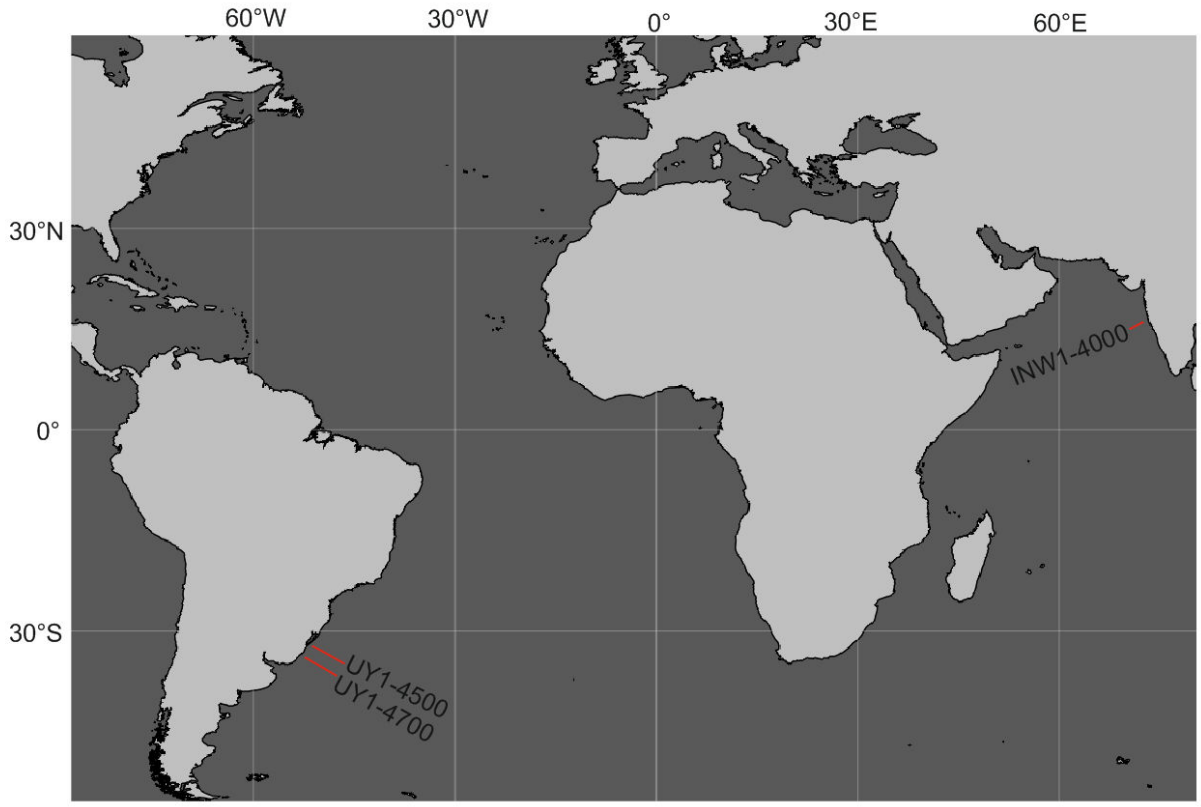
Le mécanisme de ces failles, la formation de ces volcans et la relation entre le développement des SDRs internes et l'injection du magma restent encore inconnu. En plus, dans l'évolution d'une marge volcanique, les centres intrusifs complexes (ou chambres magmatiques) jouent un rôle important dans la propagation et l'alimentation du magmatisme. Les magmas sont probablement transportés depuis un réservoir dans la croûte inférieure d'abord, puis vers des chambres magmatiques dans la croûte supérieure puis alimentent les SDRs internes en surface. Ainsi, plus d'études sont nécessaire pour répondre aux questions mentionnées au-dessus.

Annexes

Annexe 1 Localisation des profils sismiques au niveau de la marge W-africaine

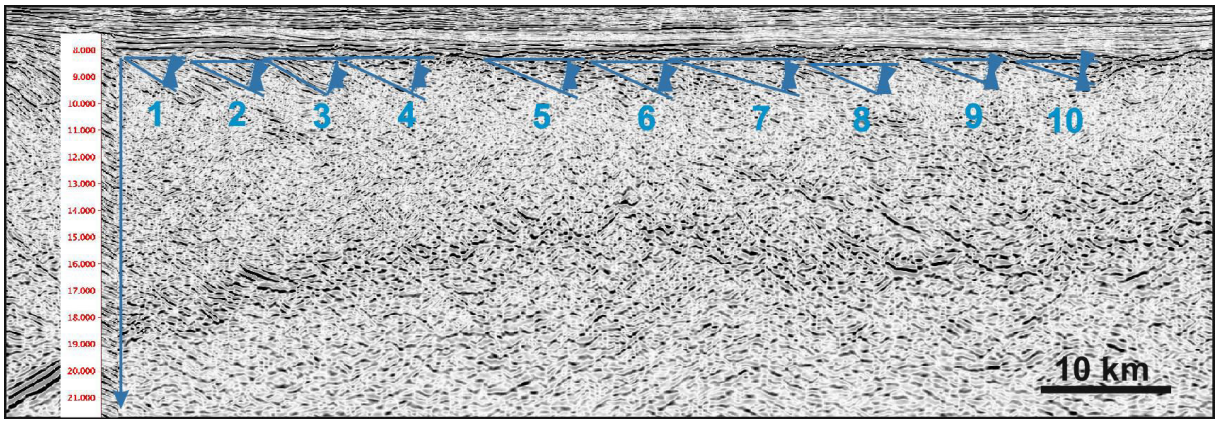


Annexe 2 Comparaison des SDRs externes entres différentes marges



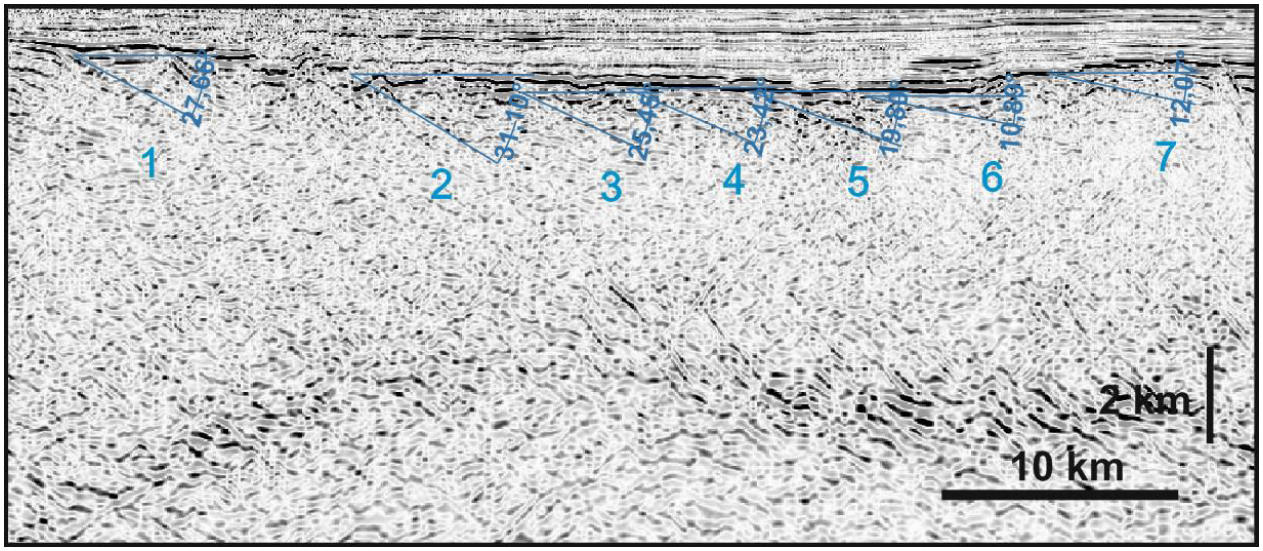
a) SDRs externes sur la marge de l'Uruguay (profil UY-4500)

	Distance des SDR interne (km)	Epaisseur (km)	Pendage (°)
1	5,268381608	1,716073147	32,46
2	12,63722909	1,405197305	25,27
3	19,63743164	1,527430221	29,72
4	25,34940247	1,428296439	25,09
5	35,96718655	1,507218479	22,36
6	42,67976504	1,422521655	24,23
7	51,95665384	1,420596728	15,67
8	59,10066842	1,349374398	23,26
9	66,99817703	1,176130895	19,9
10	73,80190399	1,025986526	16,51

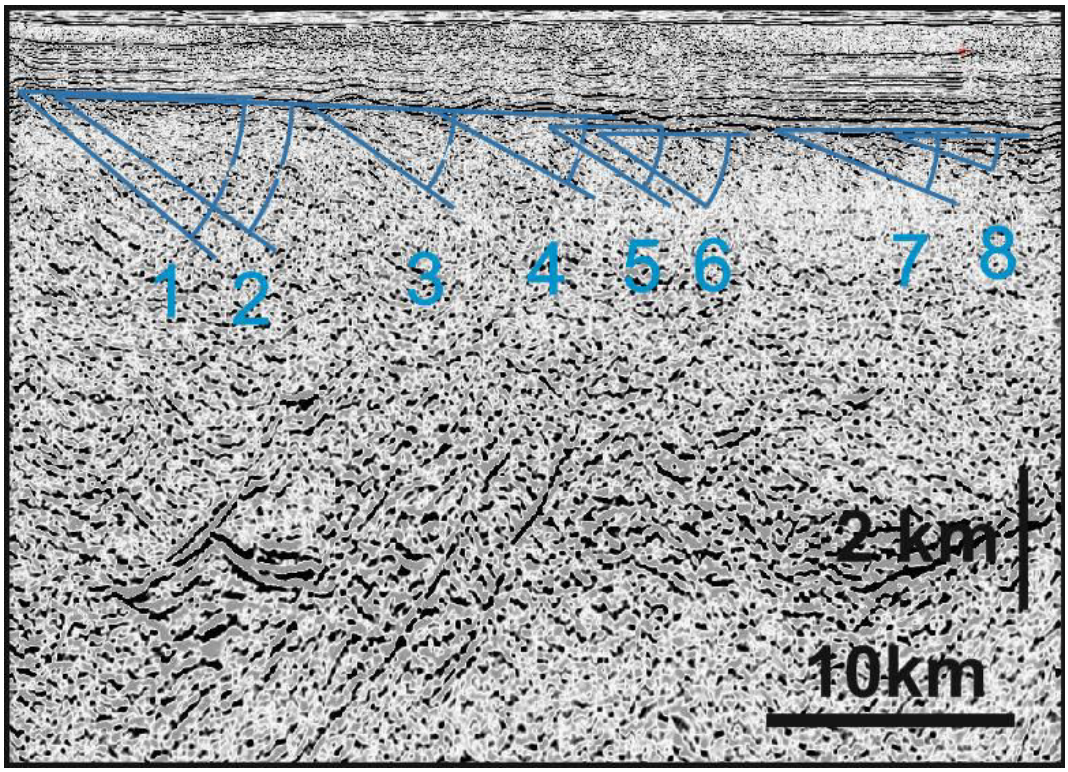


b) SDRs externes sur la marge de l'Uruguay (profil UY-4700)

	Distance des SDR interne (km)	Epaisseur (km)	Pendage (°)
1	6,005318061	1,386	27,66
2	17,27551647	1,432	22,44
3	24,85988955	1,312	25,45
4	29,74023318	1,14	23,42
5	35,32828799	1,164	19,8
6	40,52566987	1,09	10,89
7	47,73573328	1,022	12,07



c) SDRs externes sur la marge de l'Ouest de l'Inde (profil INW-4000)

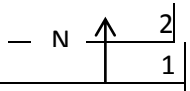
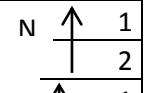
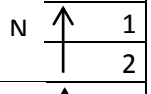
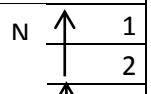
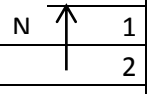


	Distance des SDR interne (km)	Epaisseur (km)	Pendage (°)
1	8,206718346	2,317604356	37,18
2	10,77002584	2,12522686	29,01
3	17,06459948	1,932849365	27,98
4	19,62790698	1,952813067	32,08
5	25,92764858	1,649727768	33,02
6	28,71317829	1,769509982	33,43
7	37,30232558	1,074410163	21,98
8	39,81395349	1,281306715	19,21

Annexe 3 Informations concernant la coupe des 37 dykes dans le fjord de Poulsen (noir : dykes basiques, rouge : dykes intermédiaires). Les mesures de directions et de pendages ont une incertitude de +/- 5°. Une correction magnétique de 22,2° vers l'Ouest est prise en compte.

Numéro du dyke	direction(°)	pendage(°)	direction après correction magnétique(°)	épaisseur (m)
gv1	63	38N	40,8	4,5
gv2	68	40N	45,8	7
gv3	127	≈58N	104,8	7
gv4	(++)50	83N	27,8	1,8
gv5	75	≈70N à 37N	52,8	3
gv6	85	71N	62,8	5,5
gv7	40	72W	17,8	1,5
gv8	76	64N	53,8	1,5
gv9	85	55N	62,8	1,5
gv10	85	58N	62,8	2,8
gv11	40	70W	17,8	1,2
gv12	30	42W	7,8	0,5
gv13	36	87E	13,8	1,6
gv14	70	45N	47,8	1,5
gv15	70	45N	47,8	0,5
gv16	50	47N	27,8	2,6
gv17	48	38N	25,8	1
gv18	34	72W	11,8	3
gv19	80	71N	57,8	2,8
gv20	65	40N	42,8	0,16
gv21	52	80N	29,8	0,35
gv22	85	44N	62,8	0,45
gv23	62	73S	39,8	1,9
gv24	75	85N	52,8	9
gv25	87	22N	64,8	0,4
gv26	80	50N	57,8	1
gv27	42	64E	19,8	0,3
gv28	70	87S	47,8	0,5
gv29	56	67S	33,8	0,18
gv30	≈70	67N	47,8	0,5
gv31	72	84N	49,8	1
gv32	85	87S	62,8	0,3
gv33	64	84N	41,8	0,8
gv34	80	22N	57,8	0,5
gv35	66	74N	43,8	0,5 à 0,6
gv36	75	71N	52,8	1,4
gv37	28	32W	5,8	15

Annexe 4 Echantillons du gabbro de Poulsen sur la marge SE-Groenland

forage des gabbros									
		numéro	Latitude	longitude	Mag	DATE	SOL	HEURE	DIRECTION
site A	ph3919 vu vers le nord	G14-1A1	66,77409	33,99579	330NW 15	14/08/2014	264	16H02	
		G14-1A2			321NW 16		251,5	16H11	
		G14-1A1,A2			38E 8,5				
site B	ph3920 vu vers le nord	G14-1B1	66,77476	33,99411	348NW 26			16H47	1
		G14-1B2			5N 30				2
site C	ph3927	G14-1C1	66,77439	33,99302	117E 21				 2
		G14-1C2			21N23				1
site D	ph3923	G14-1D1	66,7746	33,99249	130E 22				2
		G14-1D2			169S 21				 1
site E	ph3937	G14-1E1	66,77437	33,99249	167S 20				2
		G14-1E2			143S 18,5				 1
site F	ph3938	G14-1F1	66,77431	33,99193	46N 35				2
		G14-1F2			116E 32				 1
site G		G14-1G1	66,77424	33,99178	124E 41				2
		G14-1G2			140S 33				 1
site H		G14-1H1	66,77438	33,99516	340N 18				2
		G14-1H2			352N 16				1

Annexe 5 Résultats de l'ASM des échantillons de gabbro (Poulsen)

Name	Km	L	F	P	Pj	T	U	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc
G14-1A1A	0,07748258	1,012	1,009	1,021	1,021	-0,1	-0,106	52,9	44,8	165,1	20,9
G14-1A1B	0,0726715	1,006	1,02	1,026	1,027	0,56	0,556	30,3	30,9	185,1	56,5
G14-1A2A	0,07282027	1,022	1,01	1,032	1,033	-0,369	-0,375	138,2	66	28,7	8,4
G14-1B1A	0,08677212	1,026	1,034	1,061	1,061	0,135	0,12	36,2	18,1	148,9	49,7
G14-1B1B	0,07649399	1,026	1,035	1,063	1,063	0,147	0,132	33	8,8	133,9	50,5
G14-1B2A	0,08120733	1,036	1,041	1,078	1,079	0,075	0,056	39,1	27,4	166,9	49,8
G14-1C1A	0,1020252	1,122	1,059	1,188	1,191	-0,335	-0,373	69,2	41,6	197,7	35
G14-1C1B	0,08924587	1,103	1,066	1,177	1,178	-0,21	-0,248	62,9	40,3	213,9	45,9
G14-1C2A	0,08435667	1,084	1,099	1,191	1,192	0,076	0,032	20,2	46,6	183,2	42,1
G14-1C2B	0,07105045	1,076	1,093	1,176	1,176	0,095	0,055	16,5	41,2	176,3	47
G14-1D1A	0,06296309	1,07	1,068	1,143	1,143	-0,018	-0,051	70,6	51,6	222,1	34,9
G14-1D1B	0,060007	1,065	1,052	1,12	1,12	-0,107	-0,135	65,8	49,5	219	37,3
G14-1D2A	0,05889533	1,032	1,076	1,111	1,114	0,396	0,374	91,8	51,5	249,2	36,3
G14-1D2B	0,0610437	1,059	1,07	1,133	1,133	0,081	0,05	87,6	48,3	252,9	40,8
G14-1E1A	0,06569741	1,057	1,049	1,109	1,109	-0,066	-0,091	91,9	30,7	207,6	36,1
G14-1E1B	0,06791684	1,057	1,05	1,11	1,11	-0,058	-0,084	87,2	29,1	196,6	30,7
G14-1E2A	0,06870559	1,04	1,082	1,126	1,128	0,332	0,306	79,7	38	208,7	38,9
G14-1E2B	0,05632587	1,037	1,083	1,123	1,126	0,376	0,351	82,2	35,9	203	35,3
G14-1F1A	0,1376879	1,023	1,051	1,075	1,077	0,374	0,358	270,2	34,1	65,8	53,3
G14-1F1B	0,1503133	1,006	1,058	1,064	1,071	0,812	0,807	65,5	40	286,9	41,8
G14-1F2A	0,1496423	1,023	1,046	1,071	1,072	0,326	0,31	20	43,2	171	43
G14-1F2B	0,1429284	1,023	1,059	1,084	1,086	0,432	0,416	24	44	165	38,8
G14-1G1A	0,09623441	1,03	1,031	1,062	1,062	0,015	0	109,8	63,4	240,2	17,9
G14-1G1B	0,0817129	1,018	1,017	1,036	1,036	-0,023	-0,032	74,1	41,4	203,4	35,8
G14-1G2A	0,08220772	1,024	1,037	1,062	1,062	0,205	0,191	108,9	63,6	228,3	13,7

