



HAL
open science

Cinématique et déformation associées à l'extension continentale et l'accrétion océanique : à l'Est d'Aden

Marc Fournier

► **To cite this version:**

Marc Fournier. Cinématique et déformation associées à l'extension continentale et l'accrétion océanique : à l'Est d'Aden. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2009. tel-00581806

HAL Id: tel-00581806

<https://theses.hal.science/tel-00581806>

Submitted on 31 Mar 2011

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.

HABILITATION À DIRIGER LES RECHERCHES

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE - PARIS 6
U.F.R. TERRE, ENVIRONNEMENT, BIODIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE



Présentée par Marc Fournier

Cinématique et déformation associées à l'extension continentale et l'accrétion océanique : à l'Est d'Aden

SOUTENUE LE 18 NOVEMBRE 2009 À L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
DEVANT LE JURY COMPOSÉ DE :

J.-P. Brun	<i>Géosciences Rennes, rapporteur</i>
C. DeMets	<i>University of Wisconsin-Madison, rapporteur</i>
J. Deverchère	<i>UBO IUEM Brest, rapporteur</i>
P. Huchon	<i>iSTeP UPMC Paris, examinateur</i>
L. Jolivet	<i>ISTO Université d'Orléans, examinateur</i>
X. Le Pichon	<i>Collège de France, Aix en Pvce, examinateur</i>
J. Malavieille	<i>Géosciences Montpellier, examinateur</i>

Table des matières

1. Résumé	3
2. Curriculum vitae	9
2.1. Situation actuelle	9
2.2. Diplômes universitaires	9
2.3. Expérience d'enseignement	9
2.4. Mobilité professionnelle	9
2.5. Profil scientifique	10
2.6. Thèmes de recherche	10
2.7. Programmes de recherche, partenariats industriels	10
2.8. Campagnes océanographiques	12
2.9. Activités d'enseignement	12
2.10. Responsabilités collectives	12
2.11. Fonctions nationales	13
2.12. Encadrement d'étudiants	13
2.13. Liste de publications	15
2.13.1. Publications de rang A	15
2.13.2. Autres publications	18
2.14. Communications	18
2.15. Séminaires invités	18
2.16. Divers	18
3. Synthèse des travaux de recherche	19
3.1. Introduction	19
3.1.1. Problématique : la divergence lithosphérique	19
3.1.2. Contexte géodynamique de la séparation de la plaque arabe	23
3.1.3. Évolution des connaissances sur le golfe d'Aden et la mer d'Arabie	25
3.2. Évolution cinématique du golfe d'Aden	37
3.2.1. Cinématique du point triple AOC à partir des données globales	37
3.2.2. Implications pour les points triples dorsale-dorsale-faille transformante (RRF)	39
3.2.3. Anatomie du point triple AOC	42
3.2.4. Preuves in-situ d'un mouvement dextre à la frontière Arabie-Inde	48
3.2.5. Évolution du point triple AOC depuis 20 Ma à partir des données magnétiques	50
3.2.6. Cinématique des plaques Arabie-Somalie et ouverture du golfe d'Aden	53
3.2.7. Conclusion	59
3.3. Déformation associée au rifting du golfe d'Aden	61
3.3.1. Champ de contraintes régional pendant la séparation de la plaque arabe	61
3.3.2. Deux directions d'extension syn-rift N20°E et N150°E	64

3.3.3. Segmentation des marges et asymétrie du rifting	68
3.3.4. Initiation de l'accrétion : trois modes de nucléation de centres d'accrétion	70
3.3.5. Évolution des escarpements de marge contrôlée par érosion et rebond flexural.	72
3.3.6. Conclusion	75
3.4. Extension et rifting oblique dans d'autres contextes géodynamiques	77
3.4.1. Rifting à l'axe des dorsales à accrétion oblique	77
3.4.2. Rifting arrière-arc en contexte de subduction	80
3.4.3. Extension distribuée en domaine continental	84
3.4.4. Extension post-orogénique dans Alpes et évolution du secteur de Barles	86
3.4.5. Conclusion	91
3.5. Conclusion : bilan des recherches	93
4. Perspectives de recherche	99
4.1. Localisation et évolution des frontières de plaques : la frontière Arabie-Inde	99
4.2. Anatomie d'une obduction : le système Oman-Makran.....	107
5. Bibliographie	109
6. Choix d'articles parus.....	127
7. Article soumis.....	127



1. RÉSUMÉ

Les processus d'extension continentale et d'accrétion océanique sont étudiés avec une approche cinématique et tectonique dans différents contextes géodynamiques depuis la déformation intra-plaque jusqu'à la fragmentation des continents, le rifting à l'axe des dorsales et l'ouverture des bassins arrière-arc. L'accent est mis sur le golfe d'Aden, un exemple remarquable de bassin océanique jeune qui offre l'opportunité de suivre le processus de fragmentation continentale depuis la mise en tension de la lithosphère africaine, jusqu'à son amincissement et sa déchirure, puis la mise en place d'une nouvelle dorsale. L'histoire du rifting conservée dans les marges passives qui affleurent à terre et l'histoire de l'ouverture océanique enregistrée dans les anomalies magnétiques sont reconstituées.

Une synthèse des travaux cinématiques dans le golfe d'Aden est d'abord présentée. L'exploration du point triple Arabie-Inde-Somalie pendant la campagne AOC a permis de reconstruire son évolution depuis sa formation, de réévaluer la cinématique actuelle de la frontière Arabie-Inde et de calculer un modèle cinématique haute définition du mouvement Arabie-Somalie. Ces résultats montrent que l'accrétion océanique a démarré dans le golfe d'Aden oriental il y a 20 Ma et que la dorsale s'est propagée en moins de 4 Ma en direction du point chaud Afar, avec un taux de propagation extrêmement rapide de l'ordre de 35 cm an⁻¹. La propagation «passive» résulte de la rotation rigide des plaques Arabie et Somalie autour d'un pôle d'Euler quasiment stationnaire.

Le volet cinématique est complété par des travaux tectoniques réalisées à terre et en mer au

niveau des marges continentales et de la plateforme arabe. Ils montrent que la lithosphère arabo-africaine était sous tension avant la localisation de l'extension dans le système de rifts Mer Rouge-golfe d'Aden lors de la mise en place du point chaud Afar à 30 Ma. Au niveau du golfe d'Aden, ces études permettent de progresser sur la segmentation et l'évolution 3D de l'architecture des marges passives en liaison avec le rifting oblique, l'asymétrie des marges conjuguées et le rôle des failles de détachement, et l'évolution des escarpements de marge contrôlée par la tectonique et le climat.

Une troisième partie est consacrée à des travaux qui sortent du cadre régional du golfe d'Aden. Les relations entre cinématique et déformation sont explorées dans le cadre du rifting à l'axe des dorsales à accrétion oblique et dans celui des bassins arrière-arc à travers l'exemple du fossé d'Okinawa. Une approche analogique de l'extension distribuée en domaine continental contrôlée par l'interaction collision-subduction est aussi présentée. Enfin, l'extension ductile dans les chaînes de montagne est évoquée à travers l'exemple de la Corse alpine et des schistes lustrés alpins. Ces exemples alpins sont mis à profit pour présenter des résultats récents sur l'évolution du pli du Vélodrome au front des nappes alpines.

Le dernier volet est consacré à un projet de recherche qui sera développé dans les prochaines années sur la localisation et l'évolution spatiale et temporelle des frontières de plaques en fonction des conditions aux limites cinématiques et de la rhéologie de la lithosphère, à travers l'exemple de la frontière Arabie-Inde.

ABSTRACT

Processes of continental extension and oceanic seafloor spreading are investigated with a kinematic and tectonic approach in different geodynamic settings from intraplate deformation to continental breakup, rifting at ridge axis, and opening of back-arc basins. We focus on the Gulf of Aden, a type example of young oceanic basin, which offers the opportunity to study the process of continental splitting from the tension in the African continental lithosphere to its thinning and breakup, and then to the emplacement of a new spreading ridge. The rifting history preserved in the passive margins, which can be studied onland, and the history of oceanic spreading recorded by seafloor magnetic anomalies, are reconstructed.

We first present a synthesis of kinematic works in the Gulf of Aden. The survey of the Arabia-India-Somalia triple junction during the AOC cruise allows us to reconstruct its evolution since its formation 20 Ma ago, to reappraise the present-day kinematics of the Arabia-India plate boundary, and to calculate a high definition kinematic model for the Arabia-Somalia motion. Our results show that oceanic spreading started in the eastern Gulf of Aden 20 Ma ago and that the oceanic ridge propagated westward in less than 4 m.y., with an extremely fast propagation rate of about 35 cm yr⁻¹. The «passive» propagation resulted from the rigid rotation of the Arabia and Somalia plates about a relatively stationary Euler pole.

The kinematic part is completed by tectonic works undertaken onland and at sea on the continental margins and the Arabian platform. We show that the Arabo-African lithosphere was under tension before

extension localized in the Red Sea-Gulf of Aden rift system at the time of the emergence of the Afar mantle plume 30 Ma ago. In the Gulf of Aden, our studies provide insights on the segmentation and evolution of the 3D architecture of the passive margins in relation with oblique rifting, the asymmetry of conjugate margins and the role of detachment faulting, and the evolution of rift escarpments controlled by tectonic and climatic parameters.

The third part is devoted to studies out of the regional framework of the Gulf of Aden. Relationships between kinematics and deformation are investigated in the case of rifting at the axis of oblique spreading ridges and in the case of back-arc basins with the example of the Okinawa Trough. We also present an experimental approach of widespread extension in continental domain controlled by collision-subduction interplay. Finally, ductile extension in mountain belts is mentioned through the example of the Alpine Corsica and the Alpine «schistes lustrés». We take this opportunity to present recent results on the evolution of the Vélodrome fold at the front of the Alpine nappes.

In the last section, we present a research project for the next years on the localisation and the spatial and temporal evolution of plate boundaries with respect to kinematic boundary conditions and lithosphere rheology, through the example of the Arabia-India plate boundary.

AVANT-PROPOS

J'ai été recruté comme maître de conférence en 1996 dans l'équipe de tectonique quantitative du laboratoire de Tectonique de l'UPMC. C'était une structure moyenâgeuse. Pas de téléphone, j'ai dû tirer un câble de 50 m jusqu'à mon bureau. Pas de connexion Internet, j'ai dû tirer un autre câble et faire les branchements. Pas de réseau informatique, j'ai dû créer un réseau Apple Talk pour les Macintoshs du laboratoire. Le tout en passant par les faux plafonds et les placards remplis d'amiante. Plus tard, j'ai isolé moi-même le plafond de mon bureau contre la pluie d'amiante. Pas d'imprimante partageable, il fallait aller avec sa propre disquette sur l'ordinateur qui pilotait l'unique imprimante commune. Pas de papier dans la photocopieuse, il fallait venir avec ses propres feuilles de papier. Dans le même temps, les bureaux des chercheurs en place étaient parfaitement équipés en ordinateur, station de travail, imprimante et scanner. Pour quelqu'un qui venait de l'extérieur, l'ambiance qui régnait dans cette équipe était très particulière.

En 1996 il y avait 17 maîtres de conférence au laboratoire, il n'y en a plus que 11 aujourd'hui. Pourtant le volume d'enseignement n'a pas diminué. En 1996, quatre maîtres de conférence sont partis en retraite. Par goût, mais aussi par nécessité, je me suis donc totalement investi dans l'enseignement. J'ai enseigné dans tous les modules de tectonique du DEUG au DEA (sauf en télédétection) et j'ai pris la responsabilité de la Licence (L3), de modules d'enseignement et d'un stage de terrain. J'ai donc consacré mes premières années entièrement à l'enseignement et, pour dire les choses comme elles étaient, j'avais abandonné la recherche. Et puis la situation a évolué, j'ai changé d'équipe, un nouveau directeur est arrivé, le laboratoire s'est rajeuni, et j'ai repris goût à la recherche.

Par contraste avec ces premières années, j'ai récemment bénéficié d'un CRCT (congé pour recherche ou conversion thématique) de 6 mois en 2005-2006, puis d'une délégation au CNRS de 18 mois en 2006-2008. Jamais je n'ai autant écrit que pendant cette période. À la suite de ces expériences, je n'ai plus aucun doute sur le fait que l'enseignement est un frein fort à la recherche et la production scientifique. Celles-ci exigent des périodes de temps longues et continues, que l'enseignement ne permet pas. Je suis donc convaincu que pour dynamiser la recherche il faut favoriser les décharges d'enseignement.

C'est par hasard que j'ai commencé à travailler sur le golfe d'Aden. Quand on voit aujourd'hui l'ampleur des travaux scientifiques que ce hasard a provoqué dans le laboratoire, cela mérite qu'on s'y arrête un peu. En 1997, j'ai suivi C. Lepvrier en Oman dans le cadre du programme Péri-Téthys. Nous devions travailler sur l'évolution du champ de contraintes sur la plateforme arabe. L'année suivante nous retournâmes au Dhofar, région côtière du golfe d'Aden, avec un étudiant de DEA, T. Bérard. Nous fîmes par hasard le voyage avec J.-P. Brun et P. Vidal de l'INSU, voyage épique au cours duquel nous fûmes détournés d'aéroport et d'escale et où J.-P. Brun nous asséna la phrase désormais célèbre à propos de nos objectifs : «Si vous jugez que c'est utile...». Avec le recul, ce fut indéniablement utile, mais à l'époque on pouvait douter. La moisson de données fut excellente, mais la soutenance de DEA se passa mal parce qu'un collègue de l'IFP trouvait inadmissible qu'on ne prolonge pas en mer les coupes de la marge du Dhofar. À l'époque, il n'y avait aucune donnée en mer. Qu'à cela ne tienne, nous mîmes sur pied en 1999 le programme Encens d'étude intégrée

terre-mer des marges conjuguées du golfe d'Aden. La cible était idéale, deux marges conjuguées étudiables en une seule campagne et qui affleuraient largement à terre. Tous les ingrédients étaient réunis pour faire de ce chantier un succès. Parallèlement, nous nous sommes intéressés à la cinématique du point triple Arabie-Inde-Somalie, que nous avons baptisé point triple AOC (Aden-Owen-Carlsberg), un nom qui nous a semblé approprié à proximité de la dorsale de Carlsberg.

La suite est expliquée dans ce mémoire, dont une partie a été écrite dans les jardins ensoleillés du château de Schönbrunn à Vienne en avril 2009, au milieu des chênes centenaires et des chants d'oiseaux (et des écureuils). Je tiens à remercier chaleureusement tous les gens avec qui j'ai collaboré et qui m'ont aidé pendant toutes ces années, ils se reconnaîtront, et par-dessus tout les membres du Jury qui me font l'honneur de consacrer une part de leur temps à mon travail.

Merci, vraiment.



2. CURRICULUM VITAE

MARC FOURNIER

Né le 3 mai 1966, 43 ans

Nationalité française

3 enfants : Julie (14), Alice (11), Jade (8)

ISTEP, CNRS-UMR 7193

Université P. & M. Curie-Paris VI

Tour 46-00, E2, Case 129

4 place Jussieu

75 252 Paris cedex 05, France

Tél : 01 44 27 52 68 / Fax : 01 44 27 50 85

E-mail : marc.fournier@upmc.fr

2.1. Situation actuelle

Maître de conférences, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, titulaire depuis le 01/09/1997

2.2. Diplômes universitaires

- Avril 1994 Doctorat de l'Université Paris VI (mention très honorable avec félicitations) :
« Ouverture de bassins marginaux et déformation continentale : L'exemple de la Mer du Japon »
- 1989 D.E.A. de Géodynamique des Continents et des Océans, UPMC (mention B)
- 1989 Magistère des Sciences de la Terre, Universités Paris VI, Paris XI, ENS Ulm
- 1986-1990 Elève de l'Ecole normale supérieure de Saint-Cloud/Lyon

2.3. Expérience d'enseignement

- 1995-1996 A.T.E.R. à l'Université Paris VI
- 1994-1995 A.T.E.R. à l'Université de Cergy-Pontoise
- 1990-1994 Allocataire Moniteur Normalien à l'Ecole normale supérieure, Paris (3 ans)

2.4. Mobilité professionnelle

- 2006-2007 Délégation au CNRS au laboratoire de Géologie de l'Ecole normale supérieure (18 mois)
- 2005-2006 Congé pour Recherche ou Conversion Thématique à l'UPMC (6 mois)
- 1992-1993 CSN à l'université de Tokyo, Japon, programme de recherche franco-japonais KAIKO-TOKAI (18 mois)

2.5. Profil scientifique

Tectonique, cinématique, géologie de terrain, géophysique marine, géodynamique

2.6. Thèmes de recherche

> *Cinématique, stabilité des points triples*

- Cinématique Arabie-Somalie et ouverture du golfe d'Aden (Fournier et al., 2009)
- Réévaluation de la cinématique actuelle Arabie-Inde (Fournier et al., 2008b)
- Configuration du point triple AOC, implications pour les points triples RRF (Fournier et al., 2008a)
- Réévaluation de la cinématique du point triple Arabie-Inde-Somalie (Fournier et al., 2001)

> *Rifting, segmentation, asymétrie des marges conjuguées*

- Segmentation des marges continentales en contexte de rifting oblique (Lepvrier et al., 2002 ; Fournier et al., 2004b; Bellahsen et al., 2006)
- Asymétrie des marges conjuguées (Oman, Socotra ; Fournier et al., 2007)
- Modalités de l'amincissement lithosphérique pendant la déchirure continentale (Leroy et al., 2004 ; d'Acremont et al., 2005 ; 2006)
- Contrôle tectono-climatique de l'évolution post-rift des escarpements de marge au Dhofar (Petit et al., 2007 ; Gunnell et al., 2007)

> *Extension de la lithosphère dans différents contextes géodynamiques*

- Mise en tension d'une plaque lithosphérique avant sa déchirure : extension intraplaque dans la plateforme arabe avant la séparation de l'Arabie (Fournier et al., 2005, 2006)
- Rifting oblique au niveau des rifts axiaux des dorsales lentes : relation entre direction d'accrétion et direction d'extension (Fournier et Petit, 2007)
- Interaction entre déformation continentale et extension arrière-arc en contexte de subduction : l'ouverture du bassin d'Okinawa (Fournier et al., 2001a, 2004a ; Fabbri et al., 2004 ; Petit et Fournier, 2005)

2.7. Programmes de recherche, partenariats industriels

> *Projet Owen (2009-2012)*

- Objectif : évolution géodynamique et mécanique de la frontière de plaque Arabie-Inde
- Soutien logistique d'IFREMER et du SHOM pour la campagne Owen (2009) sur le Beautemps-Beaupré, Chef de mission M. Fournier
- Financements INSU : soutien pré-campagne : 15500 €; soutien post-campagne : 4000 €

> *Projet AOC (Aden-Owen-Carlsberg, 2006-2009)*

- Objectif : cinématique du point triple Arabie-Inde-Somalie
- Soutien logistique d'IFREMER et du SHOM pour la campagne AOC (2006) sur le Beautemps-Beaupré, Chef de mission M. Fournier
- Financement INSU : soutien pré-campagne : 14000 €

> **Projet Patom (2005-2008)**

- Objectif : structure et évolution de la chaîne Calédonienne de Patom en Sibérie orientale
- 3 missions de terrain en Sibérie en 2005, 2006, 2007
- Collaboration TOTAL-CNRS-UMPC-Université Montpellier II et Institut de la Croûte terrestre d'Irkoutsk (Russie), coordinateur C. Petit.
- Co-encadrement de la thèse CIFRE de T. de Boisgrollier (2009)
- Financement par la compagnie TOTAL : 300 000 €