G14-1G2B	0,08940674	1,041	1,031	1,073	1,074	-0,149	-0,167	120	57,1	224,6	9,3
G14-1H1A	0,07747991	1,032	1,036	1,068	1,068	0,06	0,044	73,4	22,1	215,4	62,8
Name	K3dec	K3inc	K11	K22	K33	K12	K23	K13			
G14-1A1A	272,4	37,8	1,00138	0,99713	1,00149	0,00306	0,00918	0,00332			
G14-1A1B	293,2	11,6	1,00481	0,98985	1,00534	0,00859	0,00478	0,00061			
G14-1A2A	295,2	22,3	0,9965	0,9907	1,0128	0,00148	0,00852	-0,0075			
G14-1B1A	293,2	34,5	1,01413	0,99162	0,99425	0,01928	0,01869	0,0001			
G14-1B1B	296	38,1	1,01666	0,99312	0,99021	0,02014	0,01717	-0,00397			
G14-1B2A	293,9	26,9	1,01313	0,98608	1,00079	0,02546	0,02387	0,00479			
G14-1C1A	310,2	28,6	0,9694	1,01205	1,01855	0,04279	0,07269	0,00629			
G14-1C1B	319,8	14,9	0,96533	1,00964	1,02503	0,05236	0,05465	0,01126			
G14-1C2A	281	8,6	1,03376	0,92182	1,04442	0,02948	0,02754	0,03703			
G14-1C2B	277,4	10,2	1,04123	0,92548	1,03329	0,02232	0,02538	0,03428			
G14-1D1A	322,2	14,1	0,96346	0,99945	1,03709	0,03744	0,04149	-0,00046			
G14-1D1B	319,5	13,4	0,97255	0,9979	1,02955	0,03315	0,03627	0,00462			
G14-1D2A	347,5	11,1	0,94709	1,02249	1,03043	0,01422	0,01889	-0,01375			
G14-1D2B	349,3	7,4	0,94005	1,02601	1,03394	0,0128	0,03091	-0,00697			
G14-1E1A	333,4	38,7	0,97408	1,03274	0,99318	0,01008	0,03498	-0,02128			
G14-1E1B	323,2	45,1	0,9819	1,03159	0,98651	0,01352	0,03836	-0,018			
G14-1E2A	324,7	28,5	0,97335	1,01666	1,00999	0,03241	0,03803	-0,02265			
G14-1E2B	322,2	34,6	0,98105	1,01775	1,0012	0,02871	0,03975	-0,0263			
G14-1F1A	172	11,8	0,96275	1,02345	1,0138	0,00637	-0,01205	0,00966			
G14-1F1B-OK	175,5	22,2	0,96986	1,01908	1,01106	0,005	0,00114	0,0205			
G14-1F2A	275,5	15	1,01774	0,96719	1,01508	0,00798	0,01514	0,00997			
G14-1F2B	272,6	20,7	1,02107	0,9636	1,01533	0,00672	0,02341	0,00983			
G14-1G1A	336,6	18,9	0,97796	1,00107	1,02097	0,00794	0,01503	-0,01258			
G14-1G1B	316	28,1	0,99358	1,00267	1,00375	0,00925	0,01346	-0,0026			
G14-1G2A	324	22,1	0,98428	0,99754	1,01818	0,01309	0,01646	-0,0132			
G14-1G2B	320,3	31,3	0,98637	0,99641	1,01723	0,00532	0,0247	-0,01949			

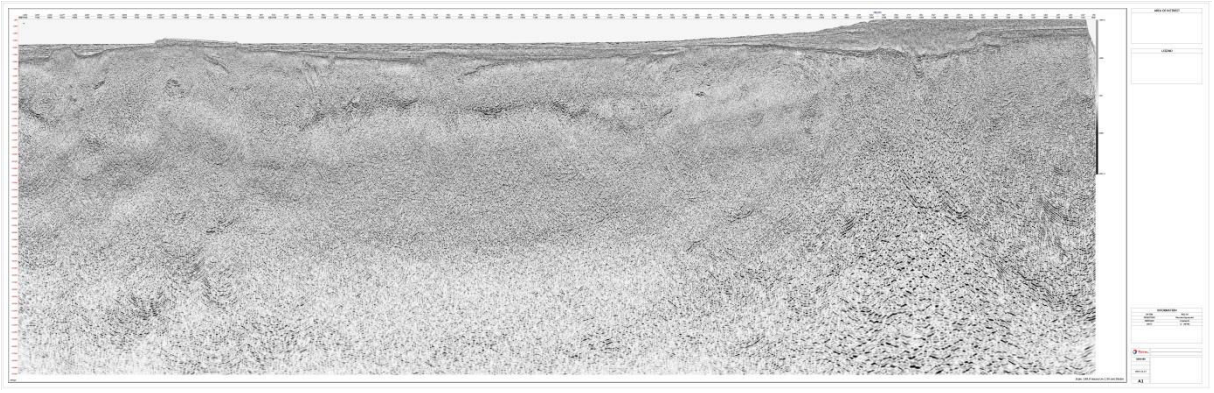
G14-1H1A	337,1	15,1	0,97593	1,02101	1,00306	0,01892	0,0139	-0,00486

Annexe 6 Mesures des dykes sécants aux gabbros de Poulsen

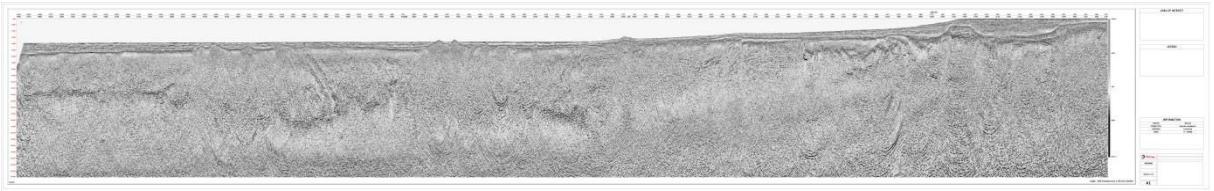
	Direction	Direction corrigée (-22,3 vers l'ouest)	Pendage	Epaisseur (m)	magnétique susceptibilité (10^{-3} S.I)
JvB	N066	43,721	71N	0,7	95+/-5
JvB	N064	41,721	67N	0,9	105
JvB	N075	52,721	71N	1,1	110
JvB	N048	25,721	40N	1,1	92+/-1,5
JvB	N030	7,721	54N	0,25	70+/-5
JvB	N080	57,721	55N	1,5	95+/-2
JvB	N068	45,721	74N	1	135
JvB	N100	77,721	90	0,3	180+/-10
JvB	N066	43,721	63N	7	172

Annexe 7

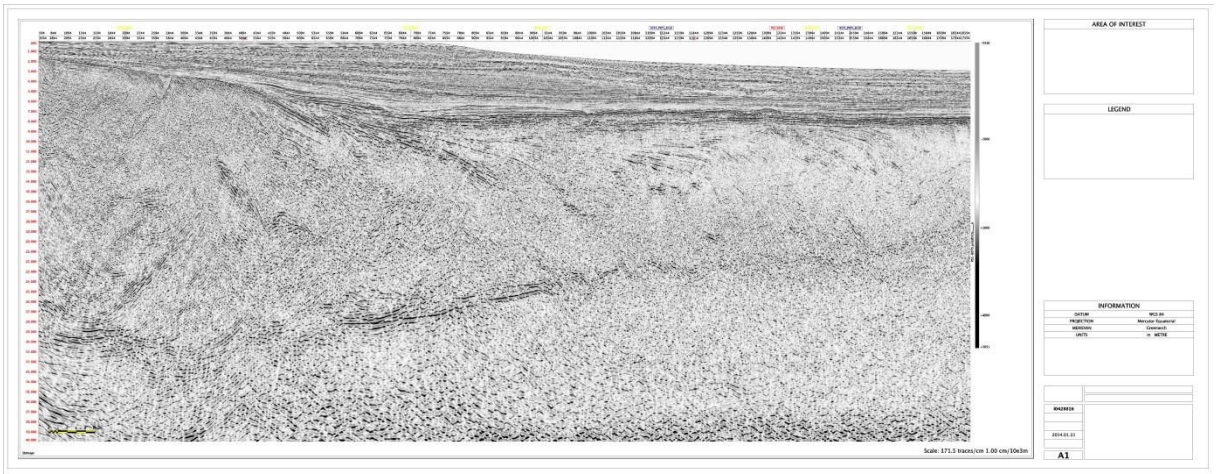
Profils sismiques concernés dans cette étude non interprétés.



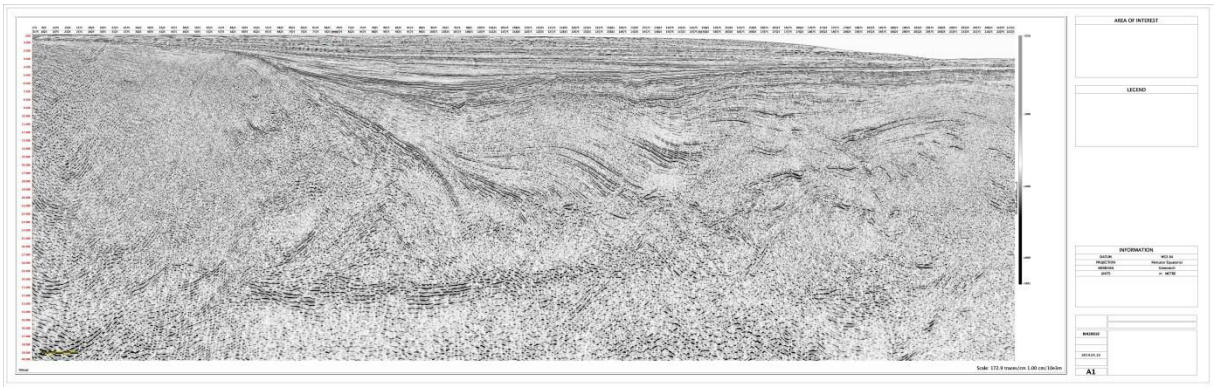
INW1-4000



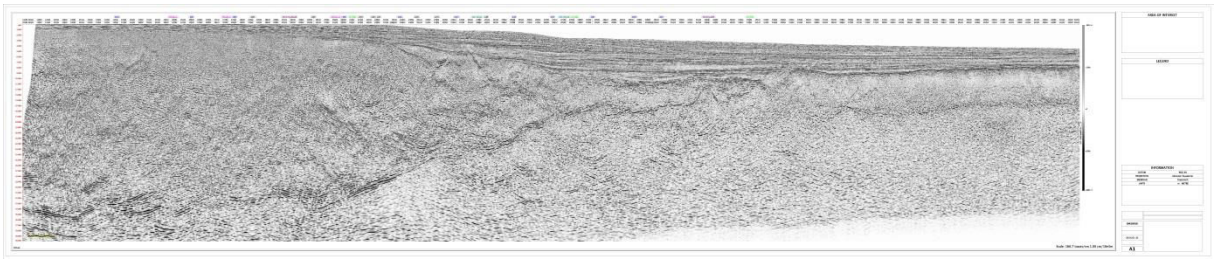
INW1-5000



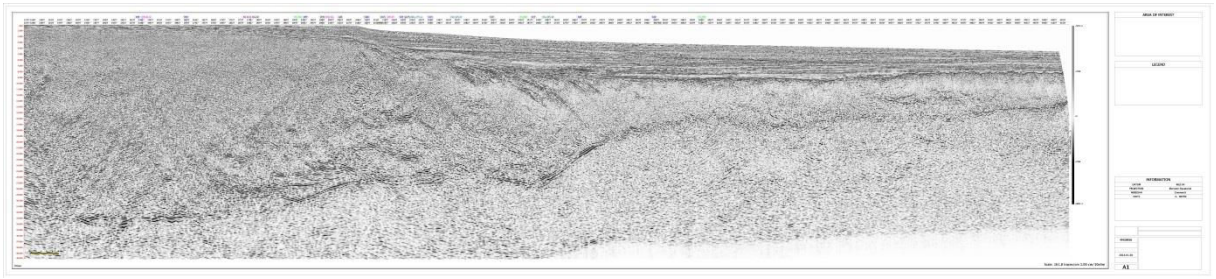
PS-0070



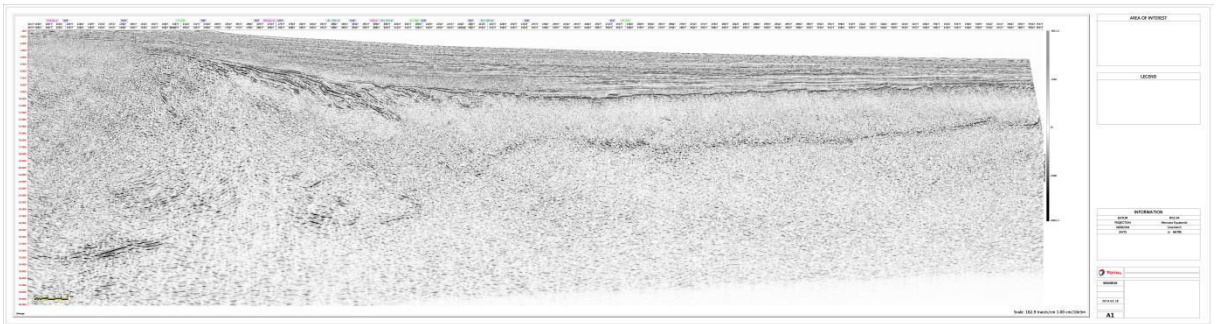
PS-0090



UY-4300



UY-4500

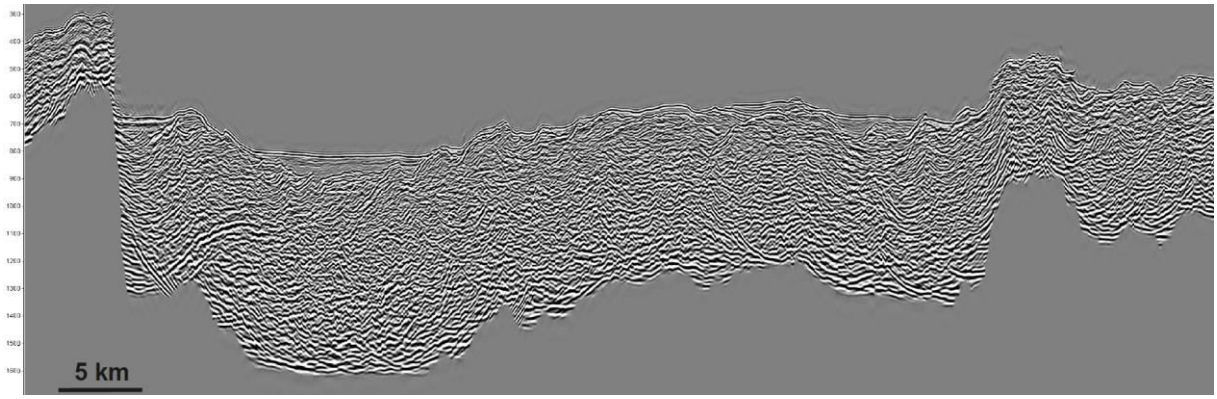


UY-4700

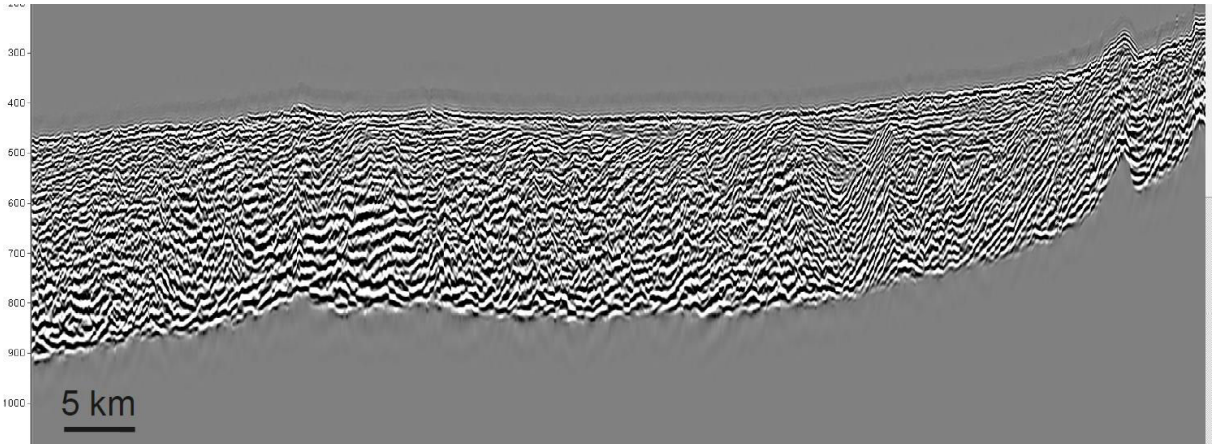
Annexe 8

Profils sismiques non-interprétés dans le bassin de Nuussuaq.

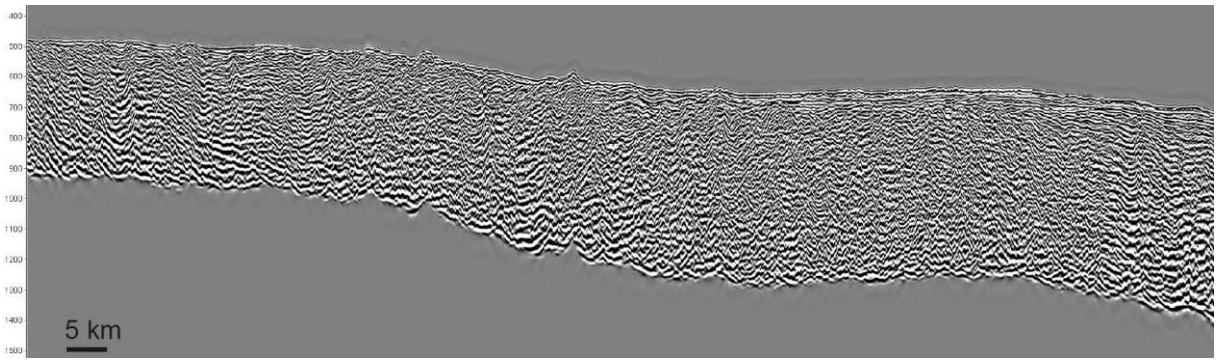
Profil 51



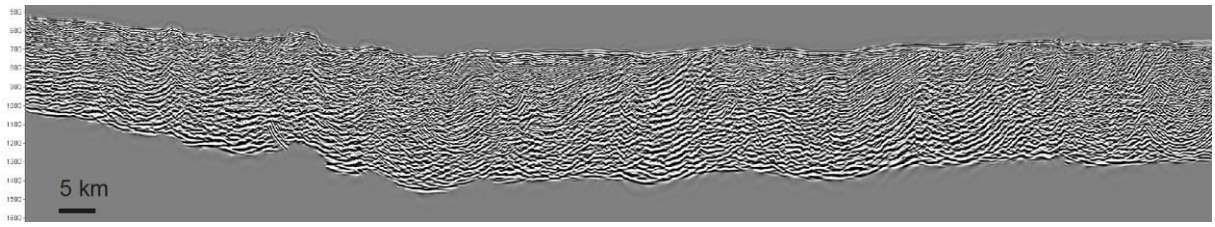
Profil 50



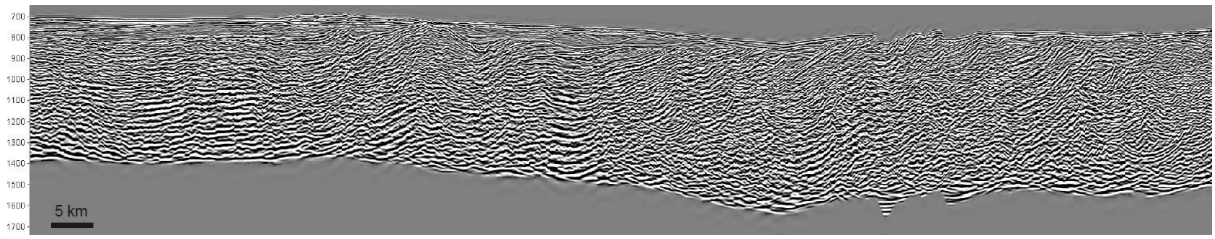
Profil 49



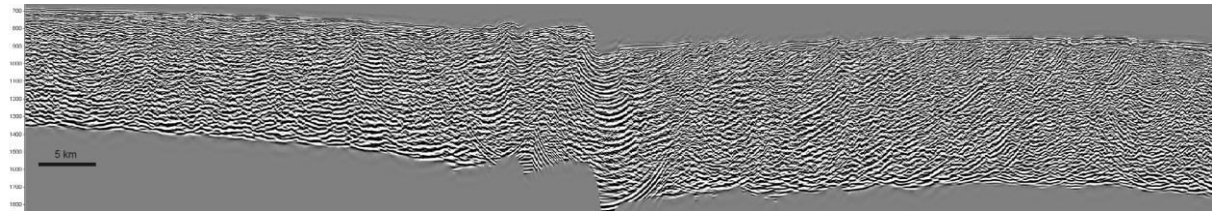
Profil 47



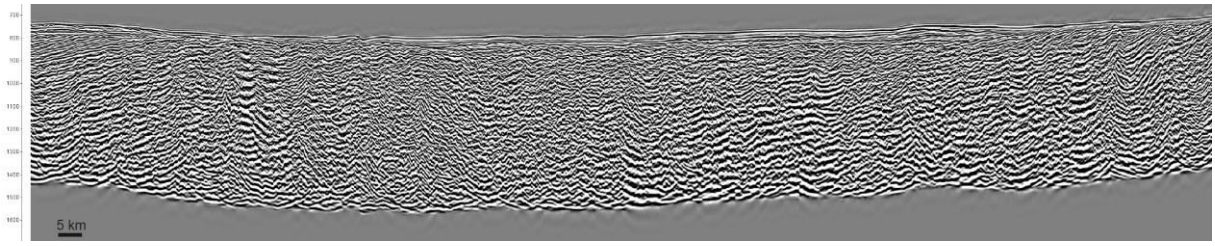
Profil 14



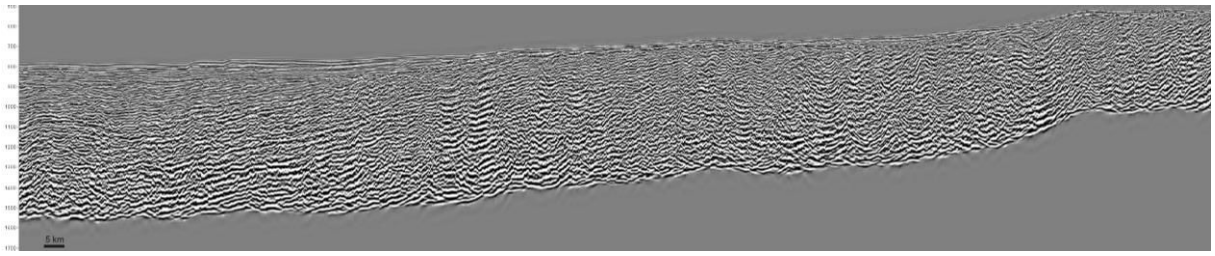
Profil 15



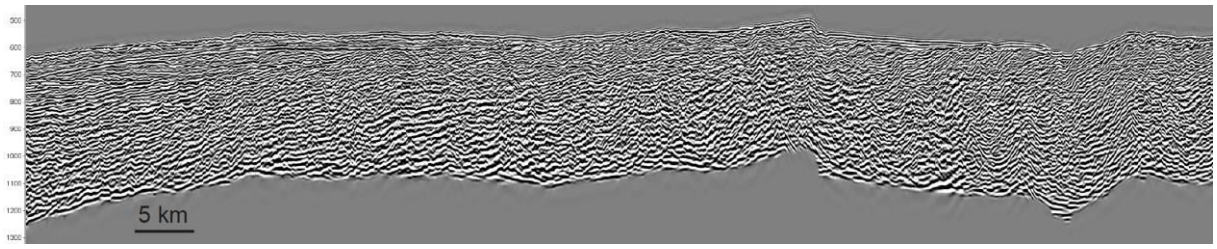
Profil 43



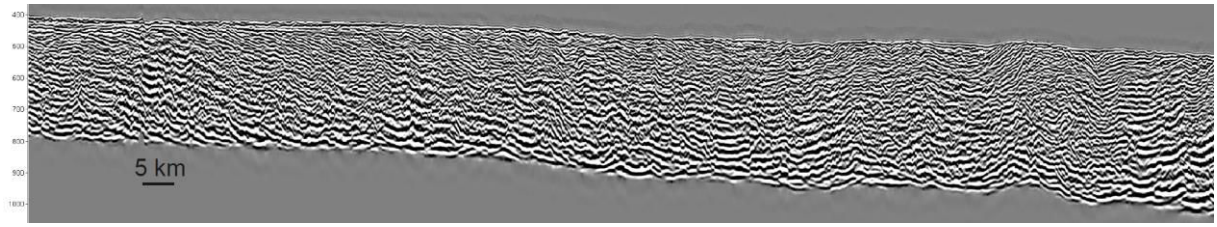
Profil 44



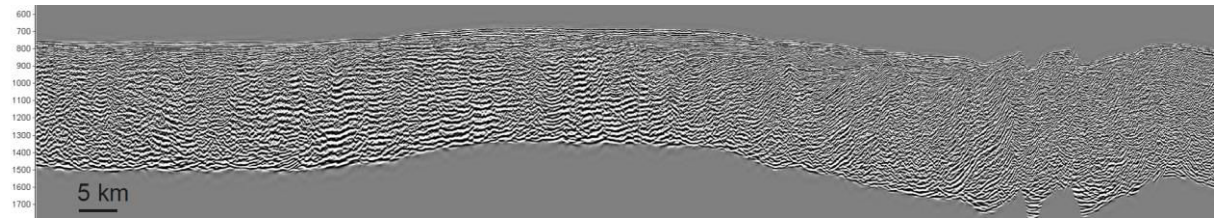
Profil 12



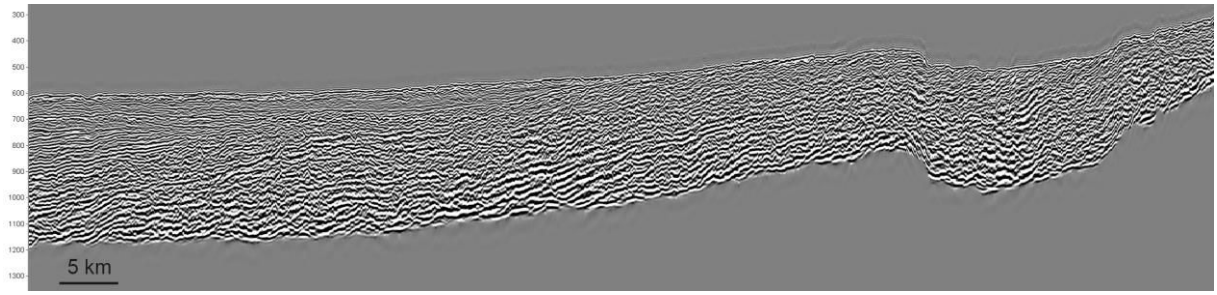
Profil 46



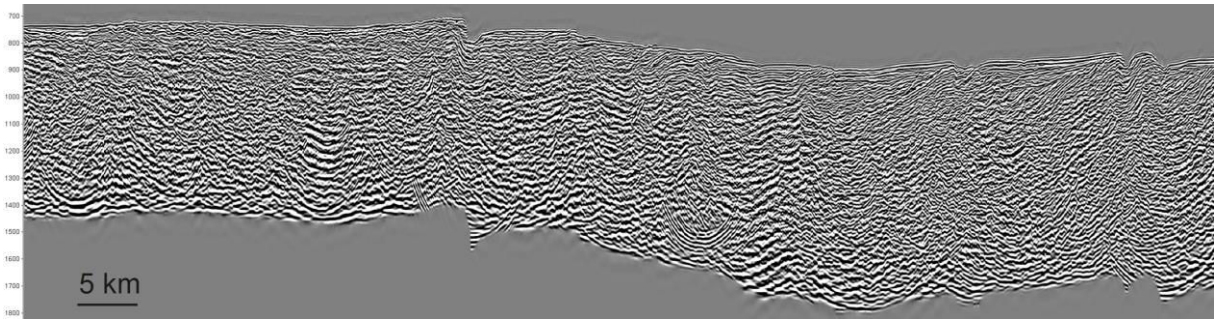
Profil 13



Profil 41

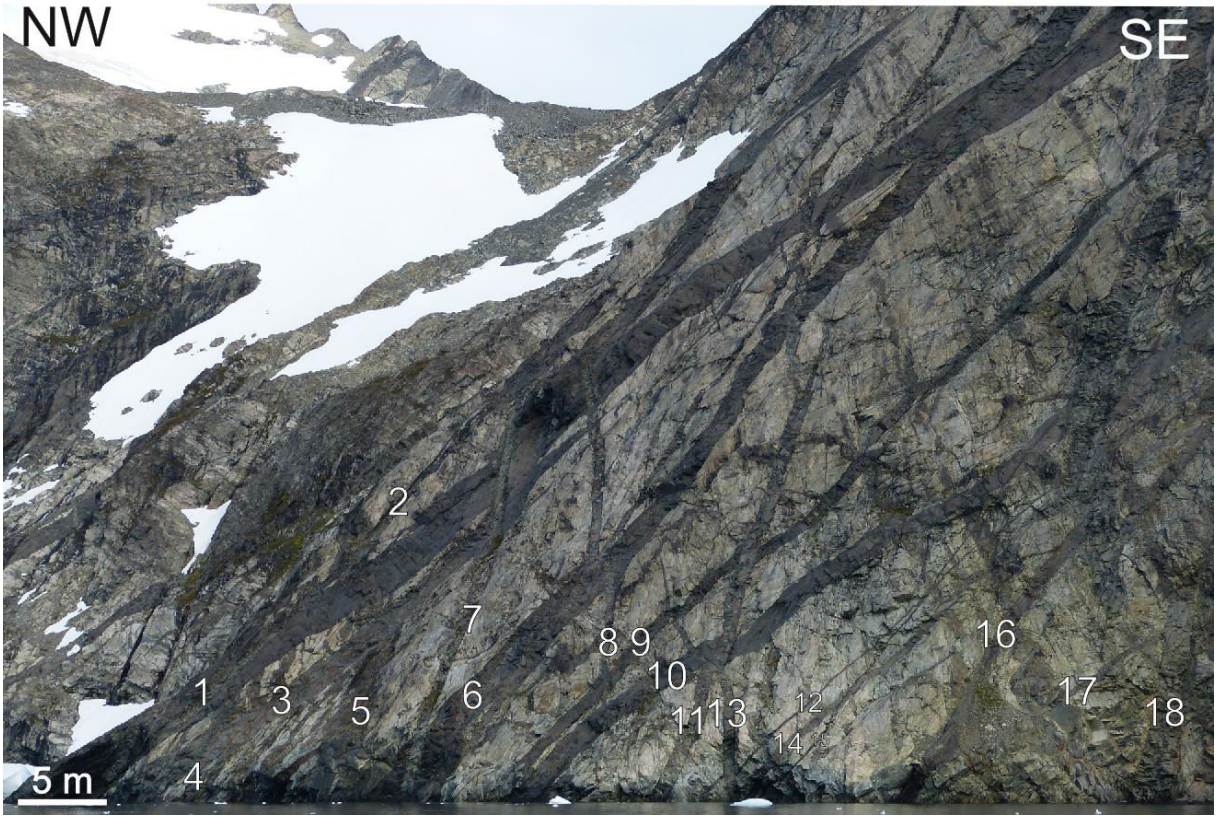


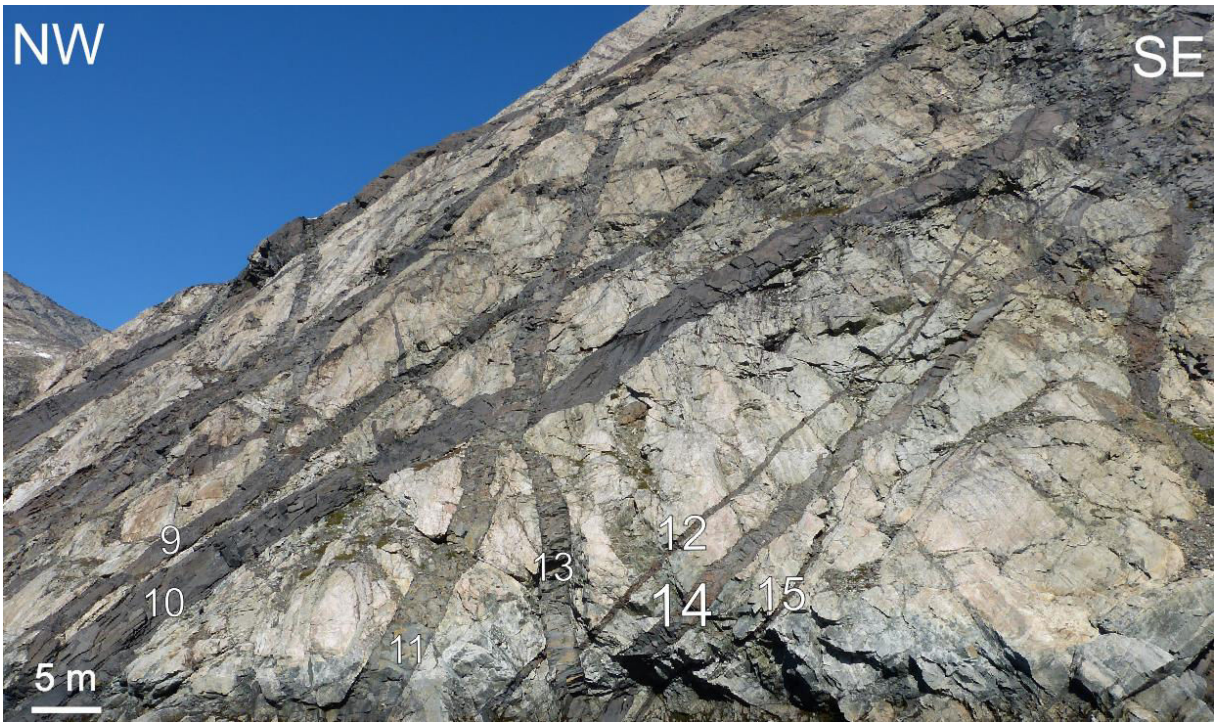
Profil 48

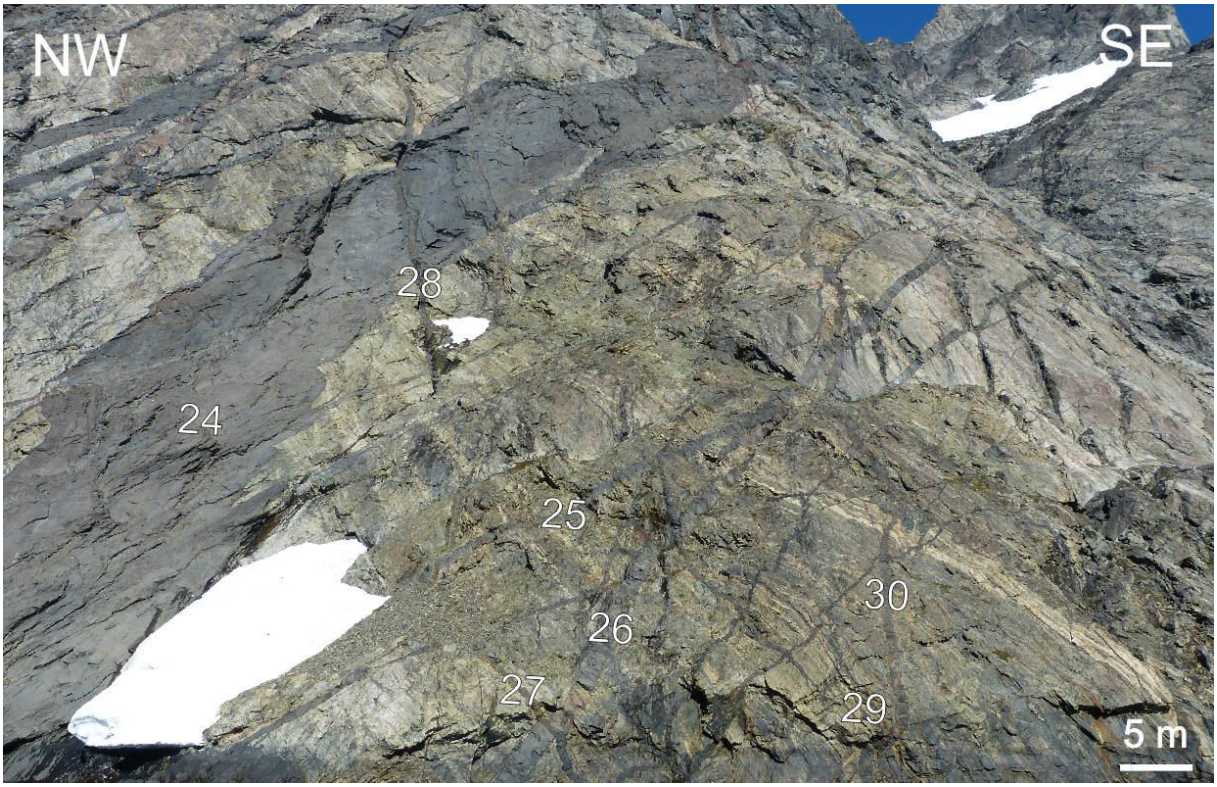


Annexe 9

Photos des dykes mesurés sur le marge Est du Groenland




NW
SE
9
10
11
13
12
14
15
5 m


NW
SE
28
24
25
30
26
27
29
5 m

Bibliographie

Abdelmalak, M. M. (Thèse, 2010). *Transition spatio-temporelle entre rift sédimentaire et marge passive volcanique : l'exemple de la baie de Baffin, Centre Ouest Groenland*. Le Mans.

Abdelmalak, M. M., Faleide, J. I., Planke, S., Gernigon, L., Zastrozhnov, D., Shephard, G. E., & Myklebust, R. (2017). The T-Reflection and the Deep Crustal Structure of the Vøring Margin, Offshore mid-Norway. *Tectonics*, *36*(11), 2497–2523. https://doi.org/10.1002/2017TC004617

Abdelmalak, M. M., Geoffroy, L., Angelier, J., Bonin, B., Callot, J. P., Gélard, J. P., & Aubourg, C. (2012). Stress fields acting during lithosphere breakup above a melting mantle: A case example in West Greenland. *Tectonophysics*, *581*, 132–143. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.020

Abreu, V., Vail, P. R., Bally, A., & Wilson, & E. (1997). Geologic Evolution Of Conjugate Volcanic Passive Margins: Influence on the Petroleum Systems of the South Atlantic, *40*(4), 10–11.

Afonso, J. C., & Ranalli, G. (2004). Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics*, *394*(3), 221–232. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.08.006

Allègre, C. J., & Turcotte, D. L. (1986). Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature*, *323*(6084), 123–127. https://doi.org/10.1038/323123a0

Alsulami, S., Paton, D. A., & Cornwell, D. G. (2015). Tectonic variation and structural evolution of the West Greenland continental margin. *AAPG Bulletin*, *99*(9), 1689–1711. https://doi.org/10.1306/03021514023

Altenbernd, T., Jokat, W., Heyde, I., & Damm, V. (2014). A crustal model for northern Melville Bay, Baffin Bay. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(12), 8610–8632. https://doi.org/10.1002/2014JB011559

Anderson, D. L. (1994). The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. *Earth and Planetary Science Letters*, *123*(1), 269–280. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90273-9

Anderson, E. M. (1937). IX.—The Dynamics of the Formation of Cone-sheets, Ring-dykes, and Caldron-subsidences. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, *56*, 128–157. https://doi.org/10.1017/S0370164600014954

Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*.

Arndt, N. T., Czamanske, G. K., Wooden, J. L., & Fedorenko, V. A. (1993). Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, *223*(1), 39–52. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90156-E

Arzi, A. A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, *44*(1), 173–184. https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90069-0

Aubourg, C. (Thèse, 1990). *Méthodes d'étude de la fabrique magnétique appliquées aux roches sédimentaires peu déformées : exemple des Terres Noires subalpines.*Université Joseph-Fourier - Grenoble I.

Bahorich, M., & Farmer, S. (1995). 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. *The Leading Edge*, *14*(10), 1053–1058. https://doi.org/10.1190/1.1437077

Barrière, M. (1976). Flowage differentiation: Limitation of the 'Bagnold effect' to the narrow intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *55*(2), 139–145. https://doi.org/10.1007/BF00372223

Barton, A. J., & White, R. S. (1997a). Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B2), 3109–3129. https://doi.org/10.1029/96JB03387

Barton, A. J., & White, R. S. (1997b). Volcanism on the Rockall continental margin. *Journal of the Geological Society*, *154*(3), 531–536. https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0531

Battaglia, J., & Bachèlery, P. (2003). Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *120*(3), 289–310. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00410-9

Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, Hinz, R. K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A.,

Trumbull, R.B., Weber, K. (2000), Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, J. Geophys. Res., 105, 28829–28853.