> **Programme MEBE (Middle East Basin Evolution, 2003-2006)**

- Objectif : caractérisation de la déformation post-obduction sur la plate-forme arabe
- Coordinateur du sous-programme Oman : M. Fournier
- 3 missions de terrain en Oman nord et sur la marge du golfe d'Aden
- Co-financement par un consortium pétrolier (TOTAL, ENI, PETRONAS, BP, SHELL) et CNRS-INSU : 15 000 €

> **Projet Encens (1999-2004)**

- Objectif : investigation terre-mer des marges conjuguées du golfe d'Aden
- 2 campagnes océanographiques :
 - Encens-Sheba (2000), N/O Marion Dufresne
Chefs de mission S. Leroy et P. Gente ; chef de projet : M. Fournier
Objectif : reconnaissance bathymétrique, gravimétrique, magnétique du golfe d'Aden oriental
 - Encens-2 (2006), N/O L'Atalante
Chef de mission S. Leroy ; chef de projet : M. Fournier (non embarquant)
Objectif : structure profonde des marges conjuguées par sismique multitrace et OBS
- Missions de terrain sur les marges nord (Oman) et sud (Socotra) du golfe d'Aden
- Financement : soutien récurrent du GDR Marges (CNRS-INSU + TOTAL)

> **Programme Péri-Téthys (1997-1999)**

- Objectif : évolution du champ de contraintes en Oman, coordinateur C. Lepvrier.
- 2 missions de terrain

> **Participation à des demandes ANR**

ANR O:NLAP (2009)

- Porteur du projet : P. Agard (UPMC)
- Obduction : la fin d'une énigme géodynamique ?
- Financement demandé : 299 209 €

ANR Jeunes Chercheurs TopoClim Asia (2008)

- Porteur du projet : M. Jolivet (Université Montpellier II)
- De la pénéplaine au relief : Evolution de la topographie et du climat de l'Asie Centrale du Jurassique au Tertiaire
- Financement demandé : 223 553 €

ANR SERUTOP (2006) Programme Catastrophes Telluriques et Tsunamis

- Porteur du projet : O. Fabbri (Université de Franche-Comté)
- The seismic rupture from top to bottom: insights from natural occurrences, experimental modeling and comparison with modern earthquakes
- Financement demandé : 121 517€

2.8. Campagnes océanographiques

- **2009 : Owen** (Chef de mission M. Fournier), BHO Beautemps Beupré, NW océan Indien
<http://www.insu.cnrs.fr/a2889>
- **2006 : AOC** (Chef de mission M. Fournier), BHO Beautemps Beupré, NW océan Indien
http://www.nature.com/ngeo/press_releases/ngeo1207.html
<http://www.insu.cnrs.fr/a2418>
<http://www.insu.cnrs.fr/a1913>
- **2000 : Encens-Sheba** (Chefs de mission S. Leroy et P. Gente), N/O Marion Dufresne, golfe d'Aden
- **1996 : ACT** (Chef de mission S. Lallemand), N/O L'Atalante, zone de collision de Taiwan
- **1993 : RV Natsushima** (Chefs de mission K. Kobayashi et X. Le Pichon), plongées en Shinkai 2000, prisme de Nankai
- **1992 : RV Yokosuka** (Chef de mission K. Kobayashi), plongées en Shinkai 6500, prisme de Nankai

2.9. Activités d'enseignement

Etablissement : Université Pierre et Marie Curie-Paris6

Discipline : Sciences de la Terre

Nature (CM, TD, TP) **et volume** (nombre d'heures effectives) : CM/TP/TD, 220 h/an

Niveau (L, M, D) : L-M

Licence :

L2 Géologie structurale, cartographie (TP/TD) : 24 h/an

L3 Tectonique et Géodynamique (TP/TD) : 20 h/an

L3 Stage de Terrain à Barles : 60 h/an

Master :

M2 Préparation au CAPES de sciences de la vie et de la terre : 40 h/an

M2 Excursion du CAPES SVT dans les Alpes : 30 h/an

M2 Préparation à l'Agrégation de sciences de la vie et de la terre : 16 h/an

M2 Responsable du CAPES SVT pour la géologie : 30 h/an

2.10. Responsabilités collectives

2009	Membre élu du Conseil de l'UMR 7193 IStEP de l'UPMC
2009	Membre nommé du Comité de sélection de l'Ecole Normale supérieure, Paris
2007-	Responsable de la préparation au CAPES SVT pour la géologie
2005-2008	Membre nommé de la Commission de Spécialistes section 35-36 de l'Université de Cergy-Pontoise
2003-2008	Responsable de la cartothèque du laboratoire de Tectonique de l'UPMC
2003-	Responsable du stage pluridisciplinaire du CAPES SVT dans les Alpes (6 jours)
2003-2006	Responsable de l'unité d'enseignement de terrain de L3 (STUE 300)
2003-2006	Responsable de l'unité d'enseignement de Tectonique de L3 (STUE 302)
2002-2007	Membre de la Commission de la formation doctorale de l'Ecole doctorale Géosciences et Ressources Naturelles
2002-2004	Membre nommé de la Commission de Spécialistes section 35-36, Université de Rennes 1

- 2002-2004 Membre nommé de la Commission de Spécialistes section 35-36, Université de Bretagne occidentale, Brest
- 2002-2004 Membre élu de la Commission de Spécialistes section 36, Université P. & M. Curie
- 2001-2005 Membre élu du Conseil de l'UFR 928 des Sciences de la Terre et Evolution des Milieux Naturels de l'UPMC
- 2001-2004 Membre élu du Conseil de l'UMR 7072 Tectonique de l'UPMC
- 1998-2002 Membre élu de la Commission de Spécialistes section 36 de l'UPMC
- 1998-2002 Membre élu de la Commission de Spécialistes 36 de l'Université de Cergy-Pontoise
- 1997-2004 Responsable du stage de terrain Licence de Sciences de la Terre dans les Alpes (10 jours)
- 1997-2004 Responsable du module de Tectonique et Géodynamique de Licence ST (L6 puis 21 712)
- 1997-2003 Responsable du module de cartographie de DEUG 2 (ScT2)
- 1997-2001 Membre élu du Conseil de la FR 32 CEPAGE (Centre Parisien de Géologie)
- 1997-2001 Membre élu du Conseil de l'UFR 928 des Sciences de la Terre et Evolution des Milieux Naturels de l'UPMC
- 1997-2001 Responsable de la Licence de Sciences de la Terre de l'UPMC
- 1997-2000 Coordonnateur du PIC Erasmus n° IPC 96-1-5033/07 entre l'UPMC, l'Université Federico II de Naples, et l'Institut de Géographie de Liège

2.11. Fonctions nationales

- 2001-2004 Membre du jury du CAPES externe de Sciences de la Vie et de la Terre
- 1997 Membre du jury du concours d'entrée aux ENS : oraux des Travaux d'Initiative Personnelle Encadrés
- 1995 Responsable de l'épreuve de Travaux Pratiques de Géologie du concours d'entrée à l'ENS Ulm

2.12. Encadrement d'étudiants

Etudiant en doctorat :

- M. Rodriguez, 2009-2012. Doctorat de l'Université Paris 6, co-direction N. Chamot-Rooke, P. Huchon
Sujet : Structure et évolution de la frontière de plaque Arabie-Inde - Aléa sismotectonique et tsunami dans l'Océan Indien nord-ouest
- T. de Boisgrollier, 2005-2008. Doctorat de l'Université Paris 6, contrat CIFRE avec TOTAL, co-direction C. Petit
Sujet : Structure et évolution de la chaîne de Patom (Sibérie) et de son avant-pays et implications pétrolières

Etudiants en M2 ou D.E.A. :

- B. Hazard, 2009. M2 Lithosphère, Bassins, Pétrole (UPMC, IFP, Mines), co-encadrement C. Petit
Sujet : Structure de la zone de fracture d'Owen à la frontière des plaques Arabie et Inde
- J.-M. Fleury, 2001. DEA IPGP, co-encadrement P. Patriat
Sujet : Cinématique de la frontière Somalie-Arabie et ouverture du golfe d'Aden
- P.-Y. Ruellan, 2001. DEA MQMBS, co-encadrement S. Leroy
Sujet : Etude intégrée terre-mer des marges conjuguées du golfe d'Aden oriental
- T. Bérard, 1998. DEA MQMBS
Sujet : Déformation Cénozoïque en Oman : rifting du golfe d'Aden au Dhofar et déformation post-nappes dans les montagnes d'Oman nord

Etudiants en M1 ou Maîtrise :

- C. Joubert , 2009. M1 SDUEE, co-encadrement C. Petit
Sujet : Modèle de flexure élastique de la croûte océanique à la frontière de plaque Arabie-Inde
- E. Bordet, 2005. M1 SDUEE, co-encadrement C. Petit
Sujet : Contrôle tectono-climatique du réseau hydrographique de la marge passive NE du golfe d'Aden
- L. Dissez, 2003. Maîtrise ST, co-encadrement C. Petit
Sujet : Disparition de failles normales en mer: exemples et modélisation
- S. Gabalda, 2003. Maîtrise ST
Sujet : Quelle est la configuration stable des jonctions dorsale-dorsale-transformante RRF ?
- L. Duchoiselle, 2002. Maîtrise ST
Sujet : Sismotectonique et cinématique du rift est-africain
- E. Launay, 2002. Maîtrise ST, co-encadrement C. Petit
Sujet : Cinématique actuelle de la plaque Amour
- S. Lanzini, 2001. Maîtrise ST
Sujet : Mécanismes de l'extension arrière-arc : l'exemple des bassins des Mariannes, de Lau et d'Okinawa
- O. Blanchard, 2000. Maîtrise ST
Sujet : Synthèse microtectonique de la région de Barles
- E. Coudret, 2000. Maîtrise ST
Sujet : Accrétion oblique et déformation aux dorsales
- J.-M. Fleury, 2000. Maîtrise ST
Sujet : A la recherche du point triple Arabie-Eurasie-Inde
- F. Négro, 2000. Maîtrise ST
Sujet : Cinématique du point triple Arabie-Inde-Somalie
- C. Norgeot, 1999. Maîtrise ST
Sujet : Cinématique de la zone de fracture d'Owen et de sa jonction avec les dorsales de Sheba et de Carlsberg
- V. Famin, 1998. Maîtrise ST
Sujet : Vitesses des plaques à partir des tenseurs de moment sismique : ouverture du bassin d'Okinawa
- S. Garcia, 1998. Maîtrise ST, co-encadrement L. Jolivet
Sujet : Etude sismotectonique des Apennins
- T. Bérard, 1997. Maîtrise ST
Sujet : Profils rhéologiques de la croûte dans différents contextes géodynamiques : modélisation numérique
- S. Bertrand, 1997. Maîtrise SNVT, mémoire bibliographique
Sujet : Tectonique de l'Asie : évolution des idées depuis Argand et Wegener jusqu'à nos jours

Etudiants en L2 ou DEUG-2 :

- A. Barré, 2001, DEUG ScT2, La déformation de l'Asie mesuré par VLBI et GPS
- M. Poncet, 2001, DEUG ScT2, La déformation du triangle des Afars
- G. Ratzov, 2001, DEUG ScT2, Destin de microplaque: l'exemple des microplaques Juan Fernandez et Pâques
- Y. Szerman, 2001, DEUG ScT2, La subduction vue par la sismicité et la tomographie
- L. Wulput, 2001, DEUG ScT2, Structure et segmentation des dorsales océaniques
- A. Fiard, 1997, DEUG ScT2, Les glaciers de vallée et leur hydrologie
- F. Gaujour, 1997, DEUG ScT2, Afar : point triple et point chaud
- R. Garnaud, 1997, DEUG ScT2, La mise en place des nappes de charriage
- A. Stéphan, 1997, DEUG ScT2, La tectonique des plaques mesurée par satellite
- M. Aycard, 1996, DEUG ScT2, Les régimes de subduction du Japon : prisme d'accrétion et érosion tectonique
- M. Brener, 1996, DEUG ScT2, Evolution tectono-stratigraphique d'un rift continental : le bassin Rhéan
- E. d'Acremont, 1996, DEUG ScT2, Modélisation analogique de la déformation : la collision Inde-Asie
- C. Mazet, 1996, DEUG ScT2, Tremblements de terre et risque sismique

2.13. Liste de publications

2.13.1. Articles de rang A

Publications : 41 articles de rang A depuis 1990 (15 en 1er auteur), indice H : 17, citations : ~890

2009

41. de Boisgrollier, T., C. Petit, **M. Fournier**, P. Leturmy, J.-C. Ringenbach, V. A. San'kov, S. A. Anisimova, and S. N. Kovalenko (2009), Palaeozoic orogenesis around the Siberian craton: Structure and evolution of the Patom belt and foredeep, *Tectonics*, 28, TC1005, doi:10.1029/2007TC002210
40. **Fournier, M.**, N. Chamot-Rooke, C. Petit, P. Huchon, A. Al-Kathiri, L. Audin, M.-O. Beslier, E. d'Acremont, O. Fabbri, J.-M. Fleury, K. Khanbari, C. Lepvrier, S. Leroy, B. Maillot, and S. Merkouriev, Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden (accepted to JGR).
39. Jolivet, M., T. De Boisgrollier, C. Petit, **M. Fournier**, V. A. Sankov, J.-C. Ringenbach, L. Byzov, A. I. Miroshnichenko, S. N. Kovalenko, and S. V. Anisimova (2009), How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology, *Tectonics*, 28, TC3008, doi:10.1029/2008TC002404

2008

38. **Fournier, M.**, P. Agard, and C. Petit (2008), Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne Nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 179, 551-568.
37. **Fournier, M.**, N. Chamot-Rooke, C. Petit, O. Fabbri, P. Huchon, B. Maillot, and C. Lepvrier (2008), In-situ evidence for dextral active motion at the Arabia-India plate boundary, *Nature Geoscience*, 1, 54-58, doi:10.1038/ngeo.2007.24
36. **Fournier, M.**, C. Petit, N. Chamot-Rooke, O. Fabbri, P. Huchon, B. Maillot, and C. Lepvrier (2008), Do ridge-ridge-fault triple junctions exist on Earth? Evidence from the Aden-Owen-Carlsberg junction in the NW Indian Ocean, *Basin Research*, 20, 575-590, doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00356.x

2007

35. **Fournier, M.**, and C. Petit (2007), Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms, *Journal of Structural Geology*, 29, doi:10.1016/j.jsg.2006.07.017
34. **Fournier, M.**, P. Huchon, K. Khanbari, and S. Leroy (2007), Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults?, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q03007, doi:10.1029/2006gc001526
33. Gunnell, Y., A. Carter, C. Petit, and **M. Fournier** (2007), Post-rift seaward downwarping at passive margins: new insights from southern Oman using stratigraphy to constrain apatite fission-track and (U-Th)/He dating, *Geology*, 35, 647-650, doi:10.1130/G23639A.1
32. Petit, C., **M. Fournier**, and Y. Gunnell (2007), Tectonic and climatic controls on rift escarpments: Erosion and flexural rebound of the Dhofar passive margin (Gulf of Aden, Oman), *J. Geophys. Res.*, 112, B03406, doi:10.1029/2006JB004554

2006

31. Bellahsen, N., **M. Fournier**, E. d'Acremont, S. Leroy, and J.-M. Daniel (2006), Fault reactivation and rift localization: The northeastern Gulf of Aden margin, *Tectonics*, 25, doi: 10.1029/2004TC001626
30. d'Acremont, E., S. Leroy, M. Maia, P. Patriat, M.-O. Beslier, N. Bellahsen, **M. Fournier**, and P. Gente (2006), Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden: insights from magnetic and gravity data (Encens Sheba Cruise), *Geophys. J. Int.*, 165, 786-803.

29. **Fournier, M.**, C. Lepvrier, P. Razin, and L. Jolivet (2006), Late Cretaceous to Paleogene post-obduction extension and subsequent Neogene compression in the Oman Mountains, *GeoArabia*, 11, 17-40.

2005

28. d'Acremont, E., S. Leroy, M.-O. Beslier, N. Bellahsen, **M. Fournier**, C. Robin, M. Maia, and P. Gente (2005), Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data, *Geophys. J. Int.*, 160, 669-690.
27. **Fournier, M.**, P. Razin, O. Fabbri, and J.-P. Breton (2005), Comment on "Aptian faulting in the Haushi-Huqf (Oman) and the tectonic evolution of the southeast Arabian platform-margin" by C. Montenat, P. Barrier and H.J. Soudet, *GeoArabia*, 10, 191-198.
26. Petit, C., and **M. Fournier** (2005), Present-day velocity and stress fields of the Amurian plate from thin-shell finite element modeling, *Geophys. J. Int.*, 160, 357-369.

2004

25. Fabbri, O., P. Monié, and **M. Fournier** (2004), Transtensional deformation at the junction between the Okinawa Trough back-arc basin and the SW Japan island arc, in Grocott J., McCaffrey K. J. W., Taylor G. and Tikoff B. (eds), *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 227, 297-312.
24. **Fournier, M.**, L. Jolivet, P. Davy, and J.C. Thomas (2004), Back arc extension and collision: an experimental approach of the tectonics of Asia, *Geophys. J. Int.*, 157, 871-889.
23. **Fournier, M.**, N. Bellahsen, O. Fabbri, and Y. Gunnell (2004), Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q11005, doi:10.1029/2004GC000731
22. Leroy, S., P. Gente, **M. Fournier**, E. d'Acremont, N. Bellahsen, M.-O. Beslier, P. Patriat, M. Maia, A. Blais, J. Perrot, A. Al-Kathiri, S. Merkouriev, P.-Y. Ruellan, J.-M. Fleury, C. Lepvrier, and P. Huchon (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.

2003

21. Agard, P., **M. Fournier**, and O. Lacombe (2003), Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Schistes Lustrés) following late ductile exhumation: a record of synextension block rotation, *Terra Nova*, 15, 306-314.

2002

20. Lepvrier, C., **M. Fournier**, T. Bérard, and J. Roger (2002), Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman): Implications on the oblique rifting of the gulf of Aden, *Tectonophysics*, 357, 279-293.
19. Malavieille, J., S.E. Lallemand, S. Dominguez, A. Deschamps, C.Y. Lu, S.-S. Liu, P. Schnürle, J. Angelier, J.-Y. Collot, B. Deffontaines, **M. Fournier**, S.-K. Hsu, J.-P. Le Formal, S.-Y. Liu, J.-C. Sibuet, N. Thureau, and F. Wang (2002), Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution, in Byrne, T.B. and Liu, C.-S., eds., *Geology and Geophysics of an Arc-Continent collision, Taiwan, Republic of China*: Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 58, 189-213.

2001

18. **Fournier, M.**, O. Fabbri, J. Angelier, and J.P. Cadet (2001), Kinematics and timing of opening of the Okinawa Trough: Insights from regional seismicity and onland deformation in the Ryukyu arc, *J. Geophys. Res.*, 106, 13,751-13768.
17. **Fournier, M.**, P. Patriat, and S. Leroy (2001), Reappraisal of the Arabia-India-Somalia triple junction kinematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 189, 103-114.

1999

16. Fabbri, O., and **M. Fournier** (1999), Extension in the southern Ryukyu arc (Japan): Link with oblique subduction and back-arc rifting, *Tectonics*, 18, 486-497.