Behn, M. K., & Lin, J. (2000). Segmentation in gravity and magnetic anomalies along the U.S. East Coast passive margin: Implications for incipient structure of the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B11), 25769–25790. https://doi.org/10.1029/2000JB900292

Bernard, A., & Munschy, M. (2000). Le bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi (océan Indien occidental) se sont-ils formés à l'axe d'un même centre d'expansion ? *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, *330*(11), 777–783. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00221-4

Best, M. G. (2013). *Igneous and Metamorphic Petrology*, pp. 752.

Bialas, R. W., Buck, W. R., & Qin, R. (2010). How much magma is required to rift a continent? *Earth and Planetary Science Letters*, *292*(1), 68–78. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.021

Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnurle, P., Berglar, K., … Reichert, C. (2015). Deep crustal structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic data (MIRROR seismic survey). *Tectonophysics*, *656*, 154–174. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.019

Biswas, S. K. (1982). Rift Basins in Western Margin of India and Their Hydrocarbon Prospects with Special Reference to Kutch Basin. *AAPG Bulletin*, *66*(10), 1497–1513.

Biswas, S. K. (1987). Regional tectonic framework, structure and evolution of the western marginal basins of India. *Tectonophysics*, *135*(4), 307–327. https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90115-6

Blaich, O. A., Faleide, J. I., & Tsikalas, F. (2011). Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *116*(B1), B01402. https://doi.org/10.1029/2010JB007686

Blaich, O. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., Franke, D., & León, E. (2009). Crustal-scale architecture and segmentation of the Argentine margin and its conjugate off South Africa. *Geophysical Journal International*, *178*(1), 85–105. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04171.x

Blaich, O. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., Gordon, A. C., & Mohriak, W. (2013). Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. *Geological Society, London, Special Publications*, *369*(1), 167–183. https://doi.org/10.1144/SP369.22

Blumenfeld, P., & Bouchez, J.-L. (1988). Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, *10*(4), 361–372. https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90014-4

Bohnhoff, M., & Makris, J. (2004). Crustal structure of the southeastern Iceland-Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data. *Journal of Geodynamics*, *37*(2), 233–252. https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.02.004

Boillot, G., Féraud, G., & Girardeau, J. (1989). 'Undercrusting' by serpentinite beneath rifted margins: The example of the west Galicia margin (Spain). *Nature*, *341*, 523–525.

Bott, M. H. P. (1993). Modelling the plate-driving mechanism. *Journal of the Geological Society*, *150*(5), 941–951. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.5.0941

Bott, M. H. P., & Kusznir, N. J. (1979). Stress distributions associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism. *Geophysical Journal International*, *56*(3), 451–459. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb00177.x

Bouchez, J. L. (1997). Granite is Never Isotropic: An Introduction to AMS Studies of Granitic Rocks. In *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (pp. 95–112). Springer, Dordrecht.

Bourgeois, O. (Thèse, 2000). *Processus d'extension lithosphérique en Islande. Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires*. Université Rennes 1.

Bourgeois, O., Dauteuil, O., & Hallot, E. (2005). Rifting above a mantle plume: structure and development of the Iceland Plateau. Geodinamica Acta, 18(1), 59–80. https://doi.org/10.3166/ga.18.59-80

Boyden, J.A., Müller, R.D., Gurnis, M., Torsvik, T.H., Clark, J.A., Turner, M., Ivey-Law, H., Watson, R.J., Cannon, J.S. (2011). Next-generation plate-tectonic reconstructions using GPlates. In: Keller, G.R., Baru, C. (Eds.), Geoinformatics: Cyberinfrastructure for the Solid Earth Sciences. Cambridge University Press, pp. 95–113.

Brace, W. F., & Kohlstedt, D. L. (1980). Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *85*(B11), 6248–6252. https://doi.org/10.1029/JB085iB11p06248

Braun, J., & Beaumont, C. (1989). A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*, *17*(8), 760–764. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0760:APEOTR>2.3.CO;2

Brekke, H. (2000). The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. *Geological Society, London, Special Publications*, *167*(1), 327–378. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.167.01.13

Brekke, H., Sjulstad, H. I., Magnus, C., & Williams, R. W. (2001). Sedimentary environments offshore norway — an overview. In O. J. Martinsen & T. Dreyer (Eds.), *Norwegian Petroleum Society Special Publications* (Vol. 10, pp. 7–37). Elsevier.

Bristow, J. W. (1984a). Nephelinites of the north Lebombo and south-east Zimbabwe. In *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province* (Special Publications, Vol. 13, pp. 87–104). Erlank.

Bristow, J. W. (1984b). Picritic rocks of the north Lebombo and south-east Zimbabwe. In *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province* (Special Publications, Vol. 13, pp. 105–124). Erlank.

Bristow, J. W., & Cox, K. G. (1984). Volcanic rocks of the Lebombo–Nuanetzi–Sabi Zone: classification and nomenclature. In *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province* (Special Publications, Vol. 13, pp. 69–75). Erlank.

Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., & Munschy, M. (2011). Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geoscience*, *4*(8), 549–553. https://doi.org/10.1038/ngeo1201

Brooks, C.K. (1973). Rifting and Doming in Southern East Greenland. *Nature*, *244*(132), 23–25. https://doi.org/10.1038/10.1038/physci244023a0

Brooks, C.K., Engell, J., Larsen, L. M., & Pedersen, A. K. (1982). Mineralogy of the Werner Bjerge alkaline complex, East Greenland., *7*.

Brun, J.P., & Beslier, M. O. (1996). Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters*, *142*(1), 161–173. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00080-5

Brun, J.P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts: Inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, *357*. https://doi.org/10.1098/rsta.1999.0349

Brune, S., & Autin, J. (2013). The rift to break-up evolution of the Gulf of Aden: Insights from 3D numerical lithospheric-scale modelling. *Tectonophysics*, *607*, 65–79. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.029

Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., & Sobolev, S. V. (2014). Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nature Communications*, *5*. https://doi.org/10.1038/ncomms5014

Buck, W. R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *96*(B12), 20161–20178. https://doi.org/10.1029/91JB01485

Buck, W. R. (2006). The role of magma in the development of the Afro-Arabian Rift System. *Geological Society, London, Special Publications*, *259*(1), 43–54. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.259.01.05

Buck, W. R. (2017). The role of magmatic loads and rift jumps in generating seaward dipping reflectors on volcanic rifted margins. *Earth and Planetary Science Letters*, *466*, 62–69. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.041

Buiter, S. J. H., & Torsvik, T. H. (2014). A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle

plumes in continental break-up along sutures? *Gondwana Research*, *26*(2), 627–653. https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.02.007

Bullock, A. D., & Minshull, T. A. (2005). From continental extension to seafloor spreading; crustal structure of the Goban Spur rifted margin, southwest of the UK. *Geophysical Journal International*, *163*(2), 527–546. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02726.x

Bunge, H.-P., & Richards, M. A. (1996). The origin of large scale structure in mantle convection: Effects of plate motions and viscosity stratification. *Geophysical Research Letters*, *23*(21), 2987–2990. https://doi.org/10.1029/96GL02522

Bunger, A. P., Menand, T., Cruden, A., Zhang, X., & Halls, H. (2013). Analytical predictions for a natural spacing within dyke swarms. *Earth and Planetary Science Letters*, *375*, 270–279. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.044

Burke, K., & Dewey, J. F. (1973). Plume-Generated Triple Junctions: Key Indicators in Applying Plate Tectonics to Old Rocks. *Journal of Geology*, *81*, 406–433. https://doi.org/10.1086/627882

Burke, K., & Whiteman, A. (1973). Uplift, rifting and the break-up of Africa. *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, *735–755*, 2.

Burov, E. B. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology*, *28*(8), 1402–1443. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008

Burov, E. B., & Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B3), 3905–3927. https://doi.org/10.1029/94JB02770

Burov, E., Lobkovsky, L. I., Cloetingh, S., & Nikishin, A. (1993). Continental lithosphere folding in Central Asia (Part II): constraints from gravity and topography, *226*, 73–87. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90111-V

Burov, E., & Watts, A. (2006). The long-term strength of continental lithosphere: 'Jelly Sandwich' or 'Crème Brûlée'? *GSA Today*, *16*. https://doi.org/10.1130/1052-5173(2006)016<4:TLTSOC>2.0.CO;2

Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, *116*(4–5), 615–626. https://doi.org/10.1007/BF00876528

C. Kent Brooks. (2011). The East Greenland rifted volcanic margin. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, *24*, 1–96.

Callot, J.P. (Thèse, 2002). *Origine, structure et développement des marges volcaniques : l'exemple du Groenland : interactions manteau-lithosphère en contexte de panache*. Paris 6.

Callot, J.P., & Geoffroy, L. (2004). Magma flow in the East Greenland dyke swarm inferred from study of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. *Geophysical Journal International*, *159*(2), 816–830. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02426.x

Callot, J.P., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J.P., & Mege, D. (2001). Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics*, *335*(3), 313–329. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00060-9

Callot, J.P., Geoffroy, L., & Brun, J.P. (2002). Development of volcanic passive margins: Three-dimensional laboratory models. *Tectonics*, *21*(6), 2-1-2–13. https://doi.org/10.1029/2001TC901019

Calvès, G., Clift, P. D., & Inam, A. (2008). Anomalous subsidence on the rifted volcanic margin of Pakistan: No influence from Deccan plume. *Earth and Planetary Science Letters*, *272*(1–2), 231–239. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.042

Calvès, G., Schwab, A. M., Huuse, M., Clift, P. D., Gaina, C., Jolley, D., … Inam, A. (2011). Seismic volcanostratigraphy of the western Indian rifted margin: The pre-Deccan igneous province. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *116*(B1). https://doi.org/10.1029/2010JB000862

Campbell, I. H. (1998). Mantle's chemical structure: Insights from the melting products of mantle plumes. In *the Earth Mantle* (Vol. 259–310). Cambridge, Cambridge University Press: I. Jackson.

Campbell, I. H. (2005). Large Igneous Provinces and the Mantle Plume Hypothesis. *Elements*, *1*(5), 265–269. https://doi.org/10.2113/gselements.1.5.265

Campbell, I. H. (2007). Testing the plume theory. *Chemical Geology*, *241*(3–4), 153–176. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.024

Campbell, I. H., & Griffiths, R. W. (1990). Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, *99*(1), 79–93. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90072-6

Cande, S. C., & Kent, D. V. (1992). Ultrahigh Resolution Marine Magnetic Anomaly Profiles: A Record of Continuous Palcointensity Variations? *Journal of Geophysical Research*, *97*(B11), 15075–15083.

Cannon J., Lau E., & Müller R. D. (2014). Plate tectonic raster reconstruction in GPlates. *Solid Earth*, *5*, 741–755.

Carter, N. L., & Tsenn, M. C. (1987). Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, *136*(1), 27–63. https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90333-7

Chalmers, J. A. (2012). 11 - Labrador Sea, Davis Strait, and Baffin Bay. In D. G. Roberts & A. W. Bally (Eds.), *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps* (pp. 384–435). Boston: Elsevier.

Chalmers, J. A., Larsen, L. M., & Pedersen, A. K. (1995). Widespread Palaeocene volcanism around the northern North Atlantic and Labrador Sea: evidence for a large, hot, early plume head. *Journal of the Geological Society*, *152*(6), 965–969. https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1995.152.01.14

Chalmers, J. A., & Laursen, K. H. (1995). Labrador Sea: the extent of continental and oceanic crust and the timing of the onset of seafloor spreading. *Marine and Petroleum Geology*, *12*(2), 205–217. https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)92840-S

Chalmers, J. A., Pulvertaft, T. C. R., Marcussen, C., & Pedersen, A. K. (1999). New insight into the structure of the Nuussuaq Basin, central West Greenland. *Marine and Petroleum Geology*, *16*(3), 197–224. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00077-4

Chandrasekhar, D. V., Mishra, D. C., Poornachandra Rao, G. V. S., & Mallikharjuna Rao, J. (2002). Gravity and magnetic signatures of volcanic plugs related to Deccan volcanism in Saurashtra, India and their physical and geochemical properties. *Earth and Planetary Science Letters*, *201*(2), 277–292. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00712-4

Chatterjee, S., Goswami, A., & Scotese, C. R. (2013). The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. *Gondwana Research*, *23*(1), 238–267. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.001

Chaubey, A. K., Bhattacharya, G. C., Murty, G. P. S., Srinivas, K., Ramprasad, T., & Rao, D. G. (1998). Early Tertiary seafloor spreading magnetic anomalies and paleo-propagators in the northern Arabian Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, *154*(1), 41–52. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00178-7

Chen, W.-P., & Molnar, P. (1983). Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *88*(B5), 4183–4214. https://doi.org/10.1029/JB088iB05p04183

Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L. L., & Erratt, D. (2015). Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: a mapping approach. *Journal of the Geological Society*, *172*(6), 711–720. https://doi.org/10.1144/jgs2014-139

Chian, D., & Louden, K. E. (1994). The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B5), 9117–9135. https://doi.org/10.1029/93JB03404

Chian, D., Louden, K. E., & Reid, I. (1995). Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins. *Journal of Geophysical*

Research. Solid Earth, *100*(B12), 24239.
Clerc, C., Jolivet, L., & Ringenbach, J.C. (2015). Ductile extensional shear zones in the lower crust of a passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, *431*, 1–7. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.038
Cleverly, R. W., Betton, P. J., & Bristow, J. W. (1984). The Sabie River basalt formation of the Lebombo monocline and south-east Zimbabwe. In *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province* (Special Publications, Vol. 13, pp. 171–194). Erlank.
Cloetingh, S., Beekman, F., Ziegler, P. A., Wees, J.-D. van, & Sokoutis, D. (2008). Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins. *Geological Society, London, Special Publications*, *306*(1), 27–70. https://doi.org/10.1144/SP306.2
Cloetingh, S., van Wees, J. D., Ziegler, P. A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauro, M., … Worum, G. (2010). Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth-Science Reviews*, *102*(3), 159–206. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.05.003
Coffin, M. F., & Eldholm, O. (1992). Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. *Geological Society, London, Special Publications*, *68*(1), 17–30. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.02
Coffin, M. F., & Eldholm, O. (1994). Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, *32*(1), 1–36. https://doi.org/10.1029/93RG02508
Coffin, M. F., & Rabinowitz, P. D. (1988). Evolution of the conjugate East African - Madagascan margins and the western Somali Basin. In *Geological Society of America Special Papers* (Vol. 226, pp. 1–79). Geological Society of America.
Collet, J. (2014). *Magma et failles : observations et modélisation* (Rapport de Master), Université de Bretagne Occidentale, France.
Collier, J. S., Sansom, V., Ishizuka, O., Taylor, R. N., Minshull, T. A., & Whitmarsh, R. B. (2008). Age of Seychelles–India break-up. *Earth and Planetary Science Letters*, *272*(1), 264–277. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.045
Coltice, N., Phillips, B. R., Bertrand, H., Ricard, Y., & Rey, P. (2007). Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology*, *35*, 391. https://doi.org/10.1130/G23240A.1
Condie, K. C. (2001). *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Cambridge University Press.
Condie, K. C. (2003). Supercontinents, superplumes and continental growth: the Neoproterozoic record. *Geological Society, London, Special Publications*, *206*(1), 1–21. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.206.01.02
Condie, K. C. (2011). Chapter 8 - The Supercontinent Cycle. In *Earth as an Evolving Planetary System* (pp. 317–355). Nex York: Academic Press.
Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H., … Sibuet, J.C. (2004). Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data. *Geophysical Journal International*, *158*(2), 529–553. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02303.x
Corfield, R. I., Carmichael, S., Bennett, J., Akhter, S., Fatimi, M., & Craig, T. (2010). Variability in the crustal structure of the West Indian Continental Margin in the Northern Arabian Sea. *Petroleum Geoscience*, *16*(3), 257–265. https://doi.org/10.1144/1354-079309-902
Corry, C. E. (1988). *Laccoliths: Mechanics of Emplacement and Growth*. Geological Society of America.
Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, *205*(3), 295–308. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8
Courtillot, V. E., & Renne, P. R. (2003). On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, *335*(1), 113–140. https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00006-3
Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., & Besse, J. (1999). On causal links between

flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, *166*(3), 177–195. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00282-9

Cox, K. G. (1992). Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. *Geological Society, London, Special Publications*, *68*(1), 137–148. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.09

Croxton, C. A., Hitchings, V. H., & Marshall, P. R. (1981). *The biostratigraphy and palaeoenvironments of the interval 1400'–12790', with petrography, X-ray diffraction and Potassium/Argon age dating of selected samples, from the Amoco Seychelles Petroleum Co. Rieth Bank-1 well, offshore Seychelles,* Robertson Research International Report, p. 61.

Cucciniello, C., Melluso, L., Jourdan, F., Mahoney, J.J., Meisel, T., & Morra, V. (2013). 40Ar-39Ar ages and isotope geochemistry of Cretaceous basalts in northern Madagascar: refining eruption ages, extent of crustal contamination and parental magmas in a flood basalt province. *Geological Magazine*, *150*(1), 1–17. https://doi.org/10.1017/S0016756812000088

Czuba, W., Grad, M., Mjelde, R., Guterch, A., Libak, A., Krüger, F., … the IPY Project Group. (2011). Continent–ocean-transition across a trans-tensional margin segment: off Bear Island, Barents Sea. *Geophysical Journal International*, *184*(2), 541–554. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04873.x

Dahl-Jensen, T., Holbrook, W. S., Hopper, J. R., Kelemen, P. B., Larsen, H. C., Detrick, R., … Kent, G. (1997). Seismic investigation of the East Greenland volcanic rifted margin. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, *176*, 50–54.

Dalziel, I. W. D., Mosher, S., & Gahagan, L. M. (2000). Laurentia-Kalahari Collision and the Assembly of Rodinia. *The Journal of Geology*, *108*(5), 499–513. https://doi.org/10.1086/314418

Dam, G., Pedersen, G. K., Sonderholm, M., Midtgaard, H., Larsen, L. M., Nohr-Hansen, H., & Pedersen, A. K. (2009). Lithostratigraphy of the Cretaceous-Pleocene Nuussuaq Group, Nuussuaq Basin, West Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, *19*, 171.

Daniels, K. A., Bastow, I. D., Keir, D., Sparks, R. S. J., & Menand, T. (2014). Thermal models of dyke intrusion during development of continent–ocean transition. *Earth and Planetary Science Letters*, *385*, 145–153. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.018

Darbyshire, F. A., White, R. S., & Priestley, K. F. (2000). Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth and Planetary Science Letters*, *181*(3), 409–428. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00206-5

Darracott, B. W. (1974). On the crustal structure and evolution of southeastern Africa and the adjacent Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, *24*(2), 282–290. https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90106-X

Darracott, B. W., & Kleywegt, R. J. (1974). The structure of the southern portion of the Lebombo volcanic belt deduced from gravity data. *South African Journal of Geology* 77.

Davaille, A., & Jaupart, C. (1994). Onset of thermal convection in fluids with temperature-dependent viscosity: Application to the oceanic mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B10), 19853–19866. https://doi.org/10.1029/94JB01405

Davis, J. K., Lawver, L. A., Norton, I. O., & Gahagan, L. M. (2016). New Somali Basin magnetic anomalies and a plate model for the early Indian Ocean. *Gondwana Research*, *34*, 16–28. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.010

Davis, M., & Kusznir, N. (2004). Depth-Dependent Lithospheric Stretching at Rifted Continental Margins. *Proc. NSF Rifted Margins Theoretical Institute*, *1*. https://doi.org/10.7312/karn12738-005

Davison, I., & Dailly, P. (2010). Salt tectonics in the Cap Boujdour Area, Aaiun Basin, NW Africa. *Marine and Petroleum Geology*, *27*(2), 435–441. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.011

Davison, I., Stasiuk, S., Nuttall, P., & Keane, P. (2010). Sub-basalt hydrocarbon prospectivity in the Rockall, Faroe–Shetland and Møre basins, NE Atlantic. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series*, *7*(1), 1025–1032. https://doi.org/10.1144/0071025

De Lepinay, M. M. (Thèse, 2016, March 22). *Inventaire mondial des marges transformantes et évolution tectono-sédimentaire des plateaux de Demerara et de Guinée*. Ecole doctorale Energie Environnement (Perpignan), Perpignan.

Delaney, P. T., & Pollard, D. D. (1981). Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico (USGS Numbered Series No. 1202). U.S. G.P.O.

Dessai, A. G., & Bertrand, H. (1995). The 'Panvel Flexure' along the Western Indian continental margin: an extensional fault structure related to Deccan magmatism. *Tectonophysics*, *241*(1), 165–178. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00077-M

Devey, C. W., & Lightfoot, P. C. (1986). Volcanological and tectonic control of stratigraphy and structure in the western Deccan traps. *Bulletin of Volcanology*, *48*(4), 195–207. https://doi.org/10.1007/BF01087674

Devey, C. W., & Stephens, W. E. (1991). Tholeiitic dykes in the Seychelles and the original spatial extent of the Deccan. *Journal of the Geological Society*, *148*(6), 979–983. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.6.0979

Devey, C. W., & Stephens, W. E. (1992). Deccan-related magmatism west of the Seychelles-India rift. *Geological Society, London, Special Publications*, *68*(1), 271–291. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.17

Dingle, R. V., & Scrutton, R. A. (1974). Continental Breakup and the Development of Post-Paleozoic Sedimentary Basins around Southern Africa. *GSA Bulletin*, *85*(9), 1467–1474. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1467:CBATDO>2.0.CO;2

Doré, A. G., Lundin, E. R., Jensen, L. N., Birkeland, Ø., Eliassen, P. E., & Fichler, C. (1999). Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series*, *5*(1), 41–61. https://doi.org/10.1144/0050041

Doubre, C. (2004, January 1). *Structure et mécanismes des segments de rift volcano-tectoniques : études de rifts anciens (Ecosse, Islande) et d'un rift actif (Asal-Ghoubbet)*. Université du Maine. Retrieved from http://www.theses.fr/2004LEMA1002

Doubre, C., & Geoffroy, L. (n.d.). Rift-zone development around a plume-related magma centre on the Isle of Skye (Scotland): a model for stress inversions. *Terra Nova*, *15*(4), 230–237. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00494.x

Dumoulin, C., Doin, M.-P., & Fleitout, L. (1999). Heat transport in stagnant lid convection with temperature- and pressure-dependent Newtonian or non-Newtonian rheology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *104*(B6), 12759–12777. https://doi.org/10.1029/1999JB900110

Duncan, R. A., & Hargraves, R. B. (1990). 40Ar/39Ar Geochronology of Basement Rocks from the Mascarene Plateau, the Chagos Bank, and the Maldives Ridge. In *Proc. ODP, Scientific Results. Ocean Drilling Program* (Vol. 115, pp. 43–51). College Station, TX: Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C.

Duncan, R. A., Hooper, P. R., Rehacek, J., Marsh, J. S., & Duncan, A. R. (1997). The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana.

Eagles, G., & Hoang, H. H. (2014). Cretaceous to present kinematics of the Indian, African and Seychelles plates. *Geophysical Journal International*, *196*(1), 1–14. https://doi.org/10.1093/gji/ggt372

Eagles, G., & König, M. (2008). A model of plate kinematics in Gondwana breakup. *Geophysical Journal International*, *173*(2), 703–717. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03753.x

Eagles, G., Pérez-Díaz, L., & Scarselli, N. (2015). Getting over continent ocean boundaries. *Earth-Science Reviews*, *151*, 244–265. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.10.009

Eales, H. V., Marsh, J. S., & Cox, K. G. (1984). The Karoo igneous province: An introduction. *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province*, *13*, 1–26.

Eldholm, O., & Grue, K. (1994). North Atlantic volcanic margins: Dimensions and production rates.

Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *99*(B2), 2955–2968. https://doi.org/10.1029/93JB02879

Eldholm, O., Skogseid, J., Planke, S., & Gladczenko, T. P. (1995). Volcanic Margin Concepts. In *Rifted Ocean-Continent Boundaries* (pp. 1–16). Springer, Dordrecht.

Eldholm, O., Thiede, J., & Taylor, E. (1989). Evolution of the Vøring Volcanic Margin. *In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. ET AL. (Eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 104*, 1033–1065.

Elkins-Tanton, L. T. (2005). Continental magmatism caused by lithospheric delamination. *Geological Society of America Special Papers*, *388*, 449–461. https://doi.org/10.1130/0-8137-2388-4.449

Elkins-Tanton, L. T. (2007). Continental magmatism, volatile recycling, and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B3), B03405. https://doi.org/10.1029/2005JB004072

Elliott, G. M., & Parson, L. M. (2008). Influence of margin segmentation upon the break-up of the Hatton Bank rifted margin, NE Atlantic. *Tectonophysics*, *457*(3), 161–176. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.008

Engen, Ø., Faleide, J. I., & Dyreng, T. K. (2008). Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints. *Tectonophysics*, *450*(1), 51–69. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.002

England, P. (1983). Constraints on extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *88*(B2), 1145–1152. https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01145

Ernst, R. E. (2014). *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press.

Ernst, R. E., Head, J. W., Parfitt, E., Grosfils, E., & Wilson, L. (1995). Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth-Science Reviews*, *39*(1), 1–58. https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00017-5

Færseth, R. B. (2012). Structural development of the continental shelf offshore Lofoten–Vesterålen, northern Norway. *Norwegian Journal of Geology / Norsk Geologisk Forening*, *92*(1), 19–40.

Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, O., … Eldholm, O. (2008). Structure and Evolution of the Continental Margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, *31*(1), 82–91.

Finlayson, D. M., Collins, C. D. N., Lukaszyk, I., & Chudyk, E. C. (1998). A transect across Australia's southern margin in the Otway Basin region; crustal architecture and the nature of rifting from wide-angle seismic profiling. *Tectonophysics*, *288*(1–4), 177–189.

Fleitout, L., Froidevaux, C., & Yuen, D. (1986). Active lithospheric thinning. *Tectonophysics*, *132*(1), 271–278. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90037-5

Font, E., Fernandes, S., Neres, M., Carvallo, C., Martins, L., Madeira, J., & Youbi, N. (2015). Paleomagnetism of the Central Atlantic Magmatic Province in the Algarve basin, Portugal: First insights. *Tectonophysics*, *663*, 364–377. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.036

Forsyth, D., & Uyedaf, S. (1975). On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *43*(1), 163–200. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00631.x

Fossen, H. (2010). Extensional tectonics in the North Atlantic Caledonides: a regional view. *Geological Society, London, Special Publications*, *335*(1), 767–793. https://doi.org/10.1144/SP335.31

Foulger, G. R. (2006). Older crust underlies Iceland. *Geophysical Journal International*, *165*(2), 672–676. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02941.x

Foulger, G. R., Du, Z., & Julian, B. R. (2003). Icelandic-type crust. *Geophysical Journal International*, *155*(2), 567–590. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02056.x

Foulger, G. R., Natland, J. H., & Anderson, D. L. (2005). Genesis of the Iceland melt anomaly by plate tectonic processes. In G. R. Foulger, J. H. Nalland, D. C. Presnall, & D. L. Anderson (Eds.), *Plates, Plumes, and Paradigms* (pp. 595–625). Boulder, CO: Geological Society of America.

Fourier, J. B. J. baron. (1822). *Théorie analytique de la chaleur*. Chez Firmin Didot, père et fils.

Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Huchon, P., Al-Kathiri, A., Audin, L., … Merkouriev, S. (n.d.).

Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B4). https://doi.org/10.1029/2008JB006257

Franke, D., Ladage, S., Schnabel, M., Schreckenberger, B., Reichert, C., Hinz, K., … Siciliano, M. (2010). Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *11*(2), Q0AB04. https://doi.org/10.1029/2009GC002715

Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., & Hinz, K. (2007). Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology*, *244*(1), 46–67. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.009

Franke, D., Neben, S., Schreckenberger, B., Schulze, A., Stiller, M., & Krawczyk, C. M. (2006). Crustal structure across the Colorado Basin, offshore Argentina. *Geophysical Journal International*, *165*(3), 850–864. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02907.x

Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., & de Clarens, P. (2015). Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, *34*(5), 2014TC003760. https://doi.org/10.1002/2014TC003760

Funck, T., Erlendsson, Ö., Geissler, W. H., Gradmann, S., Kimbell, G. S., McDermott, K., & Petersen, U. K. (2017). A review of the NE Atlantic conjugate margins based on seismic refraction data. *Geological Society, London, Special Publications*, *447*(1), 171–205. https://doi.org/10.1144/SP447.9

Funck, T., Hopper, J. R., Larsen, H. C., Louden, K. E., Tucholke, B. E., & Holbrook, W. S. (2003). Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B11), 2531. https://doi.org/10.1029/2003JB002434

Funck, T., Jackson, H. R., Louden, K. E., Dehler, S. A., & Wu, Y. (2004). Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B9), B09102. https://doi.org/10.1029/2004JB003008

Gac, S., & Geoffroy, L. (2004). *Active upward flow of the ductile crust during lithospheric break-up at VPMs and the origin of SDRs: a FEM modelling*. Presentation presented at the EGU meeting, Nice.

Gac, S., & Geoffroy, L. (2009). 3D Thermo-mechanical modelling of a stretched continental lithosphere containing localized low-viscosity anomalies (the soft-point theory of plate break-up). *Tectonophysics*, *468*(1), 158–168. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.011

Gaina, C., Gernigon, L., & Ball, P. (2009a). Palaeocene–Recent plate boundaries in the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent. *Journal of the Geological Society*, *166*(4), 601–616. https://doi.org/10.1144/0016-76492008-112

Gaina, C., Gernigon, L., & Ball, P. (2009b). Palaeocene–Recent plate boundaries in the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent. *Journal of the Geological Society*, *166*(4), 601–616. https://doi.org/10.1144/0016-76492008-112

Gaina, C., Nasuti, A., Kimbell, G. S., & Blischke, A. (2017). Break-up and seafloor spreading domains in the NE Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, *447*, SP447.12. https://doi.org/10.1144/SP447.12

Galland, O. (2004, December 10). *Interactions mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme : expériences analogiques et exemple naturel* (phdthesis). Université Rennes 1.

Gallet, Y., Weeks, R., Vandamme, D., & Courtillot, V. (1989). Duration of Deccan trap volcanism: a statistical approach. *Earth and Planetary Science Letters*, *93*(2), 273–282. https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90075-7

Ganne, J., Feng, X., Rey, P., & De Andrade, V. (2016). Statistical petrology reveals a link between supercontinents cycle and mantle global climate. *American Mineralogist*, *101*, 2768–2773. https://doi.org/10.2138/am-2016-5868

Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, *337*(16), 1395–1408. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006

Geoffroy, L. (2010, January). *Volcanic Passive Margins: a summary of new concepts*. Presentation,

Salvador/BA, Brazil.

Geoffroy, L., & Angelier, J. (1995). Existence de systèmes de dykes en tension-cisaillement: définition et interprétation mécanique. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, *321*, 505–511.

Geoffroy, L., Aubourg, C., Callot, J.-P., & Barrat, J.-A. J.-A. (2007). Mechanisms of crustal growth in large igneous provinces : the North-Atlantic Province as a case study. *Geological Society of America Special Publication*, *430*, 747–774.

Geoffroy, L., Burov, E. B., & Werner, P. (2015). Volcanic passive margins: another way to break up continents. *Scientific Reports*, *5*, 14828. https://doi.org/10.1038/srep14828

Geoffroy, L., Callot, J. P., Aubourg, C., & Moreira, M. (n.d.). Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova*, *14*(3), 183–190. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00412.x

Geoffroy, L., Callot, J.-P., Scaillet, S., Skuce, A., Gélard, J. P., Ravilly, M., … Lepvrier, C. (2001). Southeast Baffin volcanic margin and the North American-Greenland plate separation. *Tectonics*, *20*(4), 566–584. https://doi.org/10.1029/2001TC900003

Geoffroy, L., Gall, B. L., Daoud, M. A., & Jalludin, M. (2014). Flip-flop detachment tectonics at nascent passive margins in SE Afar. *Journal of the Geological Society*, *171*(5), 689–694. https://doi.org/10.1144/jgs2013-135

Geoffroy, L., Gelard, J. P., Lepvrier, C., & Olivier, P. (1998). The coastal flexure of Disko (West Greenland), onshore expression of the 'oblique reflectors'. *Journal of the Geological Society*, *155*(3), 463–473. https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.3.0463

Geoffroy, L., Guan, H., Gernigon, L., Foulger, G., & Werner, P. (2018). Volcanic passive margins and the extent of continental-derived material in oceanic domains: from Laxmi Basin to Iceland. *Submitted*.

Gerlings, J., Hopper, J. R., Fyhn, M. B. W., & Frandsen, N. (2017). Mesozoic and older rift basins on the SE Greenland Shelf offshore Ammassalik. *Geological Society, London, Special Publications*, *447*(1), 375–392. https://doi.org/10.1144/SP447.15

Gernigon, L., Blischke, A., Nasuti, A., & Sand, M. (2015). Conjugate volcanic rifted margins, seafloor spreading, and microcontinent: Insights from new high-resolution aeromagnetic surveys in the Norway Basin. *Tectonics*, *34*(5), 907–933. https://doi.org/10.1002/2014TC003717

Gernigon, L., Gaina, C., Olesen, O., Ball, P. J., Péron-Pinvidic, G., & Yamasaki, T. (2012). The Norway Basin revisited: From continental breakup to spreading ridge extinction. *Marine and Petroleum Geology*, *35*(1), 1–19. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.02.015

Gernigon, L., Olesen, O., Ebbing, J., Wienecke, S., Gaina, C., Mogaard, J. O., … Myklebust, R. (2009). Geophysical insights and early spreading history in the vicinity of the Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian–Greenland Sea. *Tectonophysics*, *468*(1), 185–205. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.025

Gernigon, L., Ringenbach, J. C., Planke, S., Gall, B. L., & Jonquet-Kolstø, H. (2003). Extension, crustal structure and magmatism at the outer Vøring Basin, Norwegian margin. *Journal of the Geological Society*, *160*(2), 197–208. https://doi.org/10.1144/0016-764902-055

Gernigon, L., Ringenbach, J.-C., Planke, S., & Le Gall, B. (2004). Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway). *Marine and Petroleum Geology*, *21*(3), 363–372. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005

Gibson, I. L., & Love, D. (1989). A Listric Fault Model for the Formation of the Dipping Reflectors Penetrated during the Drilling of Hole 642E, ODP Leg 104. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.104.195.1989

Gilbert, G. K. (1877). *Report on the geology of the Henry Mountains* (USGS Unnumbered Series) (p. 212). Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.

Goetze, C., & Poirier, J. P. (1978). The Mechanisms of Creep in Olivine [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *288*(1350), 99–119.

Gray, D. R., Foster, D. A., Meert, J. G., Goscombe, B. D., Armstrong, R., Trouw, R. a. J., & Passchier, C. W. (2008). A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, *294*(1), 257–278. https://doi.org/10.1144/SP294.14

Gregersen, U., Hopper, J. R., & Knutz, P. C. (2013). Basin seismic stratigraphy and aspects of prospectivity in the NE Baffin Bay, Northwest Greenland. *Marine and Petroleum Geology*, *46*(Supplement C), 1–18. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.05.013

Gressier, J. J. (2010). *Sills en milieu poreux : Rôle des pressions de fluides, de la rhéologie et des échanges chimiques magma-sédiments*. Université du Mans, Académie de Nantes.

Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Afonso, J. C., & Begg, G. C. (2009). The Composition and Evolution of Lithospheric Mantle: a Re-evaluation and its Tectonic Implications. *Journal of Petrology*, *50*(7), 1185–1204. https://doi.org/10.1093/petrology/egn033

Guan, H. (2014). *L'étude de la structure des marges passives volcaniques (centrée sur l'Atlantique Sud)* (rapport de Master 2). UBO.

Guan, H., Geoffroy, L., & Werner, P. (2016). *Is the Gop-Rift oceanic? A re-evaluation of the Seychelles-India conjugate margin*. EGU2016-7643.

Guarnieri, P., Brethes, A., & Rasmussen, T. M. (2017). Geometry and kinematics of the Triassic rift basin in Jameson Land (East Greenland). *Tectonics*, *36*(4), 602–614. https://doi.org/10.1002/2016TC004419

Gudmundsson, A., & Brenner, S. L. (2004). Local stresses, dyke arrest and surface deformation in volcanic edifices and rift zones. *ANNALS OF GEOPHYSICS*, *47*(4), 1433–1454. https://doi.org/10.4401/ag-3352

Gudmundsson, M. (2002). Rheological Properties of Fish Gelatins. *Journal of Food Science*, *67*(6), 2172–2176. https://doi.org/10.1111/j.1365-2621.2002.tb09522.x

Gudmundsson, Ó. (2003). The dense root of the Iceland crust. *Earth and Planetary Science Letters*, *206*(3), 427–440. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01110-X

Gueydan, F., & Précigout, J. (2014). Modes of continental rifting as a function of ductile strain localization in the lithospheric mantle. *Tectonophysics*, *612–613*(Supplement C), 18–25. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.029

Gurnis, M. (1988). Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, *332*(6166), 695–699. https://doi.org/10.1038/332695a0

Gurnis, M., Turner, M., Zahirovic, S., DiCaprio, L., Spasojevic, S., Müller, R. D., … Bower, D. J. (2012). Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates. *Computers & Geosciences*, *38*(1), 35–42. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.04.014

Hald, N. (1976). Early tertiary flood basalts from Hareoeen and western Nugssuaq, West Greenland. *Groenl. Geol. Unders., Bull*, 1–36.

Hallot, E., Davy, P., de Bremond d'Ars, J., Auvray, B., Martin, H., & Van Damme, H. (1996). Non-Newtonian effects during injection in partially crystallised magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *71*(1), 31–44. https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00061-5

Hamann, N. E., Whittaker, R. C., & Stemmerik, L. (2005). Geological development of the Northeast Greenland Shelf. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series*, *6*(1), 887–902. https://doi.org/10.1144/0060887

Handy, M. R., & Streit, J. E. (1999). Mechanics and mechanisms of magmatic underplating: inferences from mafic veins in deep crustal mylonite. *Earth and Planetary Science Letters*, *165*(3), 271–286. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00272-6

Hartz, E. H., Eide, E. A., Andresen, A., Midboe, P., Hodge, K. V., & Kristiansen, S. N. (2002). 40Ar/39Ar geochronology and structural analysis: Basin evolution and detrital feedback mechanisms, Hold with Hope region, East Greenland. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, *82*(4), 341–358.

Hastie, W. W., Aubourg, C., & Watkeys, M. K. (2011). When an 'inverse' fabric is not inverse: an integrated AMS-SPO study in MORB-like dykes. *Terra Nova*, *23*(1), 49–55. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00983.x

He, B., Xu, Y.-G., & Paterson, S. (2009). Magmatic diapirism of the Fangshan pluton, southwest of Beijing, China. *Journal of Structural Geology*, *31*(6), 615–626. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.007

Heine, C., Zoethout, J., & Müller, D. (2013). Kinematics of the South Atlantic Rift. In *Solid Earth* (Vol. 4, pp. 215–253).

Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C., & Le Pichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*, *73*(6), 2119–2136. https://doi.org/10.1029/JB073i006p02119

Helgason, J. (1985). Shifts of the plate boundary in Iceland: Some aspects of Tertiary volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *90*(B12), 10084–10092. https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10084

Hendrie, D. B., Kusznir, N. J., & Hunter, R. H. (1993). Jurassic extension estimates for the North Sea 'triple junction' from flexural backstripping: implications for decompression melting models. *Earth and Planetary Science Letters*, *116*(1), 113–127. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90048-E

Hill, R. I. (1991). Starting plumes and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters*, *104*(2), 398–416. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90218-7

Hill, R. I., Campbell, I. H., Davies, G. F., & Griffiths, R. W. (1992). Mantle plumes and continental tectonics. *Science (New York, N.Y.)*, *256*(5054), 186–193. https://doi.org/10.1126/science.256.5054.186

Hinz, K. (1981). Hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins - their origins and paleoenvironmental significance. *Geologisches Jahrbuch, Series E*, *22*, 1–28.