15. Jolivet, L., C. Faccenna, N. d'Agostino, **M. Fournier**, and D. Worrall (1999), The kinematics of back-arc basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas, in *Continental Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pub., vol. 164, edited by C. Mac Niocaill and P.D. Ryan, pp. 21-53.
14. Lallemand, S., S.-S. Liu, S. Dominguez, P. Schnürle, J. Malavieille, and the ACT scientific crew (including **M. Fournier**) (1999), Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of accretionary wedges in the southern Ryukyus: a case of strain partition caused by oblique convergence, *Tectonics*, 18, 231-247.

1998

13. Sibuet, J.C., B. Deffontaines, S.-K. Hsu, N. Thureau, J.P. Le Formal, C.-S. Liu, and the ACT scientific crew (including **M. Fournier**) (1998), Okinawa Trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution, *J. Geophys. Res.*, 103, 245-30,267.

1996

12. Fabbri, O., J. Charvet, and **M. Fournier** (1996), Alternate senses of displacement along the Tsushima fault system during the Neogene based on fracture analyses near the western margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, 257, 275-295.
11. Le Pichon, X., S. F. Pollitz, M. Fournier, J.P. Cadet, S. Lallemand, and N. Chamot-Rooke, Distribution of shortening landward and oceanward of the eastern Nankai Trough due to the Izu-Ogasawara ridge collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 137, 145-156. 1996.

1995

10. **Fournier, M.**, L. Jolivet, and O. Fabbri (1995), Neogene stress field in SW Japan and mechanism of deformation during the Japan Sea opening, *J. Geophys. Res.*, 100, 24,295-24,314.
9. Jolivet, L., H. Shibuya, and M. Fournier (1995), Paleomagnetic rotations and the Japan Sea opening, in *Active Margins and Marginal Basins of Western Pacific*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 88, edited by Brian Taylor and James Natland, pp. 355-369, AGU, Washington, D. C.

1994

8. **Fournier, M.**, L. Jolivet, P. Huchon, K.F. Sergeev, and L. S. Ostorbin (1994), Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening, *J. Geophys. Res.*, 99, 2701-2715.
7. Jolivet, L., K. Tamaki, and **M. Fournier** (1994), Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis, *J. Geophys. Res.*, 99, 22,237-22,259.
6. Le Pichon, X., S. Lallemand, **M. Fournier**, J.P. Cadet, and K. Kobayashi (1994), Shear partitioning in the eastern Nankai Trough: evidence from submersible dives, *EPSL*, 128, 77-83.

1992

5. Jolivet, L., **M. Fournier**, P. Huchon, V. S. Rozhdestvensky, K. F. Sergeev, and L. Ostorbin (1992), Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk-Japan sea region, *Tectonics*, 11, 968-977.
4. Le Pichon, X., **M. Fournier**, and L. Jolivet (1992), Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision, *Tectonics*, 11, 1085-1098.

1991

3. **Fournier, M.**, L. Jolivet, B. Goffé and R. Dubois (1991), The Alpine Corsica metamorphic core complex, *Tectonics*, 10, 1173-1186.
2. Jolivet, L., J. M. Daniel, and **M. Fournier** (1991), Geometry and kinematics of ductile extension in alpine Corsica, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 104, 278-291.

1990

1. Jolivet, L., R. Dubois, **M. Fournier**, B. Goffé, A. Michard, and C. Jourdan (1990), Ductile extension in Alpine Corsica, *Geology*, 18, 1007-1010.

2.13.2. Autres publications

4. Pubellier M. & al. (N. Chamot-Rooke, F. Ego, J.C. Guezou, E. Konstantinovskaya, A. Rabaute, J. Ali, J. Aitchison, C. Aubourg, J. Charvet, **M. Fournier**, R. Hébert, G. Ivanov, L. Jolivet, C. Lèpvrier, G. Mascle, I. Pospelov, J.C. Ringenbach, S. Shokalsky, M. Sosson, J. Verges, C. Wang), 2008. Structural Map of Eastern Eurasia, Commission for the Geological Map of the World, 1:12.500.000 scale.
3. Kovalenko, S. N., S. A. Anisimova, **M. Fournier**, and T. de Boisgrollier (2006), **ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В МЕЗО-НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ.**
2. **Fournier, M.**, and J. P. Cadet (1994), Structural study of the lower scarp of the inner eastern Nankai accretionary wedge, JAMSTEC J. Deep-Sea Res., 323-329.
1. **Fournier, M.** (1994), Ouverture de bassins marginaux et déformation continentale : L'exemple de la mer du Japon, Thèse de doctorat, 312 pp., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.

2.14. Communications (2006-2009)

- **Fournier, M.**, N. Chamot-Rooke, P. Patriat, C. Petit and P. Huchon, Arabia-Somalia plate kinematics and the opening of the Gulf of Aden, EGU, Vienna, 2009.
- Chamot-Rooke, N., **M. Fournier**, C. Petit, O. Fabbri, P. Huchon, C. Lèpvrier and B. Maillot, Sheba's Ridge Oceanic Core Complexes, EGU, Vienna, 2008.
- de Boisgrollier, T., C. Petit, **M. Fournier**, P. Leturmy, and J.-C. Ringenbach, Accretionary Orogens Around the Siberian Craton : Evolution of the Patom Fold and Thrust Belt, 33 International Geological Congress, Oslo, 2008.
- de Boisgrollier, T., C. Petit, **M. Fournier**, M. Jolivet, P. Leturmy, and J.-C. Ringenbach, Microplates vs Siberian Craton, History of the Patom Belt, American Geophysical Union, Fall Meeting 2008.
- **Fournier, M.**, N. Chamot-Rooke, C. Petit, P. Patriat, P. Huchon, O. Fabbri and B. Maillot, Kinematic evolution of the Arabia-India-Somalia triple junction since 20 Ma from new magnetic data, EGU, Vienna, 2008.
- **Fournier, M.**, N. Chamot-Rooke, O. Fabbri, P. Huchon, C. Lèpvrier, B. Maillot and C. Petit, Geophysical survey of the Arabia-India-Somalia triple junction: First results of the AOC cruise (Aden-Owen-Carlsberg) in the NW Indian Ocean, EGU, Vienna, 2007.
- **Fournier, M.**, C. Petit, N. Chamot-Rooke, O. Fabbri, P. Huchon, B. Maillot and C. Lèpvrier, Discovery of the Beautemps-Beaupré Basin at the southern end of the Owen Fracture Zone, Symposium MEBE, Paris, 4-5 December, 2007.
- **Fournier M.**, P. Huchon and K. Khanbari, Asymmetry and segmentation of passive margin in Socotra, Eastern Gulf of Aden, controlled by detachment faults?, EGU, Vienna, 2006.

2.15. Séminaires invités

- 2007 : Géosciences Azur, Villefranche-sur-Mer, Cinématique du point triple Arabie-Inde-Somalie
- 2006 : Ecole normale supérieure, Paris, Le point triple AOC : une origine vraiment contrôlée ?

2.16. Divers

Reviews pour des revues à comité de lecture : Bulletin de la Société Géologique de France, Earth and Planetary Science Letter, Earth Planets and Space, GeoArabia, Island Arc, Journal of Geophysical Research, Tectonics, Tectonophysics, Terra Nova

Participation à Jury de thèse : T. de Boisgrollier (2009) ; demi-parcours S. Gabalda (2007)

3. SYNTHÈSE DES TRAVAUX DE RECHERCHE

3.1. INTRODUCTION

3.1.1. Problématique : la divergence lithosphérique

L'extension lithosphérique est observée dans des contextes géodynamiques variés, à la fois le long des frontières de plaques et à l'intérieur des plaques. C'est un processus tectonique fondamental en action lors de la fragmentation des continents, l'ouverture de nouveaux bassins océaniques et l'évolution associée des bassins sédimentaires, la formation des rifts intra-plaques, l'ouverture des bassins arrière-arc, l'effondrement des chaînes de montagnes, le rifting à l'axe des dorsales océaniques, ou encore la formation de pull-apart le long des décrochements. (e.g., Wernicke et Burchfiel, 1982 ; Le Pichon et al., 1982 ; Buck, 1991; Ruppel, 1995; Olsen, 1995 ; Wernicke, 1995; Boillot and Froitzheim, 2001; Corti et al., 2003; Ziegler et Cloetingh, 2004 ; Rosenbaum et al., 2008).

Les premiers stades de l'extension lithosphérique correspondent au développement des rifts intra-plaque. Ces rifts se forment par « rifting actif », où l'extension résulte de processus dynamiques dans le manteau accompagnés par du magmatisme précoce (Sengör et Burke, 1978; Turcotte et Emerman, 1983 ; Storey, 1995), ou par « rifting passif » où les contraintes extensives sont transmises par les forces aux limites des plaques ou générées par l'énergie potentielle gravitaire de la lithosphère (Turcotte et Oxburgh, 1973 ; Coblentz et

al., 1994 ; Coblentz et Sandiford, 1994). Buck (1991) a proposé trois modes de rifting en fonction de l'épaisseur crustale, l'état thermique de la lithosphère, et du taux de déformation, conduisant au développement de rifts étroits, de rifts larges, ou de core complex. La rhéologie de la lithosphère, et en particulier la résistance du manteau lithosphérique, joue un rôle fondamental dans l'activation des modes étroits ou larges (Brun, 1999 ; Deverchère et al., 2001).

Le rifting continental qui conduit à l'accrétion océanique a été qualifié de volcanique ou non volcanique (White et al., 1987 ; Mutter et al., 1988; White et McKenzie, 1989). Au niveau des marges non volcaniques, il a été proposé que l'extension se produise de manière symétrique par cisaillement pur (McKenzie, 1978), ou de manière asymétrique par cisaillement simple (Wernicke, 1985 ; Lister et al., 1986, 1991). L'extension par cisaillement pur amincit la croûte de manière uniforme, avec de l'extension cassante dans la croûte supérieure et de la déformation ductile dans la croûte inférieure, et elle aboutit à des marges conjuguées identiques en termes de structure, d'épaisseur crustale et de subsidence. Au contraire, les marges conjuguées formées par cisaillement simple présentent des différences marquées liées à la présence de failles de détachement qui traversent la croûte et éventuellement la lithosphère. Les détachements accommodent l'extension continentale (Wernicke, 1981) et la formation des marges passives (Boillot et

al., 1987) où ils ont été mis en évidence par sismique réflexion (Reston et al., 1996 ; Driscoll et Karner ; 1998). On les observe aussi au niveau des marges téthysiennes fossiles (Froitzheim et Eberli, 1990 ; Manatschal, 2004). L'investigation de la zone de transition océan-continent au niveau des marges non volcaniques, où du manteau exhumé est observé entre les blocs basculés de la marge et la croûte océanique vraie, montre que les détachements jouent un rôle majeur en fin de rifting quand la déformation migre et se localise à l'axe du rift (Manatschal et al., 2001 ; Whitmarsh et al., 2001 ; Péron-Pinvidic et al., 2007). Cependant, même quand la structure des marges révèle une asymétrie prononcée, à une échelle supérieure la géométrie d'ensemble peut être symétrique (Brun et Beslier , 1996 ; Huisman et Beaumont, 2003 ; Nagel et Buck, 2004). Les marges volcaniques et non volcaniques présentent généralement un contraste entre la quantité d'extension mesurable à partir des failles dans la croûte supérieure et la quantité d'étirement crustal ou lithosphérique déterminée à partir de sismique grand-angle ou de la subsidence : l'étirement augmente avec la profondeur et il est très supérieur à l'échelle de la croûte et de la lithosphère que dans la croûte supérieure (Davis et Kuszniir, 2004). Des modèles récents suggèrent que l'étirement variable en fonction de la profondeur est acquis tardivement pendant les premiers stades d'accrétion et d'exhumation du manteau (Kuszniir et al., 2005 ; Lavier et Manatschal, 2006).

Quand elle arrive à son terme, c'est-à-dire à la déchirure continentale, l'extension lithosphérique est suivie par la mise en place d'une dorsale océanique au niveau de laquelle se produit l'expansion du plancher océanique. Alors que le processus rifting est généralement étudié en coupe à partir de profils sismiques, le développement des dorsales est déchiffré par les anomalies magnétiques

et il est abordé en carte. Ce processus est bien étudié dans les bassins arrière-arc où les dorsales sont jeunes et se mettent en place rapidement, notamment dans les bassins de Woodlark et de Lau (Taylor et al., 1995 ; Parson et Wright, 1996). Il inclut des phases extrêmement rapides de nucléation de nouveaux segments d'accrétion, de propagation de ces segments, de stagnation, et de développement de failles transformantes (Taylor et al., 1999). Les vitesses de propagation des dorsales sont rapides et excèdent 10 cm an^{-1} .

Ce mémoire présente une synthèse des travaux que j'ai réalisés depuis une dizaine d'années sur le thème de l'extension lithosphérique et l'ouverture océanique dans divers contextes géodynamiques. Depuis mes débuts en recherche, j'ai eu la chance de travailler sur l'extension ductile dans les chaînes internes (Corse, Alpes), l'extension arrière-arc en contexte de subduction (mer du Japon, fossé d'Okinawa), l'extension intraplaque (Asie, Arabie), l'extension associée à la déchirure continentale et l'ouverture océanique (golfe d'Aden), et l'extension à l'axe des dorsales obliques. Mon approche est celle d'un géologue structuraliste qui fait des mesures de terrain (missions à terre et campagnes océanographiques) et analyse les données géologiques et géophysiques (profils sismiques, magnétisme, gravimétrie, sismicité) pour caractériser les déformations de l'écorce terrestre et la cinématique associée.

L'essentiel de ce mémoire porte sur le golfe d'Aden et la plaque arabe, auxquels j'ai consacré une grande partie de mes recherches récentes. Le golfe d'Aden, qui sépare les plaques tectoniques Arabie et Somalie, est un exemple remarquable de bassin océanique jeune qui offre l'opportunité de suivre le processus de fragmentation continentale

depuis la mise en tension de la lithosphère africaine, jusqu'à son amincissement et sa déchirure, puis la mise en place d'une nouvelle dorsale. L'histoire du rifting est conservée dans les marges passives qui affleurent partiellement à terre, ce qui permet de mener une étude terre-mer s'appuyant sur la complémentarité des observations de terrain et des données marines. L'histoire des premiers stades de l'ouverture océanique est enregistrée dans les anomalies magnétiques du plancher océanique qui fournissent un modèle cinématique haute définition de l'ouverture. C'est aussi une région où historiquement ont émergé des concepts fondamentaux pour la Tectonique des plaques. C'est donc un laboratoire idéal pour investiguer le processus de déchirure continentale depuis le rifting

jusqu'à l'accrétion océanique. Comme de plus il s'ouvre obliquement, on peut y étudier la segmentation et le partitionnement de la déformation liée au rifting oblique, ainsi que l'influence de l'héritage structural.

Il y a cependant quelques bémols d'ordre géopolitique. Premièrement, depuis longtemps, la Somalie et ses eaux économiques sont trop dangereuses pour y mener des recherches. On ne peut donc travailler utilement sur les marges conjuguées du golfe d'Aden que dans sa partie orientale, entre le Sultanat d'Oman au nord et l'île de Socotra qui est yéménite au sud (Figure 1). C'est la raison pour laquelle nous avons réalisé dans cette zone la campagne Encens-Sheba en 2000 de

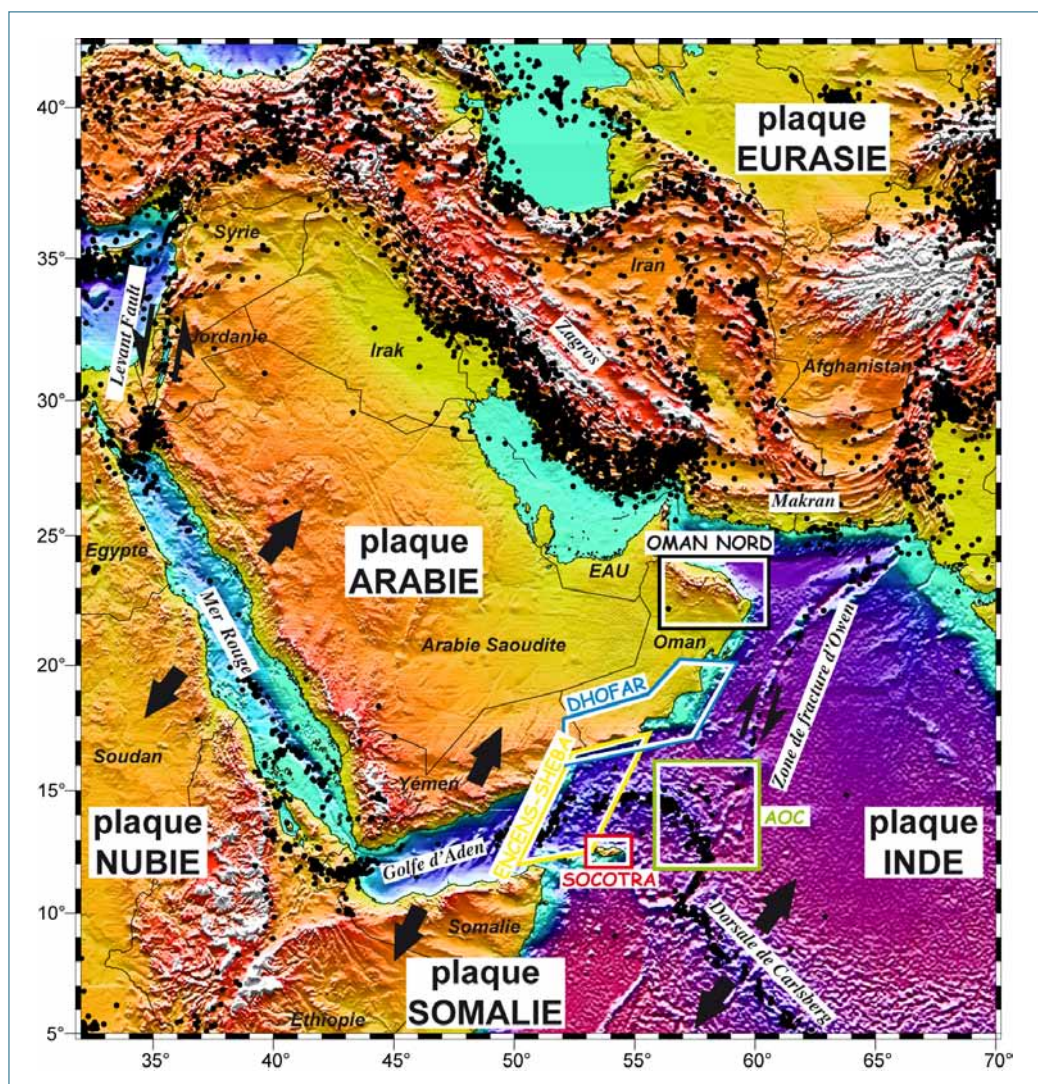


Figure 1. Localisation des campagnes océanographiques et des missions de terrain à l'est du golfe d'Aden.

reconnaissance bathymétrique, gravimétrique, magnétique et sismique d'un segment du golfe d'Aden compris entre les transformantes d'Alula-Fartak et de Socotra. Deuxièmement, depuis le 11 septembre 2001, les eaux yéménites sont interdites aux navires de l'IFREMER. L'investigation de la marge sud dans la zone Encens-Sheba est donc devenue impossible. Les eaux internationales restant cependant accessibles, nous avons réalisé en 2006 la campagne AOC sur le point triple Arabie-Inde-Somalie. Parallèlement, deux campagnes étaient effectuées sur la marge nord, Encens-2 (sismique multitrace et OBS) et Encens-flux (thermicité; Lucazeau et al., 2008). Troisièmement, depuis deux ans, les actes de piraterie qui se multiplient au large de la corne de l'Afrique et dans le golfe d'Aden rendent tout travail en mer extrêmement dangereux et quasiment impossible. L'étude des marges conjuguées du golfe d'Aden se réduit donc actuellement aux travaux à terre.

Nous avons mené dans le golfe d'Aden des travaux cinématiques et tectoniques qui font l'objet des deux premiers chapitres de ce mémoire. L'étude cinématique a débuté par le point triple Arabie-Inde-Somalie dont la configuration et la cinématique étaient inconnues. Son exploration a apporté des informations sur les premiers stades de l'ouverture du golfe, objectif de la campagne AOC (Aden-Owen-Carlsberg). Grand moment de solitude que ce projet, qui fut rejeté trois années de suite par le même rapporteur anglo-saxon avec l'argument suivant : « the Owen Fracture Zone arm of the AOC triple junction is moving at ca. 1 mm/yr ; it is barely active. Therefore the AOC triple junction is hardly a triple junction at all. Therefore I regret I am not convinced that it is worth spending a month of shiptime surveying a possible unique and complex set of local circumstances, however intellectually interesting,

which may not advance our understanding of plate tectonics in general ». La quatrième année fut la bonne car le rapporteur renonça et la campagne fut programmée. Elle dura 12 jours et fut un succès qui nous permis de reconstruire l'évolution du point triple depuis sa formation (20 Ma), de réévaluer la cinématique actuelle de la frontière Arabie-Inde, et de reprendre la cinématique d'ouverture du golfe d'Aden. Parallèlement, nous avons réalisé des travaux tectoniques à terre et en mer sur la déformation des marges continentales. Ces travaux ont apporté des résultats à l'échelle de la plateforme arabe sur l'évolution du champ de contraintes avant et pendant le rifting. Au niveau du golfe d'Aden, ils ont permis de progresser sur la segmentation et l'évolution 3D de l'architecture des marges passives en liaison avec le rifting oblique, l'asymétrie des marges conjuguées et le rôle des failles de détachement, et l'évolution des escarpements de marge contrôlée par la tectonique et le climat.

Le troisième chapitre de ce mémoire est consacré à des travaux qui sortent du cadre régional du golfe d'Aden. Les relations entre cinématique et déformation sont explorées dans le cadre du rifting à l'axe des dorsales à accretion oblique et dans celui des bassins arrière-arc à travers l'exemple du fossé d'Okinawa. Nous présentons aussi une approche analogique de l'extension distribuée en domaine continental résultant, en référence à l'Asie, de l'interaction entre les effets lointains de la collision et de l'extension induite par la subduction. Enfin, l'extension ductile dans les chaînes de montagne est évoquée à travers l'exemple de la Corse alpine et des schistes lustrés alpins. Ces exemples alpins sont mis à profit pour présenter des résultats récents sur l'évolution du pli du *Vélodrome* au front des nappes alpines.

Je ne présente cependant pas dans ce mémoire une liste exhaustive de mes travaux de recherche. J'ai notamment laissé de côté, pour des raisons de synthèse et de cohérence, les études récentes réalisées dans le cadre de la thèse de T. de Boisgrollier sur la chaîne hercynienne de Patom en Sibérie orientale et l'évolution précoce du rift Baïkal (de Boisgrollier et al., 2009; Jolivet et al., 2009). Enfin, je présente dans le dernier chapitre les projets de recherche que je souhaite développer dans les prochaines années.

Dans la suite de l'introduction, le contexte géodynamique de la séparation de la plaque arabe est brièvement décrit avant de présenter l'évolution des connaissances sur la région du golfe d'Aden, un des berceaux de la Tectonique des plaques. Cette partie a été écrite pour un large public. Par souci de

concision, de nombreuses références n'apparaissent pas dans ce mémoire, on les trouvera dans les articles associés.

3.1.2. Contexte géodynamique de la séparation de la plaque arabe

Il y a 30 Ma, la plaque Afrique s'est fragmentée et a donné naissance à la plaque Arabie (Figure 2). Cette dernière a dérivé vers le nord-est avant d'entrer en collision avec la plaque Eurasie dans les régions du Bitlis (Turquie) et du Zagros (Iran). Dans son sillage, la Mer Rouge et le Golfe d'Aden se sont ouverts. Les mouvements relatifs des plaques Afrique, Arabie et Eurasie mesurés par GPS montrent

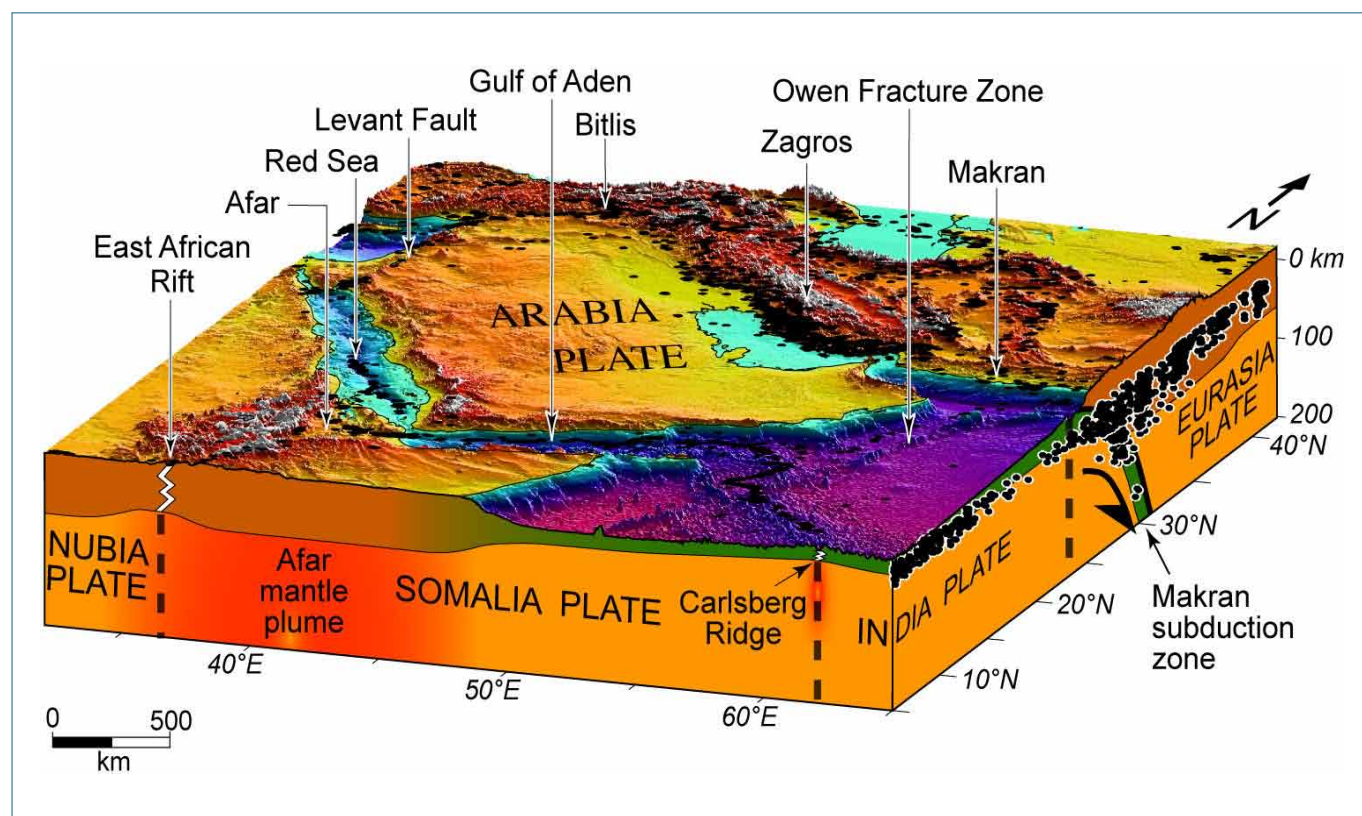


Figure 2. Cadre géodynamique de la plaque Arabie. Le mouvement vers le NE de l'Arabie par rapport aux plaques Nubie et Somalie est accommodé par l'expansion océanique dans la Mer Rouge et le golfe d'Aden, qui se rejoignent à l'aplomb du point chaud Afar. Au nord, la plaque Arabie entre en collision avec l'Eurasie dans les régions du Bitlis et du Zagros, et plonge en subduction sous l'Eurasie au niveau du Makran. De part et d'autre de la plaque Arabie, le mouvement coulissant est accommodé par la faille du Levant à l'ouest et la zone de fracture d'Owen à l'est. Topographie et bathymétrie d'après Sandwell et Smith (1997), sismicité entre 1964 et 1995 (magnitude > 2) d'après Engdahl et al. (1998).

que l'Afrique est quasiment immobile par rapport à l'Eurasie, tandis que l'Arabie s'éloigne de l'Afrique à la vitesse d'environ 2 cm an^{-1} et converge vers l'Eurasie à la même vitesse.

La séparation de la plaque Arabie s'est produite dans le cadre de la fermeture de l'Océan Téthys qui séparait l'Afrique de l'Eurasie (Figure 3 ; Dercourt et al., 1993; Stampfli and Borel, 2002). Depuis environ 150 Ma, la Téthys plonge en subduction sous l'Eurasie, le dernier témoin de cette subduction se trouvant au niveau du Makran (Figure 2 ; Jacob et Quittmeyer, 1979; Vernant et al., 2004). On considère généralement que la dislocation de l'Afrique a été provoquée par les forces de traction induites par la lithosphère plongeant en subduction, combinées à l'émergence d'un point chaud dans la région des Afars il y a 30 Ma (Hoffmann et al., 1997; Ebinger et Sleep, 1998) : l'Arabie a été déchirée de l'Afrique et entraînée vers le nord-est par le panneau téthysien plongeant sous l'Eurasie. Le panache mantellique associé à un volcanisme intense a réchauffé et affaibli la lithosphère continentale africaine et favorisé la concentration des déformations dans les rifts de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden, provoquant ainsi de la

fragmentation du continent africain (Courtilot et al., 1999; Bellahsen et al., 2003). Entre 30 et 20 Ma, la lithosphère continentale s'est progressivement étirée et amincie dans les rifts de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden, puis elle s'est totalement déchirée et une dorsale océanique s'est mise en place, d'abord dans le Golfe d'Aden (dorsale de Sheba), puis dans la Mer Rouge. Depuis 20 Ma, un nouvel océan s'ouvre entre l'Afrique et l'Arabie à la vitesse d'environ 2 cm an^{-1} .

Le point triple entre les plaques Arabie, Inde et Somalie s'est formé il y a 20 Ma à l'extrémité orientale du Golfe d'Aden, quand la dorsale de Sheba a commencé à se propager vers l'ouest en direction du point chaud Afar. Ce point triple connecte les frontières des plaques Arabie, Inde et Somalie deux à deux (Figure 3) : la dorsale de Sheba dans le Golfe d'Aden entre les plaques Arabie et Somalie, la zone de fracture d'Owen entre les plaques Arabie et Inde, et la dorsale de Carlsberg entre les plaques Inde et Somalie. Nous l'avons baptisé point triple AOC (Aden-Owen-Carlsberg).

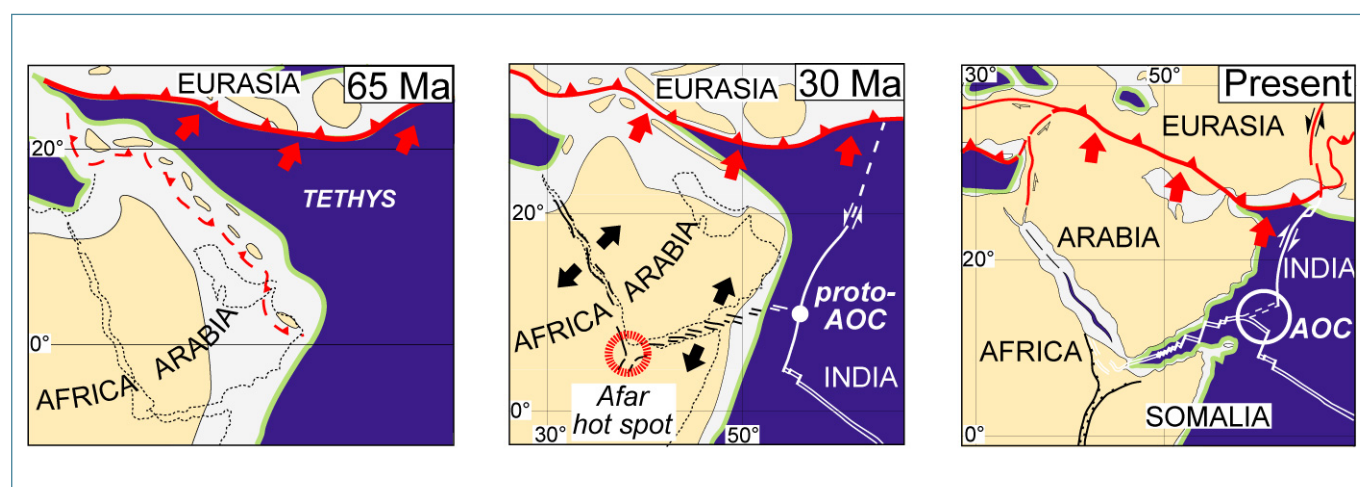


Figure 3. Séparation de la plaque Arabie dans le cadre de la fermeture de l'Océan Téthys. La fragmentation de la plaque Afrique-Arabie a débuté il y a 30 Ma au moment de l'émergence du point chaud Afar associée à d'importants épanchements basaltiques de type trapps en Ethiopie et au Yémen. Au nord, l'Arabie est tirée vers le NE par la force de traction du panneau plongeant en subduction au niveau du Makran-Zagros. Le point triple AOC (Aden-Owen-Carlsberg) entre les plaque Arabie, Inde, et Somalie s'est formé il y a 20 Ma à l'extrémité orientale du Golfe d'Aden.

3.1.3. Évolution des connaissances sur le golfe d'Aden et la mer d'Arabie

Les premières cartes marines de l'Océan Indien ont été dressées par Alexander Dalrymple (1737-1808), premier hydrographe de la Compagnie des Indes Orientales et de l'Amirauté britannique, qui donna plus tard son nom au fossé de Dalrymple au nord de la frontière de plaque Arabie-Inde sur proposition de McKenzie et Sclater (1971). Cet éminent géographe participa activement à la préparation d'une expédition autour du monde à la recherche d'un continent dans les mers du sud, à laquelle il dut renoncer quand le Capitaine Cook (1728-1779) fut nommé à sa place pour diriger l'expédition de 1772 sur le *HMS Resolution*.

a. L'expédition du Dana II (1928-1930)

La première structure importante découverte dans l'Océan Indien fut la dorsale de Carlsberg, décelée par sondage par le professeur danois Ernst Johannes Schmidt (1877-1933) en 1928, lors d'une expédition naturaliste autour du monde sur le *Dana II* (Schmidt, 1932). Schmidt baptisa la ride topographique sous-marine du nom de son sponsor, le brasseur danois Carlsberg, mécène scientifique éclectique qui finança également les travaux du Niels Bohr sur la structure de l'atome. Schmidt est resté célèbre chez les biologistes pour avoir découvert que l'anguille d'Europe se reproduisait dans la mer de Sargasses au large des côtes d'Amérique, puis traversait l'Océan Atlantique pour vivre sa vie adulte, après métamorphose en civelle (ou pibale) dans les rivières d'Europe. Il fit cette découverte en dressant la carte détaillée de la taille des larves d'anguilles dans l'Atlantique.

b. L'expédition John Murray (1933-1934)

Quelques années plus tard (1933-1934), une expédition anglo-égyptienne fut menée en mer d'Arabie à bord du navire de recherche égyptien *Mabahiss* (terme qui signifie «Recherches» en arabe; Figure 4) sous les ordres du colonel R. Seymour Sewell (Sewell, 1934). L'expédition fut baptisée *Expédition John Murray*, du nom du célèbre naturaliste anglais, considéré comme le fondateur de l'océanographie physique moderne,



Figure 4. Le Mabahiss

qui participa en 1872-1876 à l'expédition autour du monde du *HMS Challenger*. John Murray laissa à sa mort en 1914 des fonds pour financer une nouvelle expédition scientifique, qui furent utilisés pour l'expédition du Mabahiss. L'expédition du *HMS Challenger* n'étant pas passée par la Mer Rouge et le golfe d'Aden mais par le cap de Bonne Espérance, il fallait combler cette lacune.