Hitchen, K., & Ritchie, J. D. (1993). New K-Ar ages, and a provisional chronology, for the offshore part of the British Tertiary Igneous Province. *Scottish Journal of Geology*, *29*(1), 73–85. https://doi.org/10.1144/sjg29010073

Hjartarson, Á., Erlendsson, Ö., & Blischke, A. (2017). The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex. *Geological Society, London, Special Publications*, *447*(1), 127–148. https://doi.org/10.1144/SP447.14

Holbrook, W. S., Larsen, H. C., Korenaga, J., Dahl-Jensen, T., Reid, I. D., Kelemen, P. B., … Detrick, R. S. (2001). Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, *190*(3), 251–266. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00392-2

Hole, M. J. (2015). The generation of continental flood basalts by decompression melting of internally heated mantle. Geology, 43(4), 311–314. https://doi.org/10.1130/G36442.1

Hopper, J.C., Mutter, J. C., Larson R. L., & Mutter C. Z. (1992), Magmatism and rift margin evolution: Evidence from northwest Australia, Geology ,20, 853–857

Hopper, J. R., Dahl-Jensen, T., Holbrook, W. S., Larsen, H. C., Lizarralde, D., Korenaga, J., … Kelemen, P. B. (2003). Structure of the SE Greenland margin from seismic reflection and refraction data: Implications for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during North Atlantic opening. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B5). https://doi.org/10.1029/2002JB001996

Horni, J. Á., Hopper, J. R., Blischke, A., Geisler, W. H., Stewart, M., McDermott, K., … Árting, U. (2017). Regional distribution of volcanism within the North Atlantic Igneous Province. *Geological Society, London, Special Publications*, *447*(1), 105–125. https://doi.org/10.1144/SP447.18

Houseman, G., & England, P. (1986). A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *91*(B1), 719–729. https://doi.org/10.1029/JB091iB01p00719

Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, *5*(1), 37–82. https://doi.org/10.1007/BF01450244

Huerta, A. D., & Harry, D. L. (2012). Wilson cycles, tectonic inheritance, and rifting of the North American Gulf of Mexico continental margin. *Geosphere*, *8*(2), 374–385. https://doi.org/10.1130/GES00725.1

Huismans, R., & Beaumont, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, *473*(7345), 74–78. https://doi.org/10.1038/nature09988

Huismans, R. S., & Beaumont, C. (2008). Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *Geology*, *36*(2), 163–166. https://doi.org/10.1130/G24231A.1

Huismans, R. S., & Beaumont, C. (2009). Structural style of formation of passive margins, insights from dynamical modelling. *Trabajos de Geología*, *29*(29). Retrieved from https://www.unioviedo.es/reunido/index.php/TDG/article/view/331

Huismans, R. S., Podladchikov, Y. Y., & Cloetingh, S. (2001). Transition from passive to active rifting: Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B6), 11271–11291. https://doi.org/10.1029/2000JB900424

Huppert, H. E., & Sparks, R. S. J. (1988). The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust. *Journal of Petrology*, *29*(3), 599–624. https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.599

Hyndman, D. W., & Alt, D. (1987). Radial Dikes, Laccoliths, and Gelatin Models. *The Journal of Geology*, *95*(6), 763–774. https://doi.org/10.1086/629176

Imber, J., Childs, C., Nell, P. A. R., Walsh, J. J., Hodgetts, D., & Flint, S. (2003). Hanging wall fault kinematics and footwall collapse in listric growth fault systems. *Journal of Structural Geology*, *25*(2), 197–208. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00034-2

Jackson, J. (2002). Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*, *12*, 4–10.

Jackson, M. D., & Pollard, D. D. (1990). Flexure and faulting of sedimentary host rocks during growth of igneous domes, Henry Mountains, Utah. *Journal of Structural Geology*, *12*(2), 185–206. https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90004-I

Johnson, A. M., & Pollard, D. D. (1973). Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry mountains, Utah, I: Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics*, *18*(3), 261–309. https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90050-4

Jokat, W., Lehmann, P., Damaske, D., & Bradley Nelson, J. (2016). Magnetic signature of North-East Greenland, the Morris Jesup Rise, the Yermak Plateau, the central Fram Strait: Constraints for the rift/drift history between Greenland and Svalbard since the Eocene. *Tectonophysics*, *691*(Part A), 98–109. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.002

Joppen, M., & White, R. S. (1990). The structure and subsidence of Rockall Trough from two-ship seismic experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *95*(B12), 19821–19837. https://doi.org/10.1029/JB095iB12p19821

Jourdan, F., Bertrand, H., Schärer, U., Blichert-Toft, J., Féraud, G., & Kampunzu, A. B. (2007). Major and Trace Element and Sr, Nd, Hf, and Pb Isotope Compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana–Zimbabwe: Lithosphere vs Mantle Plume Contribution. *Journal of Petrology*, *48*(6), 1043–1077. https://doi.org/10.1093/petrology/egm010

Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A. B., Tshoso, G., Le Gall, B., … Capiez, P. (2004). The Karoo triple junction questioned: evidence from Jurassic and Proterozoic 40Ar/39Ar ages and geochemistry of the giant Okavango dyke swarm (Botswana). *Earth and Planetary Science Letters*, *222*(3–4), 989–1006. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.017

Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A. B., Tshoso, G., Watkeys, M. K., & Gall, B. L. (2005). Karoo large igneous province: Brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new 40Ar/39Ar age data. *Geology*, *33 (9)*, 745–748. https://doi.org/10.1130/G21632.1

Ju, W., Hou, G., & Hari, K. R. (2017). Dyke emplacement in the Narmada rift zone and implications for

the evolution of the Deccan Traps. *Geological Society, London, Special Publications*, *445*(1), 297–315. https://doi.org/10.1144/SP445.1

Kaila, K. L. (1988). Mapping the thickness of Deccan Trap flows in India from DSS studies and inferences about a hidden Mesozoic basin in the Narmada–Tapti region. *Mem. Geol. Soc. India*, *10*, 91–116.

Kaila, K. L., Murty, P. R. K., Rao, V. K., & Kharetchko, G. E. (1981). Crustal structure from deep seismic soundings along the Koyna II (Kelsi-Loni) profile in the Deccan Trap area, India. *Tectonophysics*, *73*(4), 365–384. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90223-7

Karner, G. D., Driscoll, N. W., & Barker, D. H. N. (2003). Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. *Geological Society, London, Special Publications*, *207*(1), 105–129. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.207.6

Kearey, P., & Vine, F. J. (1990). *Global Tectonics*. Oxford.

Keen, C. E. (1987). Some important consequences of lithospheric extension. In *Continental Extensional Tectonics* (Geol. Soc. Spec. Publ., Vol. 67–73). London: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock.

Keen, C. E., & Boutilier, R. R. (1995). Lithosphere-Asthenosphere Interactions Below Rifts. In *Rifted Ocean-Continent Boundaries* (pp. 17–30). Springer, Dordrecht. Retrieved from https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-011-0043-4_2

Keen, C. E., & Potter, D. P. (1995). The transition from a volcanic to a nonvolcanic rifted margin off eastern Canada. *Tectonics*, *14*(2), 359–371. https://doi.org/10.1029/94TC03090

Keir, D., Hamling, I. J., Ayele, A., Calais, E., Ebinger, C., Wright, T. J., … Bennati, L. (2009). Evidence for focused magmatic accretion at segment centers from lateral dike injections captured beneath the Red Sea rift in Afar. *Geology*, *37*(1), 59–62. https://doi.org/10.1130/G25147A.1

Keppie, D. F. (2015). How the closure of paleo-Tethys and Tethys oceans controlled the early breakup of Pangaea. *Geology*, *43*(4), 335–338. https://doi.org/10.1130/G36268.1

Kimbell, G. S., Gatliff, R. W., Ritchie, J. D., Walker, A. S. D., & Williamson, J. P. (2004). Regional three-dimensional gravity modelling of the NE Atlantic margin. *Basin Research*, *16*(2), 259–278. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00232.x

King, S. D., & Anderson, D. L. (1995). An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth and Planetary Science Letters*, *136*(3), 269–279. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00205-Q

King, S. D., & Anderson, D. L. (1998). Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, *160*(3), 289–296. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00089-2

Kirby, S. H. (1985). Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, *119*(1), 1–27. https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90030-7

Kirby, S. H., & Kronenberg, A. K. (1987). Rheology of the lithosphere: Selected topics. *Reviews of Geophysics*, *25*(6), 1219–1244. https://doi.org/10.1029/RG025i006p01219

Klausen, M. B. (1999). *Structure of rift related igneous systems and associated crustal flexures*. University of Copenhagen, Copenhagen.

Klausen, M. B. (2009). The Lebombo monocline and associated feeder dyke swarm: Diagnostic of a successful and highly volcanic rifted margin? *Tectonophysics*, *468*(1), 42–62. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.012

Klausen, M. B., & Larsen, H. C. S. (2002). East Greenland coast-parallel dike swarm and its role in continental breakup. *Geological Society of America Special Papers*, *362*, 133–158. https://doi.org/10.1130/0-8137-2362-0.133

Klingelhoefer, F., Biari, Y., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnabel, M., Matias, L., … Austin, J. A. (2016). Crustal structure variations along the NW-African continental margin: A comparison of new and existing models from wide-angle and reflection seismic data. *Tectonophysics*, *674*(Supplement C), 227–252. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.024

Klingelhöfer, F., Edwards, R. A., Hobbs, R. W., & England, R. W. (2005). Crustal structure of the NE Rockall Trough from wide-angle seismic data modeling. *Journal of Geophysical Research:*

Solid Earth, *110*(B11), B11105. https://doi.org/10.1029/2005JB003763

König, M., & Jokat, W. (2010). Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data. *Geophysical Journal International*, *180*(1), 158–180. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04433.x

Koopmann, H., Brune, S., Franke, D., & Breuer, S. (2014). Linking rift propagation barriers to excess magmatism at volcanic rifted margins. *Geology*, *42*(12), 1071–1074. https://doi.org/10.1130/G36085.1

Koopmann, H., Franke, D., Schreckenberger, B., Schulz, H., Hartwig, A., Stollhofen, H., & di Primio, R. (2014). Segmentation and volcano-tectonic characteristics along the SW African continental margin, South Atlantic, as derived from multichannel seismic and potential field data. *Marine and Petroleum Geology*, *50*(Supplement C), 22–39. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.016

Koshal, V. N. (1984). Differentiation of Rhaetic sediments in sub-surface of Kutch based on palynofossils. *Pet. Asia. J.*, *7*, 102–105.

Krishna, K. S., Rao, D. G., & Sar, D. (2006). Nature of the crust in the Laxmi Basin (14°–20°N), western continental margin of India. *Tectonics*, *25*(1). https://doi.org/10.1029/2004TC001747

Kuhnt, W., & Urquhart, E. (2001). Tethyan flysch-type benthic foraminiferal assemblages in the North Atlantic: Cretaceous to palaeogene deep water agglutinated foraminifers from the Iberia abyssal plain (ODP LEG 173). *Revue de Micropaléontologie*, *44*. https://doi.org/10.1016/S0035-1598(01)90074-1

Kusznir, N. J., & Park, R. G. (1984). Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. *Geophysical Journal International*, *79*(2), 513–538. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb02238.x

Kusznir, N. J., & Park, R. G. (1987). The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *Geological Society, London, Special Publications*, *28*(1), 35–52. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.04

Lagarde, J.-L., Brun, J.-P., & Gapais, D. (1990). Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place : une alternative au diapirisme en domaine épizonal. Formation of epizonal granitic plutons by in situ assemblage of laterally expanding magma. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, *310*(8), 1109–1114.

Larsen, H. C., Dahl-Jensen, T., & Hopper, J. R. (1998). CRUSTAL STRUCTURE ALONG THE LEG 152 DRILLING TRANSECT1. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (College Station, Vol. 152, pp. 463–474). Texas (Ocean Drilling Program): Saunders, A.D., Larsen, H.C., and Wise, S.W., Jr.

Larsen, H. C., & Jakobsdóttir, S. (1988). Distribution, crustal properties and significance of seawards-dipping sub-basement reflectors off E Greenland. *Geological Society, London, Special Publications*, *39*(1), 95–114. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.039.01.10

Larsen, L. M., Pedersen, A. K., Tegner, C., Duncan, R. A., Hald, N., & Larsen, J. G. (2016). Age of Tertiary volcanic rocks on the West Greenland continental margin: volcanic evolution and event correlation to other parts of the North Atlantic Igneous Province. *Geological Magazine*, *153*(3), 487–511. https://doi.org/10.1017/S0016756815000515

Lavier, L. L., & Manatschal, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, *440*(7082), 324–328. https://doi.org/10.1038/nature04608

Le Gall, B., Tshoso, G., Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Tiercelin, J. J., … Maia, M. (2002). 40Ar/39Ar geochronology and structural data from the giant Okavango and related mafic dyke swarms, Karoo igneous province, northern Botswana. *Earth and Planetary Science Letters*, *202*(3–4), 595–606. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00763-X

Leleu, S., Hartley, A. J., van Oosterhout, C., Kennan, L., Ruckwied, K., & Gerdes, K. (2016). Structural, stratigraphic and sedimentological characterisation of a wide rift system: The Triassic rift

system of the Central Atlantic Domain. *Earth-Science Reviews*, *158*(Supplement C), 89–124. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.008

Lenoir, X., Féraud, G., & Geoffroy, L. (2003). High-rate flexure of the East Greenland volcanic margin: constraints from 40Ar/39Ar dating of basaltic dykes. *Earth and Planetary Science Letters*, *214*(3), 515–528. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00392-3

Leroy, S., Lucazeau, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Autin, J., Rouzo, S., … Khanbari, K. (2010). Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden: A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *11*(7), Q07004. https://doi.org/10.1029/2009GC002963

Light, M. P. R., Maslanyj, M. P., & Banks, N. L. (1992). New geophysical evidence for extensional tectonics on the divergent margin offshore Namibia. *Geological Society, London, Special Publications*, *68*(1), 257–270. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.16

Lister, G., & Davis, G. A. (n.d.). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region. *U.S.A. J. Struct. Geol. 11*, 65−94.

Lister, J. R., & Kerr, R. C. (1991). Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *96*(B6), 10049–10077. https://doi.org/10.1029/91JB00600

Lithgow-Bertelloni, C., & Richards, M. A. (1998). The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions. *Reviews of Geophysics*, *36*(1), 27–78. https://doi.org/10.1029/97RG02282

Liu, M., & Furlong, K. P. (1994). Intrusion and underplating of mafic magmas: thermal-rheological effects and implications for Tertiary tectonomagmatism in the North American Cordillera. *Tectonophysics*, *237*(3), 175–187. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90253-4

Lizarralde, D. [b1] (analytic), Axen, G. J. [b2] (analytic), Brown, H. E. [b3] (analytic), Fletcher, J. M. [b4] (analytic), Gonzalez-Fernandez, A. [b4] (analytic), Harding, A. J. [b5] (analytic), … Umhoefer, P. J. [b7] (analytic). (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California (English). *Nature (Lond.)*, *448*(7152), 466–469.

Lobkovsky, L. I., & Kerchman, V. I. (1991). A two-level concept of plate tectonics: application to geodynamics. *Tectonophysics*, *199*(2), 343–374. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90178-U

Lundin, E. R., & Doré, A. G. (1997). A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic: Early Cretaceous to break-up. *Journal of the Geological Society*, *154*(3), 545–550. https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0545

Mahadevan, T. M. (1994). Deep Continental Structure of India: A Review. *GSI Publications*, *1*(1). Retrieved from http://52.172.159.94/index.php/bgsi/article/view/55930

Mahoney, J. J. (1988). Deccan Traps. In *Continental Flood Basalts* (pp. 151–194). Springer, Dordrecht. Retrieved from https://link-springer-com.insu.bib.cnrs.fr/chapter/10.1007/978-94-015-7805-9_5

Manatschal, G. (2004). New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, *93*(3), 432–466. https://doi.org/10.1007/s00531-004-0394-7

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., & Gillot, P.-Y. (1997). Propagation of rifting along the Arabia-Somalia Plate Boundary: The Gulfs of Aden and Tadjoura. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B2), 2681–2710. https://doi.org/10.1029/96JB01185

Mariani, E., Mecklenburgh, J., & Faulkner, D. R. (2015). Towards an improved understanding of the mechanical properties and rheology of the lithosphere: an introductory article to 'Rock Deformation from Field, Experiments and Theory: A Volume in Honour of Ernie Rutter'. *Geological Society, London, Special Publications*, *409*(1), 1–18. https://doi.org/10.1144/SP409.14

Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., & Min, A. D. (1999). Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*,

284(5414), 616–618. https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616

Maslanyj, M. P., Light, M. P. R., Greenwood, R. J., & Banks, N. L. (1992). Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, *9*(6), 590–601. https://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90032-A

Max, M. D., Ghidella, M., Kovacs, L., Paterlini, M., & Valladares, J. A. (1999). Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. *Marine and Petroleum Geology*, *16*(1), 41–64. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00063-4

McCaffrey, K. J. W., & Petford, N. (1997). Are granitic intrusions scale invariant? *Journal of the Geological Society*, *154*(1), 1–4. https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0001

McHone, J. G. (2000). Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, *316*(3), 287–296. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00260-7

McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, *40*(1), 25–32. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7

McKenzie, D., & Weiss, N. (1975). Speculations on the Thermal and Tectonic History of the Earth. *Geophysical Journal International*, *42*(1), 131–174. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb05855.x

Menke, W., & Levin, V. (1994). Cold crust in a hot spot. *Geophysical Research Letters*, *21*(18), 1967–1970. https://doi.org/10.1029/94GL01896

Menzies, M. A., Klemperer, S. L., Ebinger, C. J., & Baker, J. (2002). Characteristics of volcanic rifted margins. *Special Paper 362: Volcanic Rifted Margins*, 1–14.

Merle, O. (2011). A simple continental rift classification. *Tectonophysics*, *513*(1), 88–95. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.004

Meyer, R., van Wijk, J., & Gernigon, L. (2007). The North Atlantic Igneous Province: A review of models for its formation. In *Special Paper 430: Plates, Plumes and Planetary Processes* (Vol. 430, pp. 525–552). Geological Society of America. Retrieved from https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/618/chapter/3805653/

Miller, R. B., & Paterson, S. R. (1999). In defense of magmatic diapirs. *Journal of Structural Geology*, *21*(8), 1161–1173. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00033-4

Minshull, T. A., Lane, C. I., Collier, J. S., & Whitmarsh, R. B. (2008). The relationship between rifting and magmatism in the northeastern Arabian Sea. *Nature Geoscience*, *1*(7), 463. https://doi.org/10.1038/ngeo228

Misra, A. A., Sinha, N., & Mukherjee, S. (2015). Repeat ridge jumps and microcontinent separation: insights from NE Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology*, *59*, 406–428. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.019

Mitra, P., Zutshi, P. L., Chowrasia, R. A., Chug, M. L., Ananthanarayan, S., & Shukla, B. (1983). Exploration in Western Offshore Basins. In *Petroliferous Basins of India* (Vol. 6, pp. 15–24). L.L. Bhandari, B.S. Venkatachala, R. Kumar, S.N. Swamy, P. Garga and D.C. Srivastava.