En dépit de conditions particulièrement difficiles liées à la chaleur, à l'exiguïté et la vétusté du navire, et à l'inexpérience de l'équipage, l'expédition fut un succès et les cartes bathymétriques dressées par le capitaine de corvette R. N. Farquharson montrent déjà les grands traits du golfe d'Aden tels que nous les connaissons actuellement (Figure 5 ; Farquharson, 1936). À l'issue de l'expédition, Wiseman et Sewell (1937) proposèrent une interprétation des grandes structures régionales

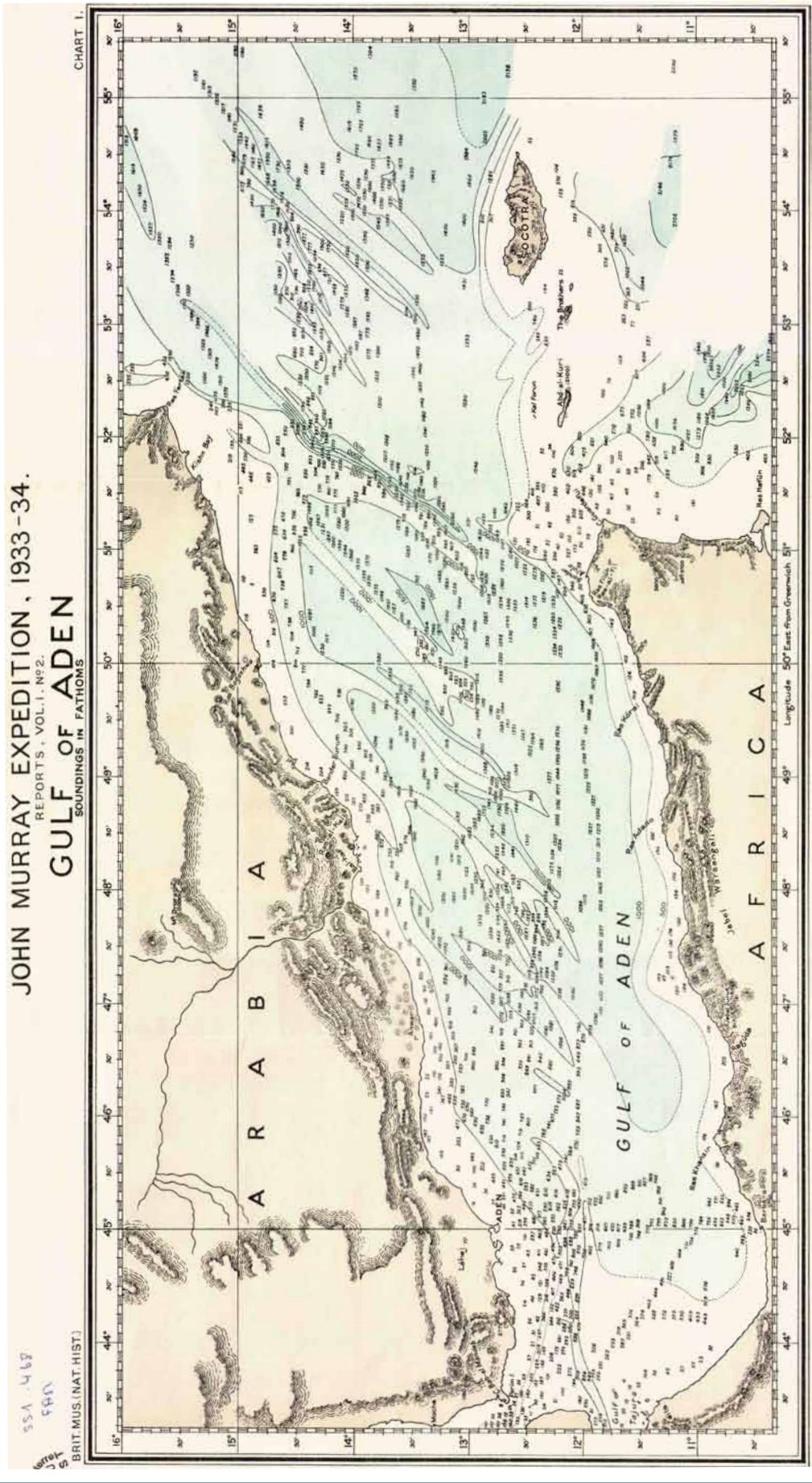


Figure 5. Carte bathymétrique du golfe d'Aden dressée pendant l'expédition John Murray (Farquharson, 1936).

regroupant d'un côté le rift Est-Africain, la Mer Rouge et le golfe d'Aden, et de l'autre la dorsale de Carlsberg et le système de montagnes himalayen (Figure 6). Ils concluaient : « Il semble hautement probable que le plancher de la partie nord-ouest de l'Océan Indien, tel que nous le connaissons actuellement, a acquis sa forme présente à la suite d'une compression d'âge Tertiaire, probablement contemporaine du soulèvement du système de montagnes himalayo-alpin ». Cette interprétation est très éloignée de notre conception actuelle des dorsales océaniques, qui, comme nous le verrons plus loin, est aussi issue de travaux sur la dorsale de Carlsberg.

c. La carte de la sismicité mondiale de Rothé (1954)

Après la seconde guerre mondiale, aucune expédition scientifique notable n'a été entreprise dans l'Océan Indien pendant une quinzaine d'années. La progression des connaissances s'est faite « à

distance », notamment avec la carte de la sismicité de Jean-Pierre Rothé (1954 ; Figure 7), qui a longtemps fait référence avant que ne soit mis en place dans les années 60 le réseau mondial de sismographe WWSSN (World Wide Standard Seismic Network). Les Américains et leurs alliés installèrent ce réseau pour surveiller les essais nucléaires soviétiques (la carte de la sismicité mondiale qui en résultera, publiée en 1969 par Barazangi et Dorman, servira de pierre angulaire à la théorie de la Tectonique des plaques). En 1954, c'est-à-dire quatorze ans avant l'avènement de la Tectonique des plaques, la carte de Rothé dessinait déjà les frontières de plaques dans l'Océan Atlantique, l'Océan Indien, le golfe d'Aden et la Mer Rouge, et les rifts Est-africains. C'est cette carte qu'utilisera Maurice Ewing, directeur du plus grand laboratoire océanographique d'après guerre, le Lamont-Doherty Earth Observatory de l'université de New-York, pour reconnaître systématiquement à bord du R.V. Vema le rift axial des dorsales océaniques dans l'Atlantique sud et l'Océan Indien en suivant la sismicité (Ewing and Heezen, 1960).

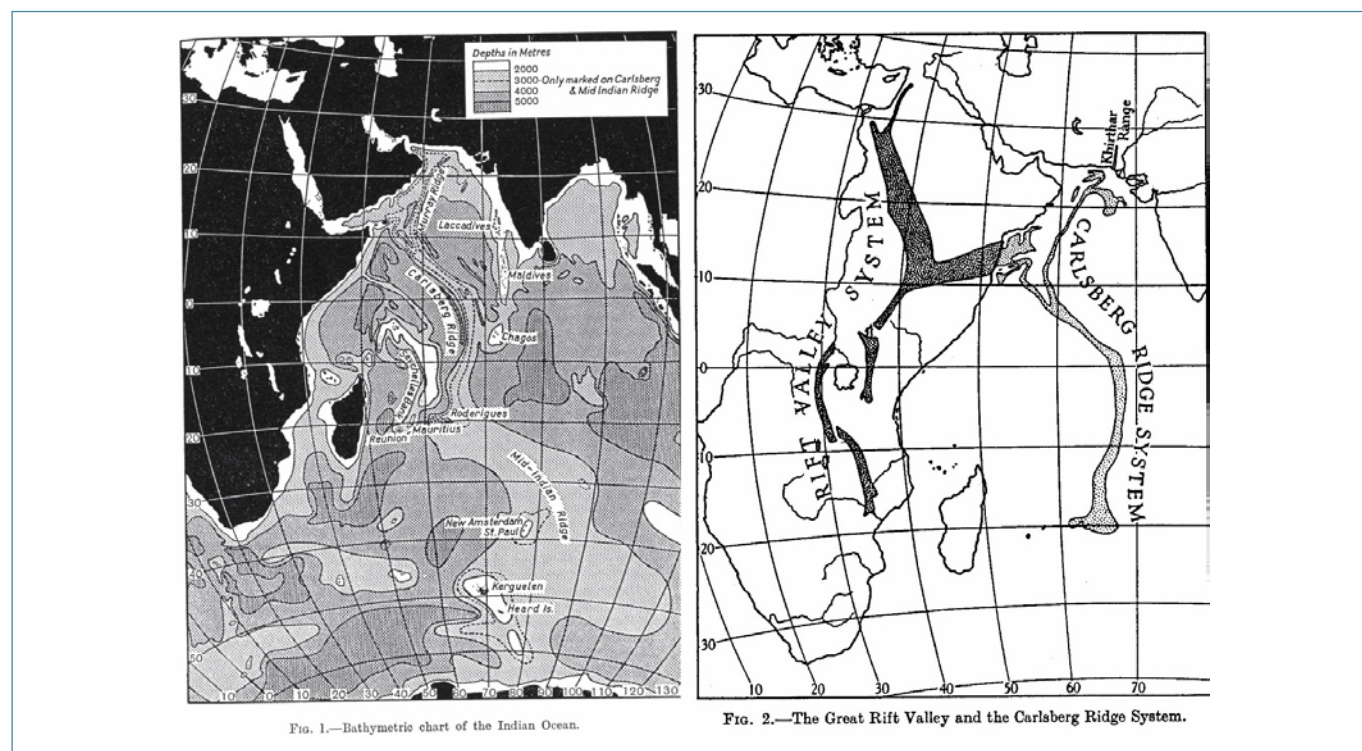


Figure 6. Carte bathymétrique de l'Océan Indien (à gauche) et interprétation géodynamique (à droite) proposée à la suite de l'expédition John Murray en mer d'Arabie (Wiseman et Sewell, 1937).

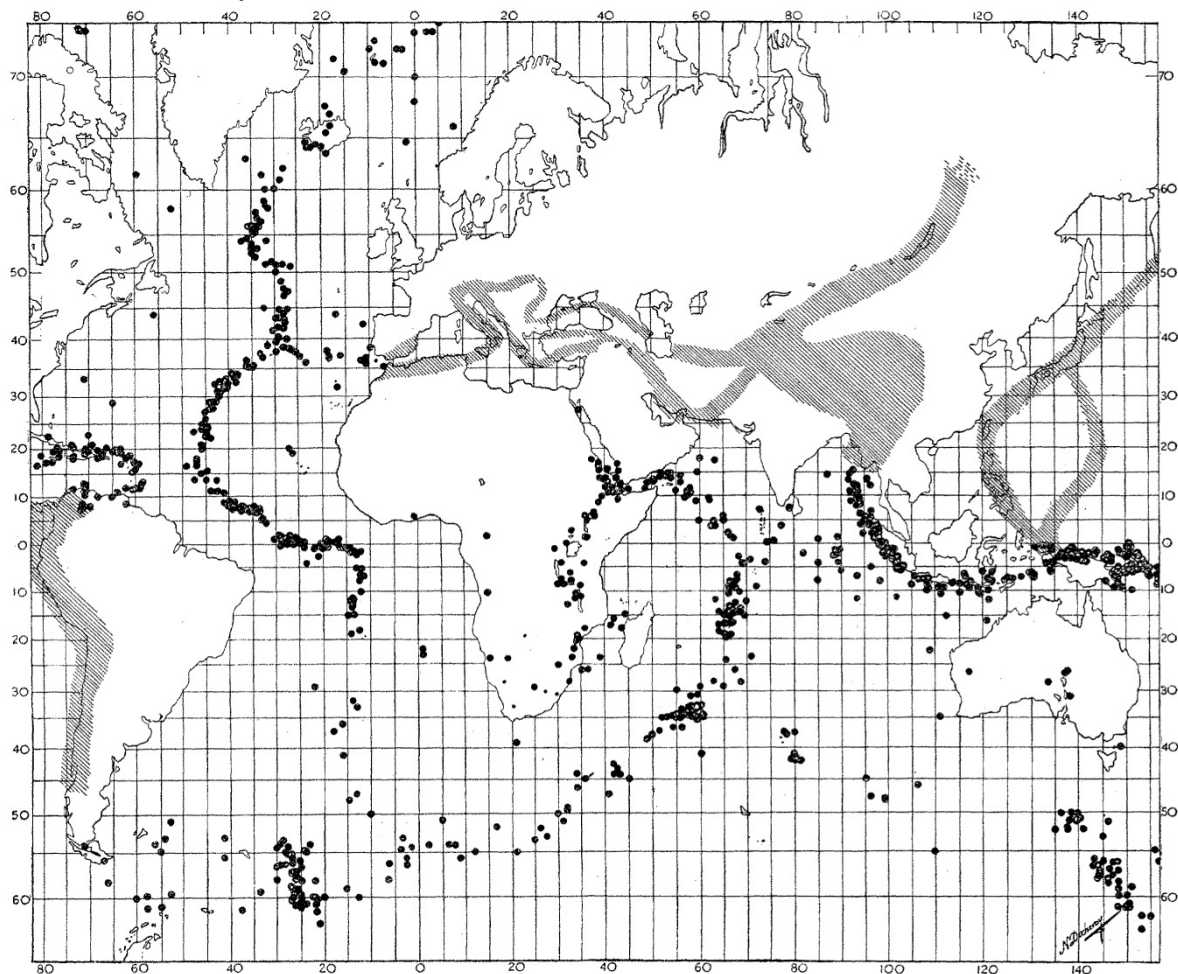


FIGURE 27. Epicentres des séismes de la zone médiane indo-atlantique et des régions voisines; les zones hachurées marquent l'emplacement des autres grandes zones sismiques.

Figure 7. Carte de la sismicité de J.-P. Rothé (1954) qui délimite clairement les contours de la plaque Somalie et de la plaque Nubie, séparées par le système de rifts Est-Africains.

d. L'Expédition Internationale dans l'Océan Indien (1959-1965)

Pour combler le retard accumulé dans la connaissance de l'Océan Indien, qui était beaucoup moins sillonné par les navires de recherche et de guerre que l'Atlantique et le Pacifique, l'Expédition Internationale dans l'Océan Indien (EIOI) fut entreprise en 1959 sous l'égide de l'UNESCO et de la National Science Foundation (NSF) naissante. Ce programme scientifique phénoménal associa 23 pays dont 14 mirent à disposition un ou plusieurs navires. Entre 1959 et 1965, il mobilisa 40 navires de recherche

pendant 323 mois de mer pour réaliser des travaux dans tous les domaines de l'océanographie : biologie, chimie, météorologie, ressources halieutiques, sciences de la terre, etc... Par son ampleur (personnel, navires, moyens financiers et nombre de pays participants) l'EIOI fut la plus grande expédition océanographique jamais entreprise. Une des raisons pour lesquelles cette vaste entreprise internationale est restée méconnue est résumée par Mr Wooster, secrétaire de la COI (Commission Océanographique Intergouvernementale) qui assurait la coordination des travaux de l'EIOI : « Je crois que l'Expédition internationale de l'océan Indien a été la

plus grande expédition non coordonnée de l'histoire de l'océanographie ». Elle a cependant généré d'abondants résultats scientifiques qui ont été publiés dans de nombreuses revues.

e. L'hypothèse de Vine et Matthews (1963)

L'EIOI a notamment eu des répercussions importantes dans le domaine de la Tectonique des plaques : la plupart des scientifiques de l'époque eurent en effet accès aux données collectées pendant ce programme. Au premier chef, l'EIOE a donné lieu à une découverte capitale : l'hypothèse de Vine et Matthews, publiée à Nature en septembre 1963, selon laquelle le plancher océanique se met en place à l'axe des dorsales océaniques, enregistre le champ magnétique de l'époque où il se forme, puis diverge de part et d'autre des dorsales comme un tapis roulant. La polarité du champ magnétique terrestre s'inversant à intervalle irrégulier, les inversions successives sont

enregistrées sur le plancher océanique comme sur une bande magnétique. Cette hypothèse a été proposée à partir de la modélisation de trois profils d'anomalies magnétiques acquis sur la dorsale de Carlsberg (Figure 8). Bien que de médiocre qualité, ces profils permettait de montrer qu'une modélisation de l'anomalie magnétique en prenant en compte les inversions du champ magnétique reproduisait de manière satisfaisante les variations du signal mesuré, tandis qu'une modélisation sans tenir compte des inversions ne le permettait pas. C'est à partir de ce résultat, tenu en apparence, que Vine et Matthews ont proposé leur hypothèse qui sera rapidement validée sur d'autres dorsales. Notons que Vine et Matthews ont fait leur découverte sur un terrain doublement défavorable : (1) la dorsale de Carlsberg est une dorsale lente (vitesse d'accrétion totale de 2,2 cm an⁻¹ environ) où la définition du signal magnétique est beaucoup moins bonne que sur les dorsales rapides, et (2) elle est située près de l'équateur où les anomalies magnétiques sont les moins intenses.

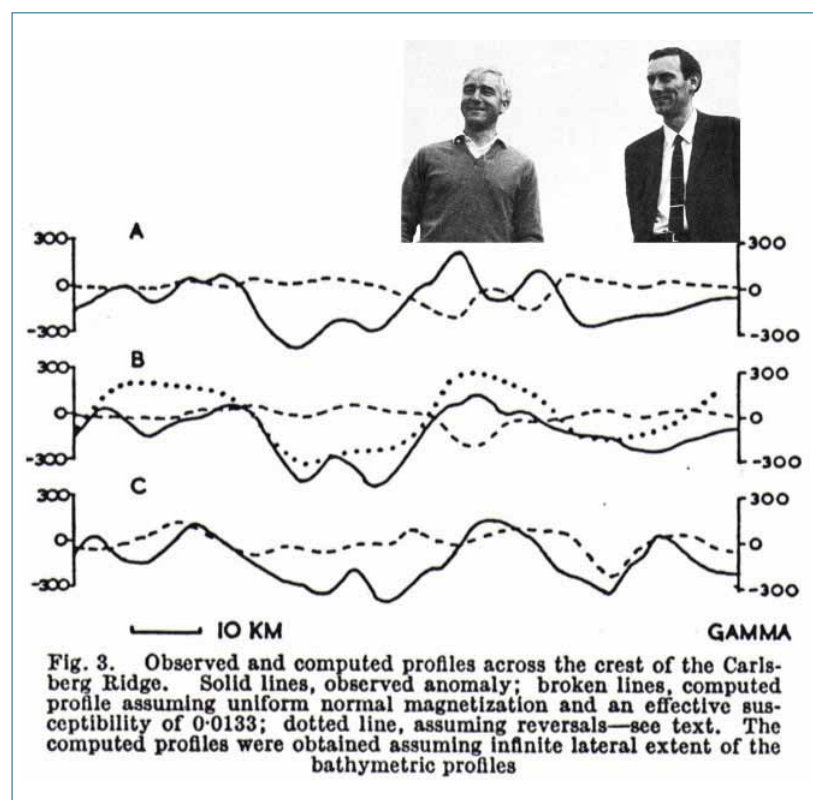


Figure 8. Figure extraite de l'article de Vine et Matthews (1963) : trois profils magnétiques (traits continus) à travers la dorsale de Carlsberg. L'axe de la dorsale coïncide avec le creux central des profils. Les profils modélisés sans tenir compte des inversions du champ magnétique mais seulement de la bathymétrie (en tireté) ne reproduisent pas les anomalies mesurées, tandis qu'un profil modélisé en tenant compte des inversions (en pointillé sur le profil central) reproduit correctement l'anomalie mesurée. En 1963, Frederik Vine (1939) préparait sa thèse à l'université de Cambridge sous la direction de Drummond Matthews (1931-1997), lui-même jeune chercheur qui venait de soutenir son doctorat (PhD) en 1961 (Oreskes, 2001).

f. La carte physiographique de l'Océan Indien

C'est encore à la suite de l'EIOI que Bruce Heezen (1924-1977) et Marie Tharp (1920-2006) dressèrent la carte physiographique de l'Océan Indien qui montre, avec une précision inégalée pour l'époque, les reliefs des fonds sous-marins (Figure 9). Il faudra attendre la nouvelle génération de cartes issues des

données satellitaires dans les années 90' (Sandwell and Smith, 1997) pour avoir des cartes bathymétriques plus précises. De même, la mer Rouge et le golfe d'Aden, qui se trouvaient sur la route des navires qui allaient collaborer aux travaux de l'EIOI, devinrent rapidement les régions marines parmi les mieux connues au monde avec des lignes de sondes espacées de moins de 10 milles. Anthony S. Laughton, de l'Institut national d'océanographie

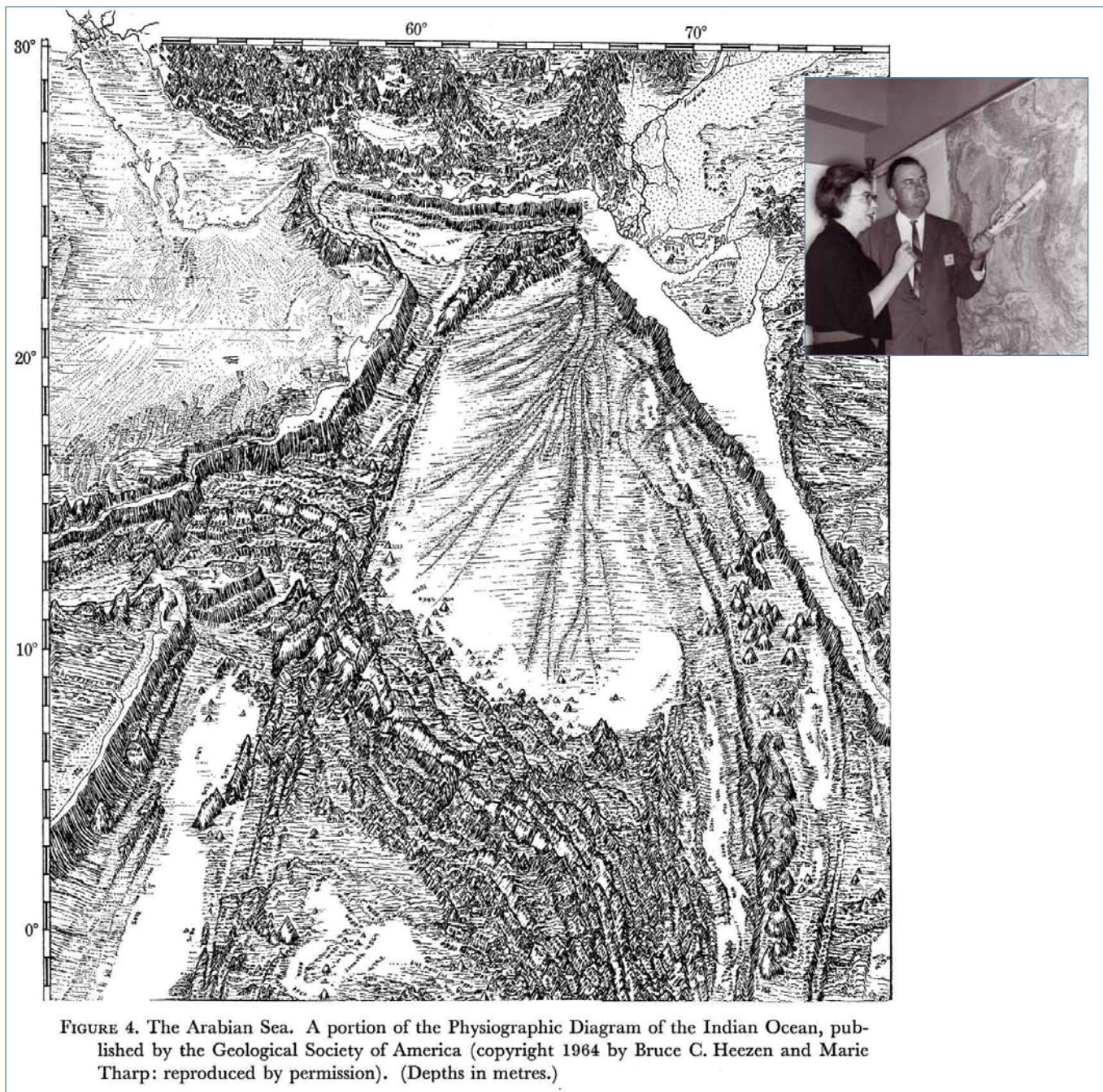


Figure 9. Croquis physiographique du NO de l'Océan Indien par Heezen et Tharp (1964). Cette carte montre en particulier le cône de l'Indus avec ses nombreux tributaires qui ennoie progressivement le flanc nord de la dorsale de Carlsberg et les monts sous-marins associés. La zone de fracture d'Owen sert de barrière à l'ouest aux turbidites de l'Indus.

britannique, fit la synthèse de ces données bathymétriques sur des cartes qui firent longtemps référence (Laughton, 1966a, 1966b ; Laughton et al., 1970 ; voir aussi Sykes, 1968). C'est grâce à elles qu'il corréla de manière convaincante deux vallées de part et d'autre du golfe d'Aden, autrefois creusées par un seul et même cours d'eau et désormais séparées par plus de 300 km de mer. Cette observation constituait une preuve supplémentaire de la dérive des continents.

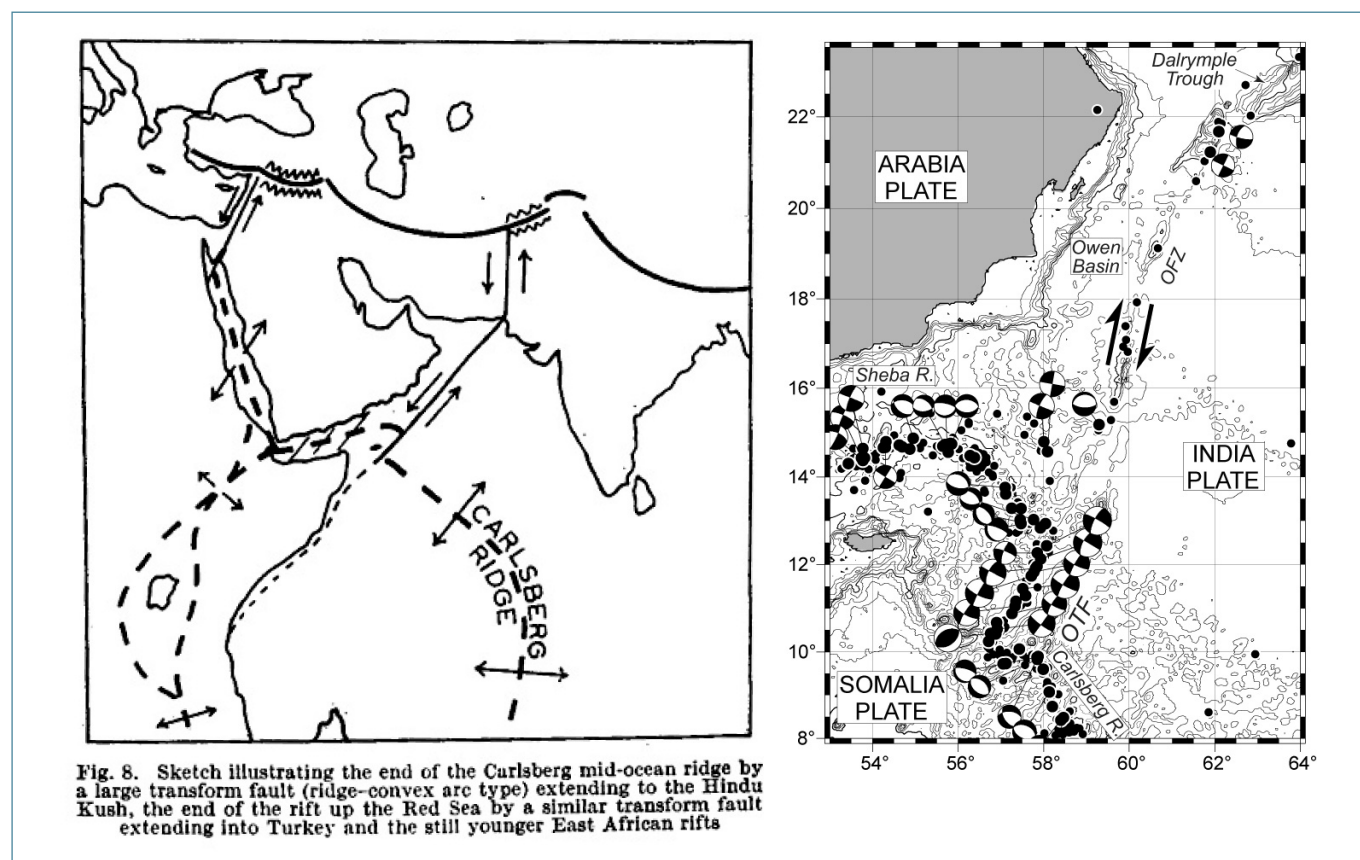
g. Découverte de la zone de fracture d'Owen

Parallèlement, Matthews publiait deux articles (Matthews, 1963, 1966) décrivant la zone de fracture d'Owen qui forme la frontière de plaque Arabie-Inde,

ainsi baptisée d'après le navire *HMS Owen* (de même dans la région Chain Ridge du nom du *RV Chain*). Dans son article fondateur sur les failles transformantes, John Tuzo Wilson choisit la zone de fracture d'Owen comme exemple type de faille transformante « dorsale-fosse », transformant le mouvement divergent au niveau de la dorsale de Carlsberg (frontière constructive) en mouvement convergent au niveau de l'Himalaya (frontière destructive ; Figure 10 ; Wilson, 1965).

h. Reconnaissance de la dorsale de Sheba

Ce fut encore Drummond Matthews qui mit en évidence à la même époque la dorsale océanique qui court dans le golfe d'Aden, qu'il baptisa dorsale de Sheba (Matthews et al., 1967). La dorsale



comprend un système de segments avec un rift axial marqué par une activité sismique, qui suivent la ligne médiane du golfe (Figure 11). Au sud-est de l'île de Socotra, la faille transformante d'Owen (à ne pas confondre avec la zone de fracture d'Owen qui forme la frontière de plaque Arabe-Inde) décale de 330 km la dorsale de Carlsberg et se connecte à la dorsale de Sheba qui se poursuit vers l'ouest dans le golfe d'Aden. Dans la partie orientale du golfe, l'axe de la dorsale de Sheba est décalé par quelques failles transformantes dont celle de Socotra (décalage < 50 km). Dans la partie centrale, elle est décalée de 200 km par une faille transformante majeure, la transformante d'Alula-Fartak. Plus à l'ouest, l'axe de la dorsale est décalée par de nombreuses structures orientées NNE-SSW identifiées très tôt comme des zones de fracture (Laughton, 1966b) avec un mouvement dextre (Sykes, 1968). Encore plus à

l'ouest, l'axe de la dorsale devient une gouttière peu profonde qui pénètre dans le golfe de Tadjoura (Farquharson, 1936 ; Choukroune et al., 1986, 1988 ; Dauteuil et al., 2001).

Qu'est-ce qui inspira à Matthews la dénomination de Sheba, du nom de la reine de Saba (Queen of Sheba en anglais) ? La reine de Saba, reine mythique dont l'histoire est racontée en quelques lignes dans l'Ancien Testament et dans l'évangile selon Matthieu, régna sur l'Arabie heureuse, un royaume qui s'étendait du Yémen à l'Éthiopie. La légende dit que la reine rendit visite au roi Salomon à Jérusalem et que, dans sa grande sagesse, celui-ci lui donna un fils, Ménélik. Ménélik sera envoyé plus tard en Éthiopie pour y régner et il emportera avec lui l'Arche d'Alliance, construite par Moïse au Sinaï et qui contenait les Tables de la Loi

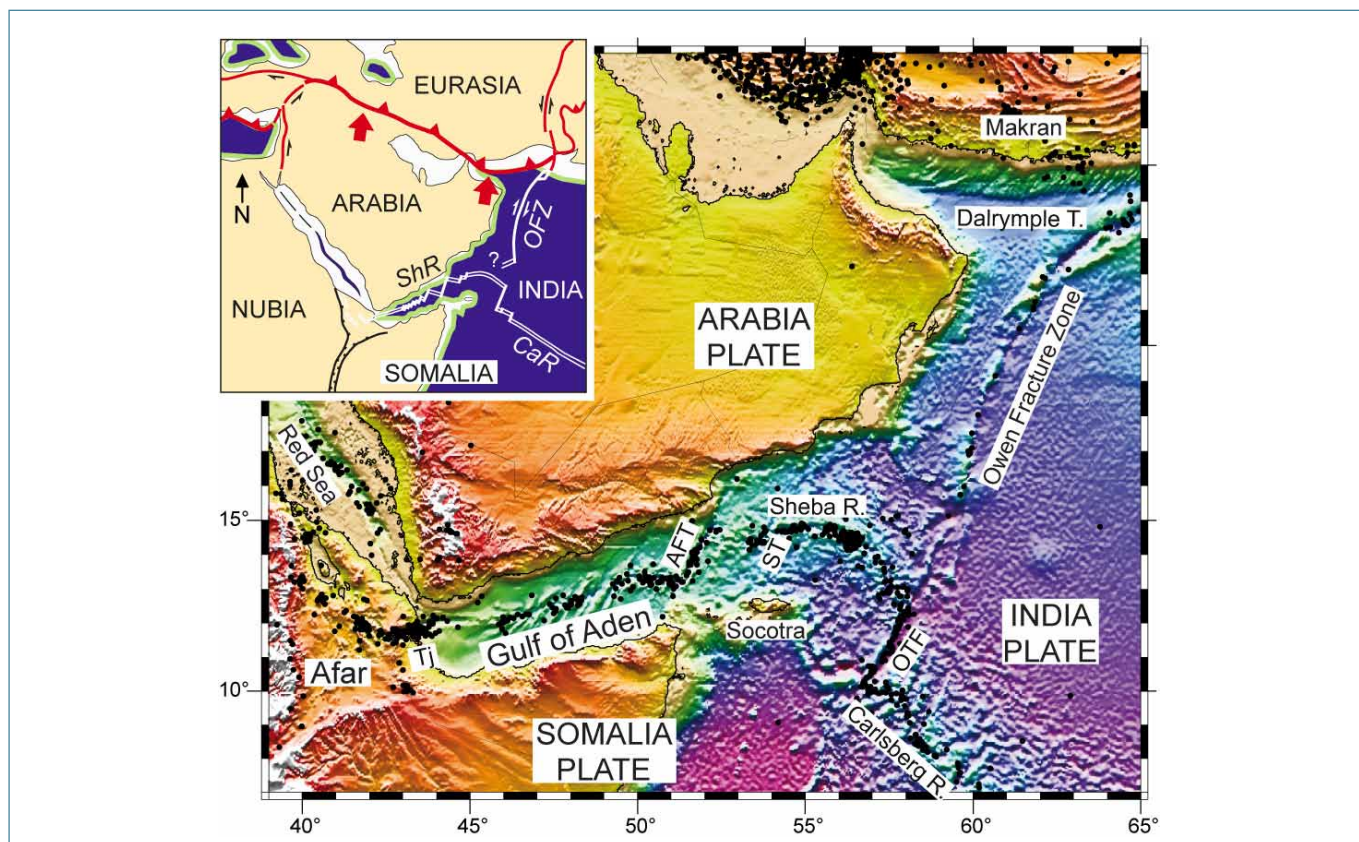


Figure 11. Situé entre le sud de l'Arabie et la corne de l'Afrique, le golfe d'Aden relie la Mer Rouge et le rift éthiopien à la dorsale de Carlsberg dans l'océan Indien nord-ouest. Données d'altimétrie satellitaire d'après Sandwell et Smith (1997) et sismicité superficielle depuis 1973 d'après la base de donnée USGS/NEIC (profondeur < 50 km ; magnitude > 2). L'encart montre la géométrie des plaques tectoniques. AFT, faille transformante d'Alula-Fartak ; CaR, dorsale de Carlsberg ; OFZ, zone de fracture d'Owen ; OTF, faille transformante d'Owen ; R, dorsale ; ShR, dorsale de Sheba ; ST, faille transformante de Socotra ; Tj, golfe de Tadjoura.

sur lesquelles étaient gravés les Dix Commandements. Pour certains, l'Arche d'Alliance serait toujours actuellement à Aksum en Ethiopie, enfermée dans une église sous la surveillance d'un gardien qui ne doit laisser entrer personne (sous peine de perdre son travail, disent les mauvaises langues). Haïlé Sélassié, le dernier empereur d'Éthiopie, le Negusa Negast (roi des rois), dieu vivant des rastas de Jamaïque renversé en 1974 par la révolution afro-marxiste, serait le 225^{ème} descendant de Ménélik. Ainsi, de même que la myrrhe et l'encens sont les richesses locales du golfe d'Aden, la reine de Saba est une personnalité régionale d'envergure qui méritait de donner son nom à la dorsale médio-océanique du golfe d'Aden. Alors, qu'est-ce qui inspira à Matthews cette dénomination judicieuse ?

Peut-être est-ce Gina Lollobrigida qui incarna peu de temps avant (1959) la reine de Saba dans le péplum de King Vidor, avec Yul Brynner en roi Salomon. Ou peut-être est-ce à cause de l'évangile de Matthieu (Matthew en anglais)...

i. Age du plancher océanique dans le golfe d'Aden et cinématique d'ouverture

À la suite des travaux de Matthews et al. (1967) dans le golfe d'Aden oriental, Laughton et al. (1970) ont réalisé la première synthèse des anomalies magnétiques du golfe d'Aden (Figure 12). La séquence d'anomalie a été reconnue jusqu'à l'anomalie 5 (11,0 Ma) d'abord dans le golfe d'Aden

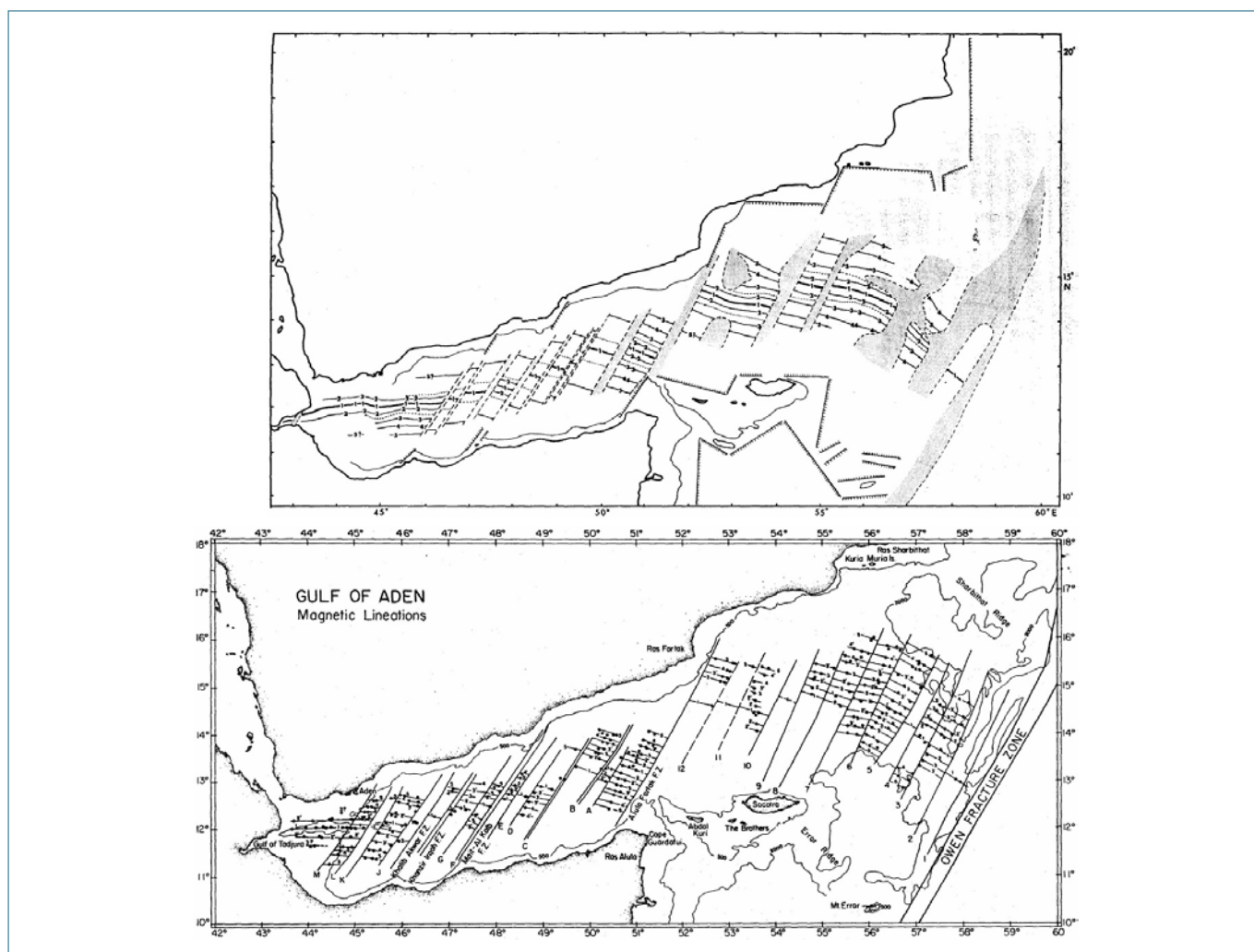


Figure 12. Carte des anomalies magnétiques du golfe d'Aden d'après Laughton et al. (1970) en haut et Cochran (1981) en bas. Bathymétrie en fathoms (500 fm = 914 m). Cochran (1981) a rajouté de nombreuses failles transformantes dans le golfe d'Aden oriental dont l'existence s'avère infondée.

oriental (Laughton et al., 1970), puis dans le golfe occidental après les campagnes du RV Vema (Cochran, 1981 ; Figure 12). Au-delà de l'anomalie 5, Cochran (1982) et Stein et Cochran (1985) ont proposé l'existence d'une zone magnétiquement calme avec une croûte ayant une structure sismique océanique. À l'extrémité occidentale du golfe (à l'ouest de 45°E), Courtillot (1982) et Courtillot et Vink (1983) ont montré, à partir de la forme en V des anomalies magnétiques venant s'interrompre contre la marge continentale, que la pointe du rift s'était propagé vers l'ouest dans la région Afar à la vitesse d'environ 3 cm an⁻¹ depuis l'anomalie 5.