Mjelde, R., Digranes, P., Schaack, M. V., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., … Vågnes, E. (2001). Crustal structure of the outer Vøring Plateau, offshore Norway, from ocean bottom seismic and gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B4), 6769–6791. https://doi.org/10.1029/2000JB900415

Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., … Næss, U. (n.d.). Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *110*(B5). https://doi.org/10.1029/2004JB003026

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., & Kusznir, N. (2012). Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. *Tectonics*, *31*(1), TC1012. https://doi.org/10.1029/2011TC002961

Mohriak, W. U., Rosendahl, B. R., Turner, J. P., & Valente, S. C. (2002). Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In *Special Paper 362: Volcanic Rifted Margins* (Vol. 362, pp. 159–202). Geological Society of America. Retrieved from

https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/515/chapter/3801138/

Molnar, P., & Tapponnier, P. (1975). Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science (New York, N.Y.)*, *189*(4201), 419–426. https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419

Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., & Masters, G. (n.d.). A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *7*(11). https://doi.org/10.1029/2006GC001248

Moreau, C., Ohnenstetter, D., Diot, H., Demaiffe, D., Brown, W. L., Baer, G., & Heimann, A. (1995). *Emplacement of the Meugueur- Meugueur cone-sheet (Niger, W.Africa),one of the world's largest igneous ring-structures*. Taylor & Francis.

Morgan, W. J. (1971). Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, *230*(5288), 42. https://doi.org/10.1038/230042a0

Morgan, W. J. (1972). Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions. *AAPG Bulletin*, *56*(2), 203–213.

Morton, A. C., Hitchen, K., Ritchie, J. D., Hine, N. M., Whitehouse, M., & Carter, S. G. (1995). Late Cretaceous basalts from Rosemary Bank, Northern Rockall Trough. *Journal of the Geological Society*, *152*(6), 947–952. https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1995.152.01.11

Mosar, J., Eide, E. A., Osmundsen, P. T., Sommaruga, A., & Torsvik, T. H. (2002). Greenland – Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic (Vol. 82, p. 282). Presented at the Norwegian Journal of Geology.

Mougel, B., Agranier, A., Hémond, C. C., & Gente, P. (2014). A highly unradiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise. *Nature Communications*, *5*, 4474. https://doi.org/10.1038/ncomms5474

Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, *98*(1), 1–37. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001

Muller, O. H., & Pollard, D. D. (1977). The stress state near Spanish Peaks, colorado determined from a dike pattern. *Pure and Applied Geophysics*, *115*(1–2), 69–86. https://doi.org/10.1007/BF01637098

Müller, R., Petter Ngstuen, J., Eide, F., & Lie, H. (2005). Late Permian to Triassic basin infill history and palaeogeography of the Mid-Norwegian shelf—East Greenland region. In B. T. G. Wandås, J. P. Nystuen, E. Eide, & F. Gradstein (Eds.), *Norwegian Petroleum Society Special Publications* (Vol. 12, pp. 165–189). Elsevier.

Müntener, O., & Manatschal, G. (2006). High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of the Newfoundland margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, *252*(3–4), 437–452. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.009

Mutter, J. C. (1985). Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins. *Tectonophysics*, *114*(1), 117–131. https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90009-5

Mutter, J. C., Talwani, M., & Stoffa, P. L. (1982). Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by 'subaerial sea-floor spreading'. *Geology*, *10*(7), 353–357. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<353:OOSRIO>2.0.CO;2

Myers, J. S. (1980). Structure of the coastal dyke swarm and associated plutonic intrusions of East Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, *46*(3), 407–418. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90054-0

Naini, B. R., & Talwani, M. (1982). Structural Framework and the Evolutionary History of the Continental Margin of Western India: Rifted Margins: Field Investigations of Margin Structure and Stratigraphy. *Field Investigations of Margin Structure and Stratigraphy*, *110*, 167–191.

Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation — principle and

proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *2*(1), 1–16. https://doi.org/10.1016/0377-0273(77)90012-9

Nance, R. D., Murphy, J. B., & Santosh, M. (2014). The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Research*, *25*(1), 4–29. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.026

Nemčok, M., & Rybár, S. (2016). Rift-drift transition in a magma-rich system: The Gop Rift-Laxmi basin case study, West India. *Geological Society Special Publication*, *445*. https://doi.org/10.1144/SP445.5

Nemčok, M., Sinha, S. T., Stuart, C. J., Welker, C., Choudhuri, M., Sharma, S. P., … Venkatraman, S. (2012). East Indian margin evolution and crustal architecture: integration of deep reflection seismic interpretation and gravity modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, *369*, SP369.6. https://doi.org/10.1144/SP369.6

Neumann, E.-R., Wilson, M., Heeremans, M., Spencer, E. A., Obst, K., Timmerman, M. J., & Kirstein, L. (2004). Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, *223*(1), 11–40. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.02

Nicolas, A. (1992). Kinematics in Magmatic Rocks with Special Reference to Gabbros. *Journal of Petrology*, *33*(4), 891–915. https://doi.org/10.1093/petrology/33.4.891

Olsen, P. E., Schlische, R. W., & Fedosh, M. S. (1996). 580 Ky Duration of the Early Jurassic Flood Basalt Event in Eastern North America Estimated Using Milankovitch Cyclostratigraphy. In *The Continental Jurassic* (Vol. 60, pp. 11–22). Michael Morales.

O'Neill, C., Lenardic, A., Jellinek, A. M., & Moresi, L. (2009). Influence of supercontinents on deep mantle flow. *Gondwana Research*, *15*(3), 276–287. https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.11.005

O'Reilly, B. M., Hauser, F., Jacob, A. W. B., & Shannon, P. M. (1996). The lithosphere below the Rockall Trough: wide-angle seismic evidence for extensive serpentinisation. *Tectonophysics*, *255*(1), 1–23. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00149-2

Osmundsen, P. T., & Andersen, T. B. (2001). The Devonian basins of western Norway: products of large-scale sinistral transtension? *Tectonophysics*, *332*, 51–68.

Osmundsen, P. T., & Ebbing, J. (2008). Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins. *Tectonics*, *27*(6), TC6016. https://doi.org/10.1029/2007TC002242

Osmundsen, P. T., Sommaruga, A., Skilbrei, J. R., & Olesen, O. (2002). Deep structure of the Mid Norway rifted margin. *Norwegian Journal of Geology / Norsk Geologisk Forening*, *82*(4), 205–224.

Palmàson, G. (1980). A continuum model of crustal generation in Iceland: kinematics aspects. *J. Geophys.*, *47*, 7–18.

Paton, D. A., Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P., & Horn, B. (2017). Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic. *Geology*, *45*(5), 439–442. https://doi.org/10.1130/G38706.1

Pavlis, T. L. (1996). Fabric development in syn-tectonic intrusive sheets as a consequence of melt-dominated flow and thermal softening of the crust. *Tectonophysics*, *253*(1), 1–31. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00049-6

Pedersen, A. K., Watt, M., Watt, W. S., & Larsen, L. M. (1997). Structure and stratigraphy of the Early Tertiary basalts of the Blosseville Kyst, East Greenland. *Journal of the Geological Society*, *154*(3), 565–570. https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0565

Péron-Pinvidic, G., & Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, *98*, 1581–1597. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0337-9

Péron-Pinvidic, G., & Manatschal, G. (2010). From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? *Petroleum Geoscience*, *16*(3), 189–197. https://doi.org/10.1144/1354-079309-903

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & Osmundsen, P. T. (2013). Structural comparison of archetypal

Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, *43*, 21–47. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002

Peron-Pinvidic, G., & Osmundsen, P. T. (2016). Architecture of the distal and outer domains of the Mid-Norwegian rifted margin: Insights from the Rån-Gjallar ridges system. *Marine and Petroleum Geology*, *77*, 280–299. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.06.014

Perrot, K., Geoffroy, L., & Dyment, J. (2003). *Magnetic structure of the Greenland Volcanic Passive margin*. Presented at the AGU-EGU-EGS meeting, Nice.

Petford, N. (1996). Dykes or diapirs? *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, *87*(1–2), 105–114. https://doi.org/10.1017/S0263593300006520

Petford, N., & Clemens, J. D. (2000). Granites are not diapiric! *Geology Today*, *16*(5), 180–184. https://doi.org/10.1111/j.1365-2451.2000.00008.x

Petri, B., Skrzypek, E., Mohn, G., Mateeva, T., Robion, P., Schulmann, K., … Müntener, O. (2018). Mechanical anisotropies and mechanisms of mafic magma ascent in the middle continental crust: The Sondalo magmatic system (N Italy). *GSA Bulletin*, *130*(1–2), 331–352. https://doi.org/10.1130/B31693.1

Petronis, M. S., Van Wyk de Vries, B., Lindline, J., & Rapprich, V. (2012). Discerning Subvolcanic Deformation and Magma Emplacement Geometries: The utility of Combined Paleomagnetic and Anisotropy of Magnetic Susceptibility Studies. *AGU Fall Meeting Abstracts*, *21*. Retrieved from http://adsabs.harvard.edu/abs/2012AGUFMGP21A1115P

Phillips, B. R., & Bunge, H.-P. (2005). Heterogeneity and time dependence in 3D spherical mantle convection models with continental drift. *Earth and Planetary Science Letters*, *233*(1), 121–135. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.041

Pichon, X. L., Francheteau, J., & Bonnin, J. (2013). *Plate Tectonics*. Elsevier.

Pindell, J., Graham, R., & Horn, B. (2014). Rapid outer marginal collapse at the rift to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. *Basin Research*, *26*(6), 701–725. https://doi.org/10.1111/bre.12059

Planke, S., Symonds, P. A., Alvestad, E., & Skogseid, J. (2000). Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B8), 19335–19351. https://doi.org/10.1029/1999JB900005

Pollard, D. D. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. *Kundoc.com*, 277–349.

Polteau, S., Mazzini, A., Galland, O., Planke, S., & Malthe-Sørenssen, A. (2008). Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications. *Earth and Planetary Science Letters*, *266*(1), 195–204. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.015

Quirk, D. G., Hertle, M., Jeppesen, J. W., Raven, M., Mohriak, W. U., Kann, D. J., … Mendes, M. P. (2013). Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, *369*, SP369.20. https://doi.org/10.1144/SP369.20

Quirk, D. G., Shakerley, A., & Howe, M. J. (2014). A mechanism for construction of volcanic rifted margins during continental breakup. *Geology*, *42*(12), 1079–1082. https://doi.org/10.1130/G35974.1

Ramberg, H. (1970). Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies, (Special Issue No. 2), 261–286.

Ranalli, G. (1997). Rheology of the lithosphere in space and time. *Geological Society, London, Special Publications*, *121*(1), 19–37. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.121.01.02

Rao, K. M., Kumar, M. R., & Rastogi, B. K. (2015). Crust beneath the northwestern Deccan Volcanic Province, India: Evidence for uplift and magmatic underplating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *120*(5), 2014JB011819. https://doi.org/10.1002/2014JB011819

Raval, U., & Veeraswamy, K. (2003). India-Madagascar Separation: Breakup Along a Pre-existing Mobile Belt and Chipping of the Craton. *Gondwana Research*, *6*(3), 467–485. https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70999-0

Reeves, C. V. (1978). A failed Gondwana spreading axis in southern Africa. *Nature*, *273*(5659), 222–223. https://doi.org/10.1038/273222a0

Ren, S., Skogseid, J., & Eldholm, O. (1998). Late Creataceous–Paleocene extension on the Vøring volcanic margin. *Marine Geophysical Research*, *20*, 343–369.

Renne, P. R., & Basu, A. R. (1991). Rapid Eruption of the Siberian Traps Flood Basalts at the Permo-Triassic Boundary. *Science*, *253*(5016), 176–179. https://doi.org/10.1126/science.253.5016.176

Reuber, K. R., Pindell, J., & Horn, B. W. (1753). Demerara Rise, offshore Suriname: Magma-rich segment of the Central Atlantic Ocean, and conjugate to the Bahamas hot spot. *Interpretation*, *4*(2), T141–T155. https://doi.org/10.1190/INT-2014-0246.1

Rey, P., Burg, J.-P., & Casey, M. (1997). The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. *Geological Society, London, Special Publications*, *121*(1), 179–200. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.121.01.08

Rey, S. S., Planke, S., Symonds, P. A., & Faleide, J. I. (2008). Seismic volcanostratigraphy of the Gascoyne margin, Western Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *172*(1), 112–131. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.013

Richards, M. A., Duncan, R. A., & Courtillot, V. E. (1989). Flood Basalts and Hot-Spot Tracks: Plume Heads and Tails. *Science*, *246*(4926), 103–107. https://doi.org/10.1126/science.246.4926.103

Richards, M. A., & Engebretson, D. C. (1992). Large-scale mantle convection and the history of subduction. *Nature*, *355*(6359), 437–440. https://doi.org/10.1038/355437a0

Richardson, K. R., Smallwood, J. R., White, R. S., Snyder, D. B., & Maguire, P. K. H. (1998). Crustal structure beneath the Faroe Islands and the Faroe–Iceland Ridge. *Tectonophysics*, *300*(1), 159–180. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00239-X

Rivers, T., & Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *37*(2–3), 359–383. https://doi.org/10.1139/e99-067

Roberts, D. G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S., & Bjørnseth, H.-M. (1999). Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay – a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series*, *5*(1), 7–40. https://doi.org/10.1144/0050007

Roberts, G. (2008). Deepwater West Coast India. *GEO ExPro*, *5*(Issue 5). Retrieved from http://www.geoexpro.com/articles/2008/05/deepwater-west-coast-india

Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, *30*(3), 209–226. https://doi.org/10.1029/92RG00733

Roeser, H. A., Steiner, C., Schreckenberger, B., & Block, M. (2002). Structural development of the Jurassic Magnetic Quiet Zone off Morocco and identification of Middle Jurassic magnetic lineations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B10), 2207. https://doi.org/10.1029/2000JB000094

Roest, W. R., & Srivastava, S. P. (1989). Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction. *Geology*, *17*(11), 1000–1003. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1000:SFSITL>2.3.CO;2

Rogers, J. J. W., & Santosh, M. (2004). *Continents and Supercontinents* (1 edition). New York: Oxford University Press.

Roman-Berdiel, T., Gapais, D., & Brun, J. P. (1995). Analogue models of laccolith formation. *Journal of Structural Geology*, *17*(9), 1337–1346. https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00012-3

Rothery, D. A. (1987). Improved discrimination of rock units using Landsat Thematic Mapper imagery of the Oman ophiolite. *Journal of the Geological Society*, *144*(4), 587–597. https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0587

Royden, L., & Keen, C. E. (1980). Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*,

51(2), 343–361. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90216-2

Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, *33*(3), 267–309. https://doi.org/10.1029/95RG01302

Ruppel, C. (1995). Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B12), 24187–24215. https://doi.org/10.1029/95JB02955

Sage, F., Basile, C., Mascle, J., Pontoise, B., & Whitmarsh, R. B. (2000). Crustal structure of the continent-ocean transition off the Cote d'Ivoire-Ghana transform margin; implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. *Geophysical Journal International*, *143*(3), 662–678.

Sager, W. W. (2014). *Scientific Drilling in the South Atlantic: Rio Grande Rise, Walvis Ridge and surrounding areas* (Workshop Report). US Science Support Program. Retrieved from http://usssp-iodp.org/wp-content/uploads/Workshop_Report_SouthAtlantic.pdf

Santosh, M., Liu, S. J., Tsunogae, T., & Li, J. H. (2012). Paleoproterozoic ultrahigh-temperature granulites in the North China Craton: Implications for tectonic models on extreme crustal metamorphism. *Precambrian Research*, *222–223*(Supplement C), 77–106. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.05.003

Santosh, M., Maruyama, S., & Yamamoto, S. (2009). The making and breaking of supercontinents: Some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere. *Gondwana Research*, *15*(3), 324–341. https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.11.004

Saunders, A. D., Fitton, J. G., Kerr, A. C., Norry, M. J., & Kent, R. W. (1997). The North Atlantic Igneous Province. In J. J.honey & M. F. Coffin (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (pp. 45–93). American Geophysical Union. Retrieved from http://onlinelibrary.wiley.com.insu.bib.cnrs.fr/doi/10.1029/GM100p0045/summary

Saunders, A. D., Kempton, P. D., Fitton, J. G., & Larsen, L. M. (1999). Sr, Nd, and Pb isotopes and trace element geochemistry of basalts from the Southeast Greenland margin. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific ultats, 163* (Vol. 163, pp. 77–93). Larsen, H. C., Duncan, R. A., llan, J. F. & Brooks, K.

Saunders, C., Gammerman, A., & Vovk, V. (1998). Ridge Regression Learning Algorithm in Dual Variables. In *In Proceedings of the 15th International Conference on Machine Learning* (pp. 515–521). Morgan Kaufmann.

Sauter, D., Ringenbach, J. C., Cannat, M., Maurin, T., Manatschal, G., & McDermott, K. G. (n.d.). Intraplate Deformation of Oceanic Crust in the West Somali Basin: Insights From Long-offset Reflection Seismic Data. *Tectonics*, *37*(2), 588–603. https://doi.org/10.1002/2017TC004700

Sauter, D., Sloan, H., Cannat, M., Goff, J., Patriat, P., Schaming, M., & Roest, W. R. (2011). From slow to ultra-slow: How does spreading rate affect seafloor roughness and crustal thickness? *Geology*, *39*(10), 911–914. https://doi.org/10.1130/G32028.1

Scheck-Wenderoth, M., Raum, T., Faleide, J. I., Mjelde, R., & Horsfield, B. (2007). The transition from the continent to the ocean: a deeper view on the Norwegian margin. *Journal of the Geological Society*, *164*(4), 855–868. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-131

Schenk, C. J. (2011). Chapter 41 Geology and petroleum potential of the West Greenland–East Canada Province. *Geological Society, London, Memoirs*, *35*(1), 627–645. https://doi.org/10.1144/M35.41

Schiffer, C., Peace, A., Phethean, J., Gernigon, L., McCaffrey, K., Petersen, K. D., & Foulger, G. (2018). The Jan Mayen microplate complex and the Wilson cycle. *Geological Society, London, Special Publications*, *470*, SP470.2. https://doi.org/10.1144/SP470.2

Schiffer, C., Tegner, C., Schaeffer, A. J., Pease, V., & Nielsen, S. B. (2018). High Arctic geopotential stress field and implications for geodynamic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, *460*(1), 441–465. https://doi.org/10.1144/SP460.6

Schlindwein, V., & Jokat, W. (1999). Structure and evolution of the continental crust of northern east Greenland from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,

104(B7), 15227–15245. https://doi.org/10.1029/1999JB900101

Schnabel, M., Franke, D., Engels, M., Hinz, K., Neben, S., Damm, V., … Dos Santos, P. R. (2008). The structure of the lower crust at the Argentine continental margin, South Atlantic at 44°S. *Tectonophysics*, *454*(1), 14–22. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.019

Searle, M. P. (1999). Emplacement of Himalayan leucogranites by magma injection along giant sill complexes: examples from the Cho Oyu, Gyachung Kang and Everest leucogranites (Nepal Himalaya). *Journal of Asian Earth Sciences*, *17*(5), 773–783. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00020-6

Self, S., Thordarson, T., & Keszthelyi, L. (1997). Emplacement of Continental Flood Basalt Lava Flows. In J. J.honey & M. F. Coffin (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (pp. 381–410). American Geophysical Union.

Sengör, A. M. C. (1976). Collision of irregular continental margins: Implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology*, *4*(12), 779–782. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<779:COICMI>2.0.CO;2

Sengör, A. M. C., & Burke, K. (1978). Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, *5*(6), 419–421. https://doi.org/10.1029/GL005i006p00419

Shannon, P. M., Jacob, A. W. B., O'reilly, B. M., Hauserr, F., Readman, P. W., & Makris, J. (1999). Structural setting, geological development and basin modelling in the Rockall Trough. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series*, *5*(1), 421–431. https://doi.org/10.1144/0050421

Sheth, H. C. (1998). A reappraisal of the coastal Panvel flexure, Deccan Traps, as a listric-fault-controlled reverse drag structure. *Tectonophysics*, *294*(1), 143–149. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00148-6

Sheth, H. C. (1999). A historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into pre-volcanic rifting, sedimentation, and early alkaline magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, *168*(1), 19–26. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00045-X

Sheth, H. C. (2005). From Deccan to Réunion: No trace of a mantle plume. In *Special Paper 388: Plates, plumes and paradigms* (Vol. 388, pp. 477–501). Geological Society of America.