Plus récemment, la séquence d'anomalies magnétiques a été reconnue jusqu'à l'anomalie 5D (17,2 Ma) sur les deux flanc de la dorsale à l'est de la faille transformante d'Alula-Fartak (Leroy et al., 2004 ; d'Acremont et al., 2006), tandis que l'anomalie 5C (16,0 Ma) était identifiée sur le flanc nord de la dorsale immédiatement à l'ouest de la transformante (Sahota, 1990 ; Huchon and Khanbari, 2003 ; Ségoufin et al., 2004). Ces observations suggèrent une propagation rapide de la dorsale et contredisent le modèle d'ouverture en deux phases d'accrétion distinctes proposé par Girdler et Sykes (1974, 1978) pour le golfe d'Aden occidental et la Mer Rouge.

Le Pichon (1968) a utilisé les failles transformantes et les isochrones magnétiques pour déterminer le premier pôle d'Euler décrivant le mouvement relatif Arabie-Somalie à 26°N et 21°E, avec un angle de 7° pour refermer le golfe d'Aden. McKenzie et al. (1970) ont obtenu un pôle similaire par recouvrement des contours bathymétriques (500 fathoms, soit 914 m) de part et d'autre



Figure 13. Ziad R. Beydoun

du golfe (26,5°N ; 21,5°E ; angle de rotation de 7,6°). Depuis, plusieurs modèles cinématiques globaux (Minster et Jordan, 1978; DeMets et al., 1990, 1994) ou régionaux (Chase, 1978; Le Pichon et Francheteau, 1978; Joffe et Garfunkel, 1987; Gordon et DeMets, 1989; Jestin et al., 1994; Fournier et al., 2001) ont fourni des pôles instantanés assez proches pour le mouvement Arabie-Somalie. Le golfe d'Aden se caractérise par une ouverture oblique comme le montre les failles transformantes (Figure 11). La direction actuelle d'accrétion fournie par les vecteurs glissements des mécanismes au foyer des séismes (Catalogue CMT global) est voisine de N25°E au niveau de la faille transformante d'Alula-Fartak, soit une obliquité de 40° par rapport à l'orientation moyenne du golfe (N75°E). Le taux d'accrétion sur la dorsale de Sheba augmente progressivement d'ouest en est depuis 1,6 cm an⁻¹ à l'entrée du golfe de Tadjoura jusqu'à 2,4 cm an⁻¹ au niveau du point triple AOC. Depuis les travaux de Cochran (1981), aucune synthèse magnétique du golfe d'Aden n'a été réalisée.

j. Stratigraphie et structure des marges du golfe d'Aden

Le pionnier de la géologie des marges du golfe d'Aden est Ziad Beydoun (1924-1998), partout salué par ceux qui l'ont rencontré comme un grand géologue et un gentleman (Figure 13). D'origine libanaise et d'éducation anglaise après la guerre (Oxford), avec un nom prédestiné pour travailler dans le désert, c'est lui qui a défini la plupart des séries sédimentaires du pourtour du golfe d'Aden en particulier au Yémen, en

Somalie et à Socotra. Ses travaux font toujours référence, notamment dans les secteurs éloignés comme Socotra, restés quasiment inexplorés depuis son passage (Beydoun et Bichan, 1969). En 1970, il proposa une reconstruction du golfe d'Aden avant son ouverture en corrélant de manière très précise les structures géologiques du Yémen et de la Somalie (Beydoun, 1970) et démontra ainsi que la quantité d'extension était extrêmement faible dans le golfe d'Aden occidental.

Les travaux de terrain qui ont suivi ont notamment mis en évidence le développement pendant le rifting du golfe d'Aden d'une série de grabens orientés N100°-N120°E et organisés en échelon dextre (Platel et Roger, 1989 ; Roger et al., 1989 ; Fantozzi, 1996 ; Brannan et al., 1997 ; Birse et al., 1997 ; Fantozzi and Svagetti, 1998 ; Watchorn et al., 1998 ; Lepvrier et al., 2002). La structure 3D complexe des marges du golfe d'Aden résulte de cette segmentation syn-rift (Fournier et al., 2004, 2007 ; d'Acremont et al., 2005 ; Bellahsen et al., 2006 ; Petit et al., 2007).

k. Les modèles d'ouverture du golfe d'Aden

L'établissement d'un modèle d'ouverture pour le golfe d'Aden s'inscrit dans le débat plus large du rifting actif ou passif, deux modèles de formation de rift dans lequel le manteau joue un rôle actif ou passif (Sengör and Burke, 1978 ; Bott, 1982 ; Turcotte and Emerman, 1983). Dans le modèle passif (ou « plate-driven ») le rifting résulte de forces en champ lointain, tandis que dans le modèle actif (ou « plume-driven ») c'est la mise en place d'un panache mantellique chaud à la base de la lithosphère qui est responsable de sa déchirure. Théoriquement, la relation temporelle entre soulèvement, magmatisme et tectonique

permet de discriminer entre les deux mécanismes. Dans le modèle passif, l'extension est suivie par le soulèvement des épaulements de rift puis par le magmatisme provoqué par la remontée passive de l'asthénosphère, alors que dans le modèle actif c'est le soulèvement qui précède le magmatisme et l'extension. Les deux modèles passif (Bohannon et al., 1989) et actif (Hill, 1991 ; Menzies et al., 2002) ont été invoqués pour la Mer Rouge et le golfe d'Aden, mais plus généralement c'est une interaction entre les deux mécanismes qui est retenue (Malkin et Shemenda, 1991 ; Manighetti et al., 1997 ; Zeyen et al., 1997 ; Courtillot et al., 1999 ; Bellahsen et al., 2003 ; Hubert-Ferrari et al., 2003).

Manighetti et al. (1997) ont reconstruit, à partir de mesures de largeur du golfe d'Aden entre les escarpements des marges conjuguées (base et sommet), une histoire de la propagation du rift d'Aden démarrant de la zone de fracture d'Owen avant 30 Ma et atteignant le golfe d'Aden occidental (45°E) vers 18 Ma, avec une vitesse de propagation moyenne d'environ 10 cm an⁻¹. L'ouverture du golfe d'Aden est le résultat de la propagation de la dorsale de Carlsberg d'abord en direction du NO dans la lithosphère océanique africaine jusqu'à venir buter contre la lithosphère continentale, puis en direction du SO vers le point chaud Afar (Figure 14). Dans ce modèle, la propagation de la dorsale est guidée à la fois par la présence du point chaud, les forces de traction à la fosse et la rhéologie de la lithosphère.

Parallèlement, des modélisations analogiques ont été réalisées en laboratoire, en appliquant une composante extensive, représentant la traction du système de subduction-collision Makran-Zagros sur la lithosphère africaine, à un modèle de lithosphère incluant une zone de faiblesse correspondant au point chaud Afar (Malkin et Shemenda, 1991 ;

Bellahsen et al., 2003). Des géométries semblables au système de rifts à 120° Mer Rouge-golfe d'Aden ont été obtenues (Malkin et Shemenda, 1991), avec des configurations de rifting oblique similaires à celle du golfe d'Aden (Bellahsen et al., 2003). Ces modèles montrent que les trois branches du point triple des Afars ne se sont pas nécessairement développées simultanément, ce qui est en accord avec des travaux récents dans le rift nord éthiopien qui datent le début de l'extension à 11 Ma (Wolfendren et al., 2004).

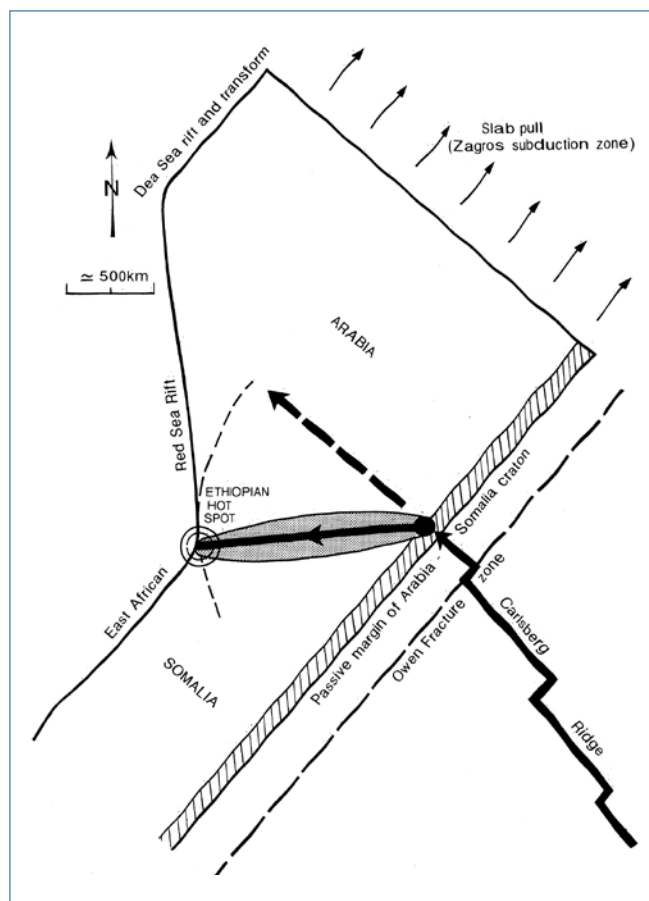


Figure 14. Modèle de propagation de la dorsale de Sheba sous l'effet des forces de traction à la fosse, guidée par la rhéologie de la lithosphère et la présence du point chaud Afar (d'après Manighetti et al., 1997).

I. Épilogue

Ce tour d'horizon de l'évolution des connaissances sur le golfe d'Aden sera complété sur des points précis dans la suite du mémoire quand cela s'avérera nécessaire. Il met cependant en évidence quelques lacunes importantes dans la connaissance du golfe d'Aden : l'absence de

modèle cinématique haute résolution de l'ouverture, l'absence d'information sur les premiers stades de l'océanisation, la mise en place de la dorsale de Sheba et l'évolution du point triple Arabie-Inde-Somalie, le manque de données et d'interprétation moderne de la structure des marges passives, etc... Les travaux entrepris depuis 10 ans à l'iSTeP tentent de combler ces lacunes.

3.2. ÉVOLUTION CINÉMATIQUE DU GOLFE D'ADEN

3.2.1. Configuration et cinématique du point triple AOC à partir des données globales

Au commencement de ce travail, le point triple AOC était totalement méconnu. Il n'avait fait l'objet d'aucune étude spécifique ni reconnaissance océanographique et ne portait pas de nom. Ce désintérêt surprenant pour un point triple du domaine océanique est sans doute lié au fait que la frontière Arabie-Inde est extrêmement lente (quelques

millimètres par an). Pourtant, de l'autre côté de la plaque Arabie, la frontière Arabie-Nubie (faille du Levant) a une vitesse similaire et elle a fait l'objet de nombreux travaux (e.g., Weber et al., 2009), tout comme le point triple du Sinaï à son extrémité sud. Dans les publications où il était évoqué (Wilson, 1965 ; McKenzie et al. 1970 ; Gordon et DeMets, 1989), le point triple AOC était considéré comme de type « ridge-fault-fault » (RFF), reliant la zone de fracture d'Owen au système de dorsales de Carlsberg et de Sheba au niveau de la faille transformante d'Owen (Figure 15). Une analyse du

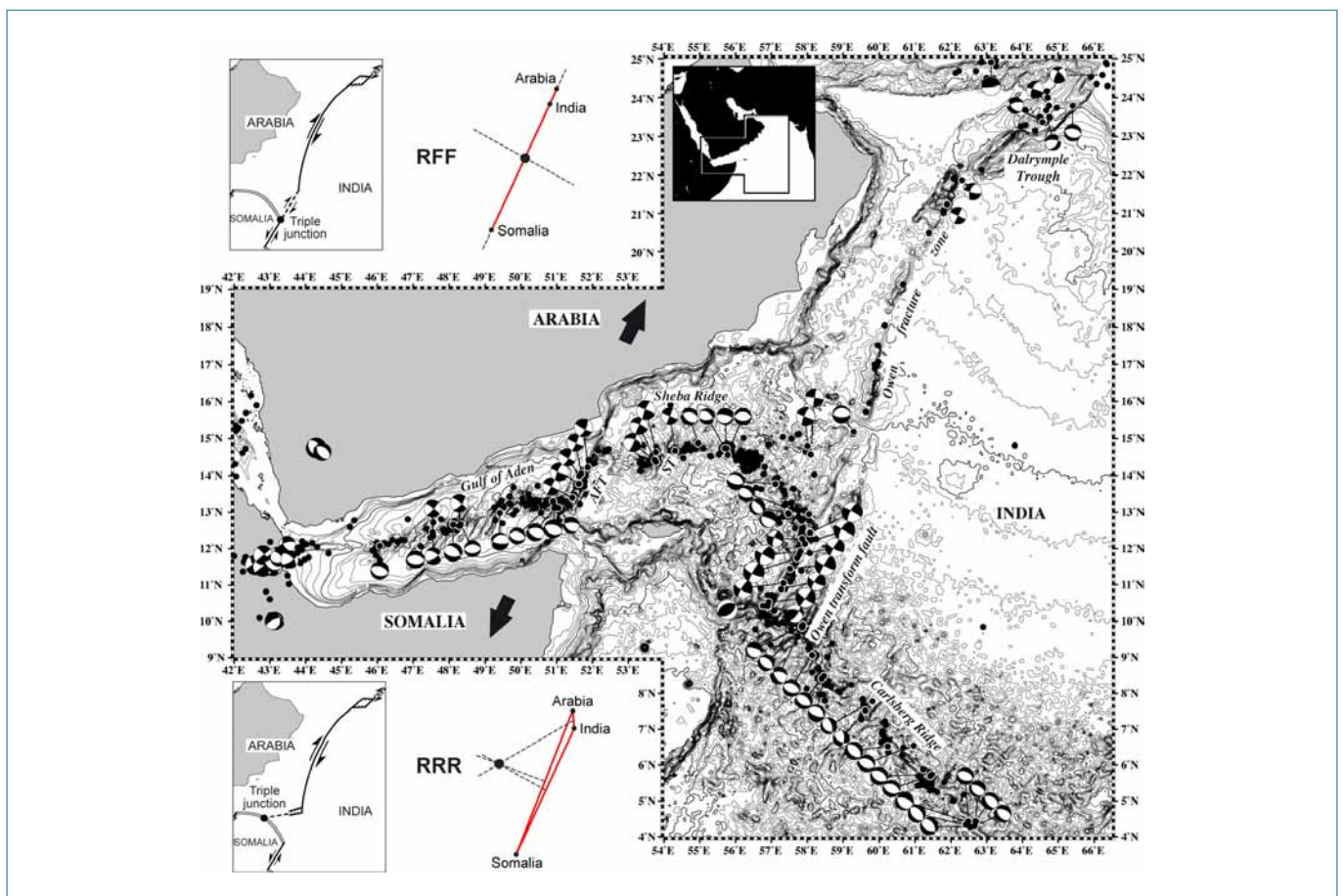


Figure 15. Sismicité et mécanismes au foyer des séismes dans la zone du point triple Arabie-Inde-Somalie, d'après Fournier et al. (2001). La localisation du point triple, sa géométrie, son triangle de vitesses et sa stabilité sont montrés pour les configurations RFF et RRR.

point triple à partir des données globales de bathymétrie (Sandwell et Smith, 1997), de sismicité (EHB catalogue, Engdahl et al., 1998), et des mécanismes au foyer des séismes (Global CMT Catalogue), nous a permis de réévaluer sa cinématique et d'explorer la stabilité des points triples RRF à l'échelle du globe (Fournier et al., 2001, 2008a).

Où se trouve le point triple AOC et quelle est sa géométrie ? La position du point triple à 12,5°N et 58°E telle qu'elle est suggérée par la bathymétrie, avec une géométrie RFF, n'est pas en accord avec la sismicité (Figure 15). La zone de fracture d'Owen est en effet sismiquement silencieuse au sud de 15°N et une zone de sismicité diffuse d'orientation N80°E la relie à la dorsale de Sheba dans le golfe d'Aden oriental. La connexion a lieu vers 14,5°N et 56,4°E au niveau d'un important essaim sismique, qui pourrait coïncider avec le point triple. Celui-ci se situerait ainsi à près de 300 km au nord-ouest de la position précédente. Le nouveau segment de frontière Arabie-Inde, marqué par une sismicité

diffuse, est divergent comme l'indique un mécanisme au foyer extensif N-S à proximité de la zone de fracture d'Owen (deux mécanismes décrochants plus à l'ouest pourraient correspondre à une faille transformante). La configuration du point triple serait alors RRR (Figure 15).

En règle générale, la stabilité des points triples peut être testée avec les triangles de vitesse qui permettent, à partir des mouvements globaux des plaques, de formuler des hypothèses sur le comportement des frontières à l'échelle locale. Nous avons utilisé les modèles cinématiques globaux et régionaux pour construire le triangle de vitesse au point triple AOC (DeMets et al., 1990; 1994; Jestin et al., 1994; Fournier et al., 2001; Sella et al., 2002; Kreemer et al., 2004; Reilinger et al., 2006; Vigny et al., 2006; Nocquet et al., 2006). Les modèles qui ne prédisent pas un mouvement dextre sur la zone de fracture d'Owen n'ont pas été retenus. Les autres ont été utilisés pour calculer un taux et une direction de mouvement moyens entre les plaques Arabie, Inde et Somalie, et les erreurs associées (Figure 16).