Sheth, H. C., Zellmer, G. F., Demonterova, E. I., Ivanov, A. V., Kumar, R., & Patel, R. K. (2014). The Deccan tholeiite lavas and dykes of Ghatkopar-Powai area, Mumbai, Panvel flexure zone: Geochemistry, stratigraphic status, and tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, *84*, 69–82. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.05.007

Sibuet, J.-C., Srivastava, S., & Manatschal, G. (n.d.). Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B6). https://doi.org/10.1029/2005JB003856

Simon, K., Huismans, R. S., & Beaumont, C. (2009). Dynamical modelling of lithospheric extension and small-scale convection: Implications for magmatism during the formation of volcanic rifted margins. *Geophysical Journal International*, *176*(1), 327–350. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03891.x

Skogseid, J. (2001). Volcanic margins: Geodynamic and exploration aspects. *Marine and Petroleum Geology - MAR PETROL GEOL*, *18*, 457–461. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00070-2

Skogseid, J., Pedersen, T., Eldholm, O., & Larsen, B. T. (1992). Tectonism and magmatism during NE Atlantic continental break-up: the Vøring Margin. *Geological Society, London, Special Publications*, *68*(1), 305–320. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.19

Skogseid, J., Planke, S., Faleide, J. I., Pedersen, T., Eldholm, O., & Neverdal, F. (2000). NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation. *Geological Society, London, Special Publications*, *167*(1), 295–326. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.167.01.12

Smallwood, J. R., Staples, R. K., Richardson, K. R., & White, R. S. (1999). Crust generated above the Iceland mantle plume: From continental rift to oceanic spreading center. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *104*(B10), 22885–22902.

https://doi.org/10.1029/1999JB900176

Smallwood, J. R., White, R. S., & Staples, R. K. (1998). Deep crustal reflectors under Reydarfjördur, eastern Iceland: crustal accretion above the Iceland mantle plume. *Geophysical Journal International*, *134*(1), 277–290. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00593.x

Smith, A. D. (1992). Back-arc convection model for Columbia river basalt genesis. *Tectonophysics*, *207*(3), 269–285. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90390-R

Smith, R. P. (1987). Dyke emplacement at Spanish Peaks, Colorado. In *Mafic Dyke Swarms* (Vol. 34). H. C. Halls and W. F. Fahrig.

Snow, J. E., Hellebrand, E., Handt, A. von der, Nauret, F., Gao, Y., & Schenke, H. W. (n.d.). Oblique nonvolcanic seafloor spreading in Lena Trough, Arctic Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *12*(10). https://doi.org/10.1029/2011GC003768

Soto, M., Morales, E., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Ucha, N., & Rodríguez, P. (2011). The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, *28*(9), 1676–1689. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.07.001

Speight, J. M., Skelhorn, R. R., Sloan, T., & Knaap, R. J. (1982). The dyke swarms of Scotland. *Igneous Rocks of the British Isles*, 449–459.

Srivastava, S. P., & Roest, W. R. (1999). Extent of oceanic crust in the Labrador Sea. *Marine and Petroleum Geology*, *16*(1), 65–84. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00041-5

Srivastava, S. P., & Tapscott, C. R. (1986). Plate kinematics of the North Atlantic. *In Vogt, P. R., and Tucholke, B. E. (Eds.), The Geology of North America: The Western Atlantic Region: Boulder (Geol. Soc. Am.), DNAG Ser.*, *M.*, 589–404.

Steffen, R., Strykowski, G., & Lund, B. (2017). High-resolution Moho model for Greenland from EIGEN-6C4 gravity data. *Tectonophysics*, *706–707*, 206–220. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.014

Stephenson, R. A., & Cloetingh, S. A. P. L. (1991). Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. *Tectonophysics*, *188*(1), 27–37. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90312-G

Stesky, R. M. (1978). Rock friction-effect of confining pressure, temperature, and pore pressure. *Pure and Applied Geophysics*, *116*(4–5), 690–704. https://doi.org/10.1007/BF00876532

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. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015

Storey, B. C. (1995). The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. *Nature*, *377*(6547), 301–308. https://doi.org/10.1038/377301a0

Storey, M., Duncan, R. A., & Swisher, C. C. (2007). Paleocene-Eocene thermal maximum and the opening of the Northeast Atlantic. *Science (New York, N.Y.)*, *316*(5824), 587–589. https://doi.org/10.1126/science.1135274

Tackley, P. J. (2000). Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations 2. Strain weakening and asthenosphere. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *1*(8). https://doi.org/10.1029/2000GC000043

Talwani, M., & Abreu, V. (2013). Inferences Regarding Initiation of Oceanic Crust Formation from the U.S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic Margins. In *Atlantic Rifts and Continental Margins* (pp. 211–233). American Geophysical Union (AGU).

Talwani, M., & Eldholm, O. (1972). Continental Margin off Norway: A Geophysical Study. *GSA Bulletin*, *83*(12), 3575–3606. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3575:CMONAG]2.0.CO;2

Talwani, M., & Eldholm, O. (1977). Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *GSA Bulletin*, *88*(7), 969–999. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<969:EOTNS>2.0.CO;2

Tanton, L. T. E., & Hager, B. H. (n.d.). Melt intrusion as a trigger for lithospheric foundering and the eruption of the Siberian flood basalts. *Geophysical Research Letters*, *27*(23), 3937–3940. https://doi.org/10.1029/2000GL011751

Tard, F., Masse, P., Walgenwitz, F., & Gruneisen, P. (1991). The volcanic passive margin in the vicinity of Aden, Yemen, *15*, 1–9.

Tari, G., Brown, D., Jabour, H., Hafid, M., Louden, K., & Zizi, M. (2012). 8 - The conjugate margins of Morocco and Nova Scotia. In D. G. Roberts & A. W. Bally (Eds.), *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps* (pp. 284–323). Boston: Elsevier.

Tarling, D., & Hrouda, F. (1993). *Magnetic Anisotropy of Rocks*. Springer Science & Business Media.

Tegner, C., Brooks, C. K., Duncan, R. A., Heister, L. E., & Bernstein, S. (2008). 40Ar–39Ar ages of intrusions in East Greenland: Rift-to-drift transition over the Iceland hotspot. *Lithos*, *101*(3), 480–500. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.09.001

Tegner, C., & Duncan, R. A. (1999). 40Ar-39Ar chronology for the volcanic history of the Southeast Greenland rifted margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, *163*, 53–62.

Tegner, C., Duncan, R. A., Bernstein, S., Brooks, C. K., Bird, D. K., & Storey, M. (1998). 40Ar/39Ar geochronology of Tertiary mafic intrusions along the East Greenland rifted margin: Relation to flood basalts and the Iceland hotspot track. *Earth and Planetary Science Letters*, *156*(1), 75–88. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00206-9

Ter Voorde, M., Balen, V., T, R., Bertotti, G., & Cloetingh, S. a. P. L. (1998). The influence of a stratified rheology on the flexural response of the lithosphere to (un)loading by extensional faulting. *Geophysical Journal International*, *134*(3), 721–735. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00629.x

Ter Voorde, M., Færseth, R. B., Gabrielsen, R. H., & Cloetingh, S. a. P. L. (2000). Repeated lithosphere extension in the northern Viking Graben: a coupled or a decoupled rheology? *Geological Society, London, Special Publications*, *167*(1), 59–81. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.167.01.04

Tewari, H. C., Dixit, M. M., & Sarkar, D. (1995). Relationship of the Cambay rift basin to the Deccan volcanism. *Journal of Geodynamics*, *20*(1), 85–95. https://doi.org/10.1016/0264-3707(94)00025-Q

Thybo, H., & Artemieva, I. M. (2013). Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, *609*, 605–619. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.032

Tirel, C., Brun, J.-P., & Burov, E. (2008). Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B4). https://doi.org/10.1029/2005JB003694

Torsvik, T. H., Amundsen, H. E. F., Trønnes, R. G., Doubrovine, P. V., Gaina, C., Kusznir, N. J., … Jamtveit, B. (2015). Continental crust beneath southeast Iceland. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *112*(15), E1818–E1827. https://doi.org/10.1073/pnas.1423099112

Torsvik, T. H., Carlos, D., Mosar, J., Cocks, L. R. M., & Malme, T. N. (2002). Global reconstructions and North Atlantic paleogeography 440 Ma to recent. *BATLAS—Mid Norway Plate Reconstruction Atlas with Global and Atlantic Perspectives*, 18–39.

Tsikalas, F., Faleide, J. I., & Kusznir, N. J. (2008). Along-strike variations in rifted margin crustal architecture and lithosphere thinning between northern Vøring and Lofoten margin segments off mid-Norway. *Tectonophysics*, *458*(1), 68–81. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.001

Turcotte, D. L. (1974). Membrane Tectonics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *36*(1), 33–42. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1974.tb03624.x

Turcotte, D. L., & Oxburgh, E. R. (1973). Mid-plate Tectonics. *Nature*, *244*(5415), 337–339. https://doi.org/10.1038/244337a0

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (1982). *Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems*. New York: John Wiley & Sons Inc.

Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & Sutra, E. (2010). Hyper-extended crust in the south atlantic: In search of a model. *Petroleum Geoscience*, *16*, 207–215.

van Wijk, J. W., & Cloetingh, S. A. P. L. (2002). Basin migration caused by slow lithospheric extension. *Earth and Planetary Science Letters*, *198*(3), 275–288. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00560-5

Vigneresse, J.-L., Tikoff, B., & Améglio, L. (1999). Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, *302*(3), 203–224. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00285-6

Vogt, U., Makris, J., O'Reilly, B. M., Hauser, F., Readman, P. W., Jacob, A. W. B., & Shannon, P. M. (1998). The Hatton Basin and continental margin: Crustal structure from wide-angle seismic and gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(B6), 12545–12566. https://doi.org/10.1029/98JB00604

Voss, M., & Jokat, W. (2007). Continent-ocean transition and voluminous magmatic underplating derived from P-wave velocity modelling of the East Greenland continental margin. *Geophysical Journal International*, *170*(2), 580–604. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03438.x

Walker, G. P. L. (1960). Zeohte zones and dyke distribution in relation to the structure of the basahs in eastern Iceland. *J. Geol.*, *68*, 585–528.

Wang, X.-C., Li, X.-H., Li, W.-X., & Li, Z.-X. (2009). Variable involvements of mantle plumes in the genesis of mid-Neoproterozoic basaltic rocks in South China: A review. *Gondwana Research*, *15*(3), 381–395. https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.08.003

Watkeys, M. K. (2002). Development of the Lebombo rifted volcanic margin of southeast Africa. In *Volcanic Rifted Margins* (Vol. 362, pp. 27–46).

Watremez, L., Leroy, S., Rouzo, S., d'Acremont, E., Unternehr, P., Ebinger, C., … Al-Lazki, A. (2011). The crustal structure of the north-eastern Gulf of Aden continental margin: insights from wide-angle seismic data. *Geophysical Journal International*, *184*(2), 575–594. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04881.x

Weertman, J. (1969). Dislocation motion on an interface with friction that is dependent on sliding velocity. *Journal of Geophysical Research*, *74*(27), 6617–6622. https://doi.org/10.1029/JB074i027p06617

Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, *291*(5817), 645–648. https://doi.org/10.1038/291645a0

White, N., & McKenzie, D. (1988). Formation of the steer's head geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. *Geology*, *16*(3), 250–253. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0250:FOTSSH>2.3.CO;2

White, R., & McKenzie, D. (1989). Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *94*(B6), 7685–7729. https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07685

White, R. S., & Smith, L. K. (2009). Crustal structure of the Hatton and the conjugate east Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *114*(B2), B02305. https://doi.org/10.1029/2008JB005856

White, R. S., Smith, L. K., Roberts, A. W., Christie, P. a. F., Kusznir, N. J., & Team, the rest of the iSIMM. (2008). Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature*, *452*(7186), 460. https://doi.org/10.1038/nature06687

White, R. S., Spence, G. D., Fowler, S. R., McKenzie, D. P., & Westbrook, G. K. (1987). Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, *330*, 439–444. https://doi.org/10.1038/330439a0

White, R. S., Spitzer, R., Christie, P. A. F., Roberts, A. W., Lunnon, Z., Maresh, J., & Group, iSimm W. (2005). Seismic imaging through basalt flows on the Faroes Shelf. In H. Ziska, T. Varming, & D. Blotch (Eds.), *Faroe Islands Exploration Conference: Proceedings of the 1st conference, Annales Societatis Scientiarum Færoensis (Faroese Society of Sciences and Humanities), Supplementum 43* (pp. 11–31). Tórshavn: Føroya Fróðskaparfelag. Retrieved from http://eprints.esc.cam.ac.uk/1557/

White, R. S., Westbrook, G. K., Fowler, S. R., Spence, G. D., Barton, P. J., Joppen, M., … Bott, M. H. P.

(1987). Hatton Bank (northwest U.K.) continental margin structure. *Geophysical Journal International*, *89*(1), 265–272. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb04418.x

Whittaker, R. C., Hamann, N. E., & Pulvertaft, T. C. R. (1997). A new frontier province offshore Northwest Greenland; structure, basin development, and petroleum potential of the Melville Bay area. *AAPG Bulletin*, *81*(6), 978–998.

Wignall, P. B. (2001). Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, *53*(1–2), 1–33. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00037-4

Wilkinson, C. M., Ganerød, M., Hendriks, B. W. H., & Eide, E. A. (2017). Compilation and appraisal of geochronological data from the North Atlantic Igneous Province (NAIP). *Geological Society, London, Special Publications*, *447*(1), 69–103. https://doi.org/10.1144/SP447.10

Williams, S. E., Whittaker, J. M., Granot, R., & Müller, D. R. (n.d.). Early India-Australia spreading history revealed by newly detected Mesozoic magnetic anomalies in the Perth Abyssal Plain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(7), 3275–3284. https://doi.org/10.1002/jgrb.50239

Wilson, J. T. (1965). A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. *Nature*, *207*(4995), 343. https://doi.org/10.1038/207343a0

Wilson, J. T. (1966). Did the Atlantic Close and then Re-Open? *Nature*, *211*, 676–681.

Wilson, M. (1997). Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume. *Journal of the Geological Society*, *154*(3), 491–495. https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0491

Wilson, P. I. R., McCaffrey, K. J. W., Wilson, R. W., Jarvis, I., & Holdsworth, R. E. (2016). Deformation structures associated with the Trachyte Mesa intrusion, Henry Mountains, Utah: Implications for sill and laccolith emplacement mechanisms. *Journal of Structural Geology*, *87*(Supplement C), 30–46. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.04.001

Worsley, T. R., Nance, R. D., & Moody, J. B. (1982). Plate tectonic episodicity: a deterministic model for periodic “Pangeas". *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, *65*(45), 1104.

Zalán, P. V. (2015, August). *Similarities and Differences between Magma-Poor and Volcanic Passive Margins – Applications to the Brazilian Marginal Basins*. Presentation, Rio de Janeiro, Brazil.

Zalán, P. V., Severino, M. C. G., Rigoti, C., Magnavita, L., Oliveira, J. A. B., & Viana, A. (2011, April). *An Entirely New 3-D View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil*. Presented at the AAPG Annual Convention 2011, Houston, Texas.

Zhang, N., Zhong, S., & McNarmara, A. K. (2009). Supercontinent formation from stochastic collision and mantle convection models. *Gondwana Research*, *15*(3), 267–275. https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.10.002

Zhang, X., Luttinen, A. V., Elliot, D. H., Larsson, K., & Foland, K. A. (2003). Early stages of Gondwana breakup: The 40Ar/39Ar geochronology of Jurassic basaltic rocks from western Dronning Maud Land, Antarctica, and implications for the timing of magmatic and hydrothermal events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B9), 2449. https://doi.org/10.1029/2001JB001070

Zhao, D., Tian, Y., Lei, J., Liu, L., & Zheng, S. (2009). Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *173*(3), 197–206. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.11.009

Zhao, Y., Wang, Y., Wang, W., Wan, W., & Tang, J. (2017). Modeling of non-linear rheological behavior of hard rock using triaxial rheological experiment. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *93*, 66–75. https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2017.01.004

Ziegler, P. A. (1988). Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys/Book and Map, *43*, 198.

Ziegler, P. A. (1989a). Evolution of the North Atlantic--An Overview: Chapter 8: North Atlantic Perspectives, *156*, 111–129.

Ziegler, P. A. (1989b). Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, *44*(1), 63–85. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.05

Ziegler, P. A. (1993). Plate-moving mechanisms: their relative importance: William Smith Lecture 1992. *Journal of the Geological Society*, *150*(5), 927–940. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.5.0927

Ziegler, P. A., & Cloetingh, S. (2004). Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, *64*(1), 1–50. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2

Ziegler, P. A., Cloetingh, S., & van Wees, J.-D. (1995). Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, *252*(1), 7–59. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00102-6

UNIVERSITE SCIENCES BRETAGNE DE LA MER LOIRE ET DU LITTORAL

UBO Université de Bretagne Occidentale

Titre : Les marges passives volcaniques : origine, structure et développement

Mots clés : marge passive volcanique, SDRs, intrusions, extension lithosphérique, fragmentation continentale

Résumé : Une marge passive est une zone de transition non-active entre lithosphère continentale et lithosphère océanique. De nombreuses marges passives présentent un fort développement magmatique (>50%). Ces marges passives volcaniques (MPVs) marquent la rupture lithosphérique au-dessus d'un manteau en fusion (partielle) et sont typiquement caractérisées par l'intrusion et l'extrusion d'un volume significatif de produits magmatiques dans la croûte lors des périodes ante-rift, syn-rift et post-rift.

A partir d'une compilation bibliographique, de données sismiques (profils de sismique réflexion ION-GXT, sismique 3D) et d'observations réalisées sur le terrain à l'Est et à l'Ouest du Groenland, les objectifs de cette thèse étaient : (1) de mieux caractériser les modes tectoniques d'accommodation des flexures de la croûte supérieure sous les SDRs (seaward dipping reflectors) et l'interprétation des SDRs externes et, (2), de placer la rupture magmatique à l'échelle de la fragmentation d'un supercontinent.

Les principaux résultats obtenus sont: 1) La rupture d'un supercontinent est toujours syn-magmatique. Cette rupture se propage ensuite de manière non-magmatique (article en préparation); 2) Les SDRs externes sont découplés tectoniquement d'une croûte inférieure d'origine continentale exhumée. Du matériel d'origine continental pourrait exister en profondeur de manière continue au niveau de rides asismiques transverses (comme GIFR) (article soumis); 3) La flexure crustale est aussi accommodée par du magma qui circule dans les failles de détachement sous SDRs Un découplage existe à l'extrados des flexures accommodé par des injections de magma syn-tectoniques sous forme de laccolithes à la base des SDRs internes.

Title : Volcanic passive margins : origin, structure and development

Keywords : volcanic passive margins, SDRs, polyphase lithospheric extension, fragmentation of Pangea

Abstract: A passive margin is a non-active transition zone between the continental lithosphere and the oceanic lithosphere. Most of passive margins (>50%) show a strong magmatic development. These volcanic passive margins (VPMs) mark the lithospheric breakup over a melted mantle and they are typically characterized by a huge volume of intrusive and extrusive magmatism into the crust during ante-rift, syn-rift, and post-rift periods.

Based on bibliographies, seismic data (ION-GXT seismic reflection profiles, 3D seismic) and observations and results gained from fieldtrips on East and West Greenland coast, the objectives of this thesis were: (1) to better characterize the tectonic accommodation of the flexure of the upper crust which beneath inner SDRs and the signification of outer SDRs, and (3) to place the magmatic breakup on the scale of the fragmentation of a supercontinent.

The main results obtained are: 1) the breakup of a supercontinent is always syn-magmatic. This breakup then propagates in a non-magmatic way (paper in preparation); 2) the outer SDRs are tectonically decoupled from an exhumed continental lower crust. The material of continental origin could exist deeply continuously across a transverse aseismic ridge such as the GIFR (paper submitted); 3) The crustal flexure is also accommodated by the magma that circulate in detachment faults beneath the inner SDRs. There is a decoupling at the extrados zone of the flexure which is accommodated by syn-tectonic magma injections in the form of laccoliths between inner SDRs and upper crust.

.