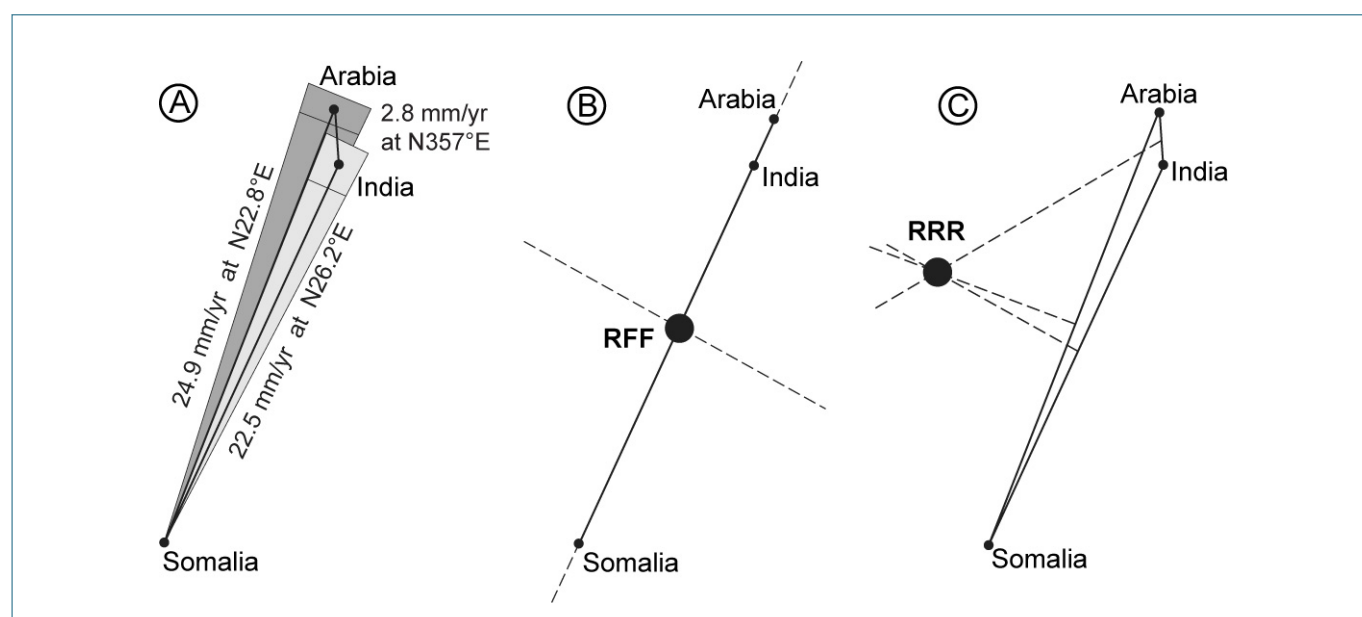


Figure 16. Triangle de vitesse au point triple AOC (Fournier et al., 2008a). a. Vecteurs vitesse moyens Arabie-Somalie et Inde-Somale calculés à partir de DeMets et al. (1994), Fournier et al. (2001) et Reilinger et al. (2006), et erreurs associées. b. Configuration stable RFF du point triple avec un triangle de vitesse plat. c. Configuration stable RRR du point triple avec divergence oblique au niveau de la frontière Arabie-Inde.

Le triangle de vitesse obtenu est presque plat car les taux d'accrétion sur les dorsales de Sheba et de Carlsberg sont très proches. À Somalie fixe, la position relative des plaques Arabie et Inde aux sommets du triangle de vitesse permet d'envisager différents types de mouvement Arabie-Inde (Figure 16a). À cause des incertitudes, le point triple peut évoluer soit comme un point triple RFF avec un triangle de vitesse complètement plat (Figure 16b), soit comme un point triple RRR (Figure 16c). Le type de frontière de plaque au point triple AOC ne peut donc pas être prédit directement à partir des mouvements globaux, ce qui est une limitation courante de l'analyse des points triples avec les triangles de vitesses, telle qu'elle a été développée par McKenzie et Morgan (1969).

3.2.2. Implications pour les points triples dorsale-dorsale-faille transformante (RRF)

À l'échelle globale, on peut s'interroger sur la configuration stable des points triples RRF où, comme au point triple AOC, une frontière transformante se connecte à une dorsale ou un système de dorsales (Fournier et al., 2008a). Dans le domaine océanique, trois exemples de tels points triples sont connus actuellement (Figure 17) :

- (1) le point triple des Açores dans l'océan Atlantique, où la faille transformante de Gloria se branche sur la dorsale médio-Atlantique (Searle, 1980; Argus et al., 1989);

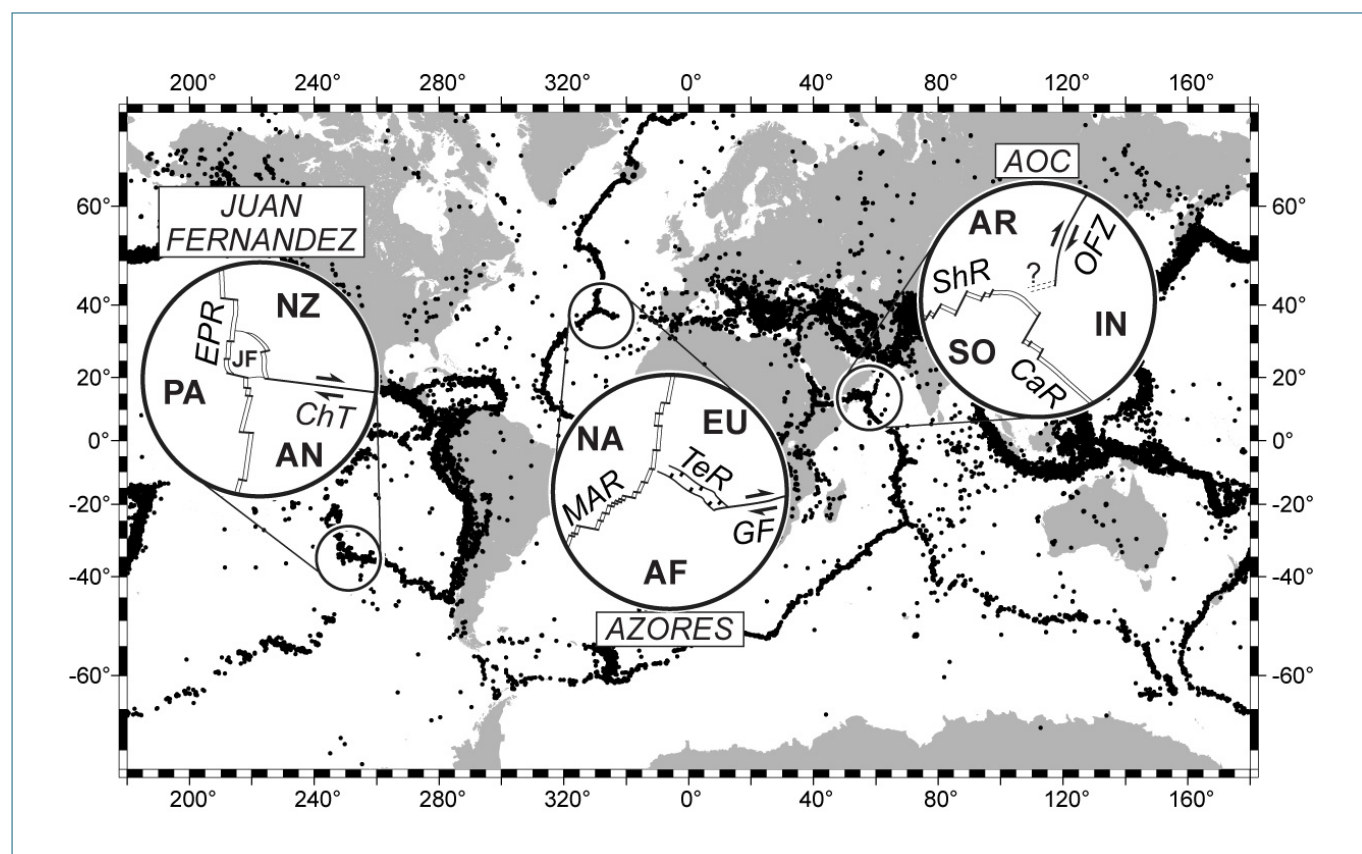


Figure 17. Localisation des trois points triples où une frontière transformante se connecte à une dorsale océanique : le point triple des Açores dans l'Océan Atlantique où la faille de Gloria (GF) se branche sur la dorsale médio-Atlantique (MAR) par l'intermédiaire du rift de Terceira (TeR) ; le point triple Juan Fernandez dans l'Océan Pacifique où la transformante du Chili (ChT) se connecte à la dorsale Est-Pacifique (EPR) au niveau de la microplaque Juan Fernandez (JF) ; et le point triple AOC dans l'Océan Indien où la zone de fracture d'Owen (OFZ) rejoint le système de dorsales de Carlsberg (CaR) et de Sheba (ShR). AF, plaque Afrique. AN, plaque Antarctique. AR, plaque Arabie. EU, plaque Eurasie. IN, plaque Inde. NA, plaque Nord Amérique. NZ, plaque Nazca. PA, plaque Pacifique. SO, plaque Somalie.

- (2) le point triple Juan Fernandez dans l'océan Pacifique, qui connecte la faille transformante du Chili à la dorsale Est Pacifique (Larson et al., 1992);
- (3) le point triple AOC dans l'Océan Indien, où la zone de fracture d'Owen rejoint le système de dorsales de Carlsberg et de Sheba.

En remontant dans le passé, des géométries RRF or RFF ont aussi été déduites des reconstructions à partir des anomalies magnétiques, notamment au niveau des points triples de Bouvet (Mitchell et al., 2000), de Rodrigues (Dyment, 1993), de Macquarie (Falconer, 1972), et de 16°40'S dans le bassin Nord Fidjien (Lafoy et al., 1990).

En principe, si la connexion se produit au niveau d'un segment d'accrétion de la dorsale, le point triple est de type «ridge-ridge-fault» (RRF). Si elle se produit au niveau d'une faille transformante de la dorsale, il est de type «ridge-fault-fault» (RFF). Dans l'hypothèse où l'accrétion est orthogonale et symétrique, un point triple RRF est généralement instable sauf dans le cas exceptionnel où les deux dorsales sont perpendiculaires (triangle de vitesses rectangle; McKenzie et Morgan, 1969). Il doit évoluer en point triple FFR, stable si le triangle des vitesses est isocèle ou si les deux failles transformantes ont la même orientation (triangle de vitesses plat; Patriat et Courtillot, 1984). En réalité, dans les trois exemples

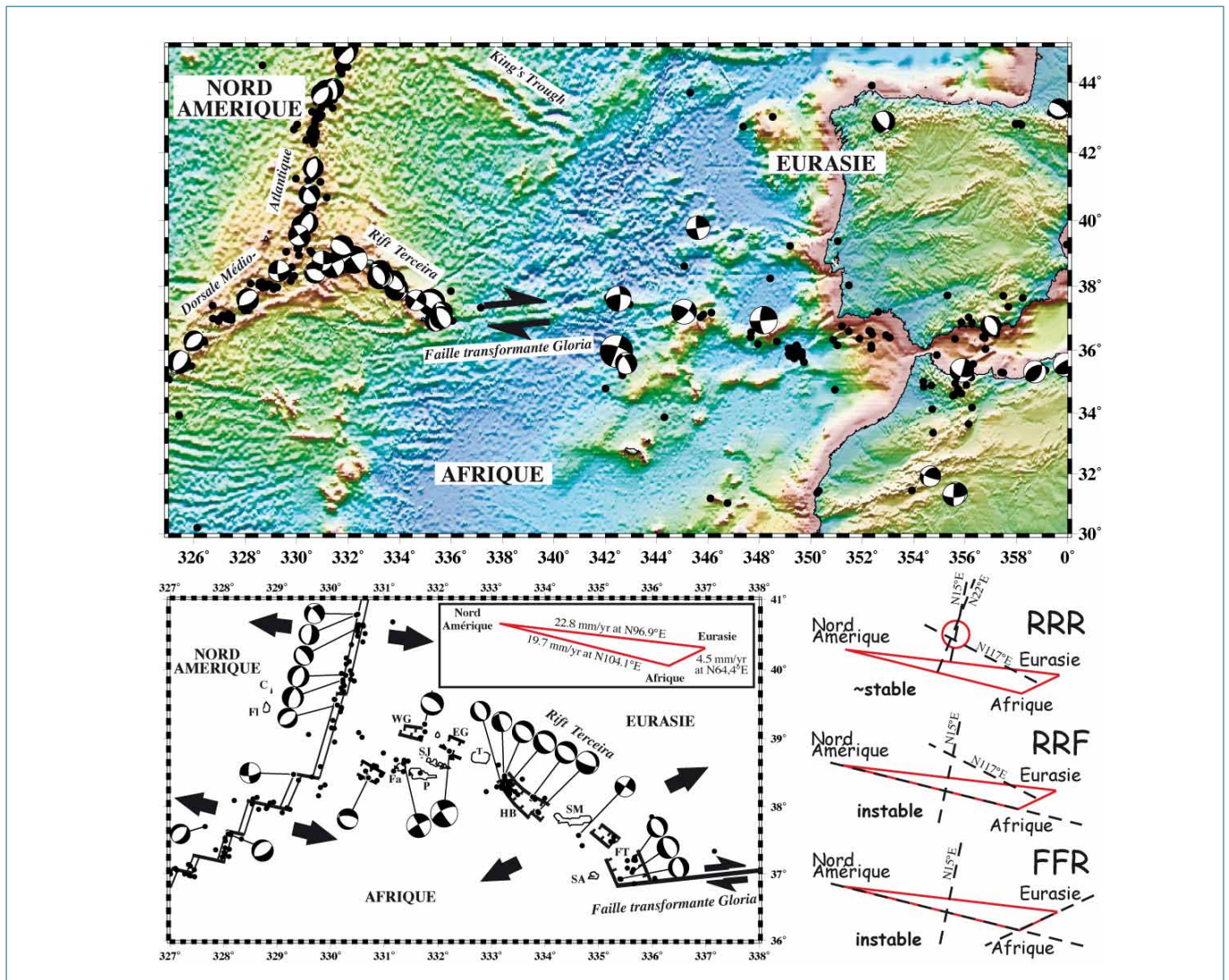


Figure 18. Sismicité, mécanismes au foyer et carte structurale du point triple des Açores. La localisation précise du point triple et sa nature restent mal déterminées. Trois configurations sont testées (RRR, RRF, FFR). Seule la configuration RRR est stable dans l'hypothèse où l'accrétion est symétrique et orthogonale sur la MAR.

actuels, le point triple RFF attendu n'existe pas parce que la frontière transformante évolue en frontière divergente au voisinage du point triple. Dans le cas du point triple des Açores, la faille transformante de Gloria se termine par le rift oblique de Terceira (Figure 18 ; Vogt et Jung, 2004). Au point triple de Juan Fernandez, une dorsale s'est développée à l'extrémité ouest de la faille transformante du Chili, isolant la microplaque Juan Fernandez entre les plaques Nazca, Pacifique et Antarctique (Figure 19 ; Bird et al., 1998). Enfin, au point triple AOC, une frontière de plaque divergente s'initie entre l'Arabie et l'Inde à l'extrémité sud de la zone de fracture d'Owen.

Comme le montre la Figure 17, la géométrie du point triple AOC est identique à celle du point triple des Açores tourné de 90° dans le sens anti-horaire. Le triangle de vitesses aussi est similaire, avec deux dorsales ayant des taux proches et une

troisième branche divergente très lente. La principale différence entre les deux points triples est l'existence d'un point chaud aux Açores. Le même type de géométrie prévalait au point triple Afrique-Ibérie-Nord Amérique, quand l'Ibérie se déplaçait indépendamment de l'Eurasie au moment de l'ouverture de King's Trough (44-25 Ma, Figure 18), avec un rift oblique - King's Trough – qui connectait une faille transformante à la MAR (Srivastava et al., 1990). Cette géométrie semble donc commune en contexte de connexion d'une frontière transformante avec une dorsale. Le point triple des Açores, avec son rift de Terceira bien développé, pourrait représenter le stade de développement futur du point triple AOC. Ensuite, la branche riftée des points triples des Açores et AOC pourrait évoluer en une dorsale océanique, comme au point triple de Juan Fernandez où une dorsale s'est développée en terminaison de la transformante du Chili.

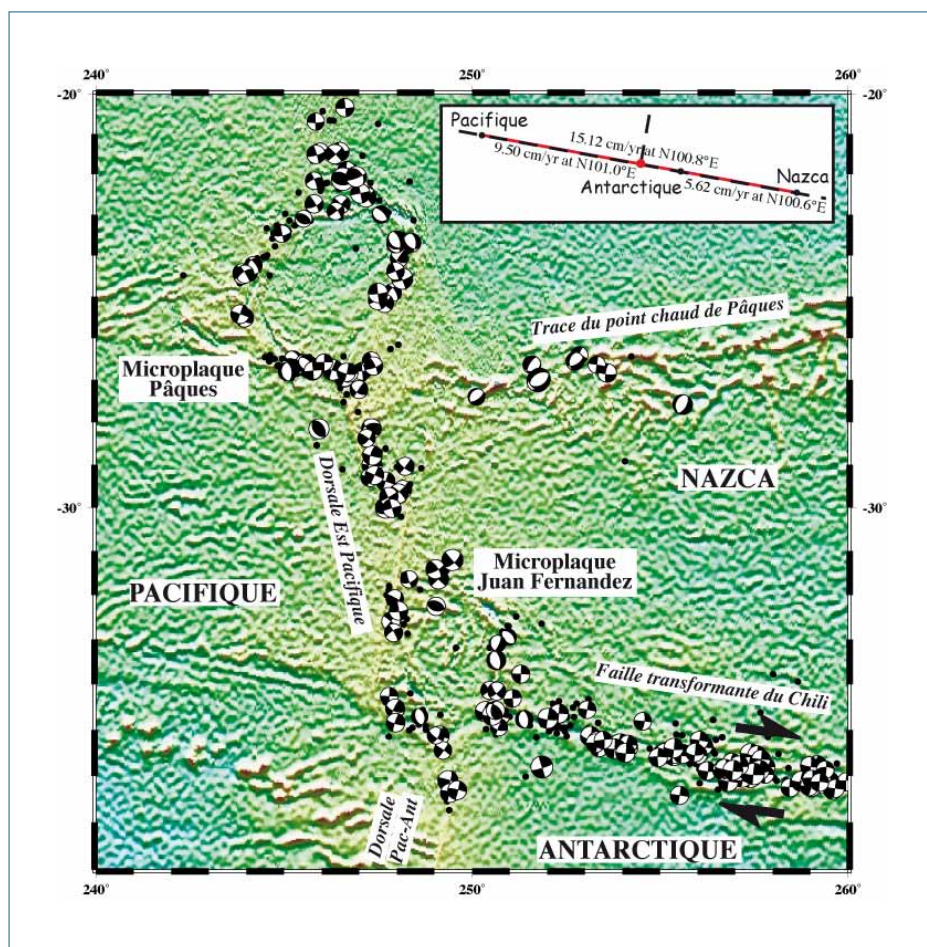


Figure 19. Sismicité et mécanismes au foyer au point triple Juan Fernandez. La faille transformante du Chili se termine à l'Ouest par un segment de dorsale qui borde la microplaque Juan Fernandez.

En conclusion, les points triples RRF, dont on pensait connaître plusieurs exemples sur Terre, semblent ne jamais exister. En dépit du fait que la configuration régionale des plaques et la cinématique globale définissent un point triple RRF ou RFF, la géométrie locale du point triple est toujours de type RRR. La substitution d'un point triple RRF (ou FFR), dont les conditions de stabilité sont complexes, par un point triple RRR plus stable apparaît comme la réponse mécanique de la lithosphère océanique à des conditions cinématiques aux limites qui varient au cours du temps.

3.2.3. Anatomie du point triple AOC

La campagne AOC menée en 2006 à bord du Bâtiment Hydrographique et Océanographique (BHO) Beautemps-Beaupré du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) a permis d'apporter des précisions sur la structure et la cinématique du point triple AOC. La carte bathymétrique multifaisceaux en montre les principaux éléments structuraux (Figure 20).

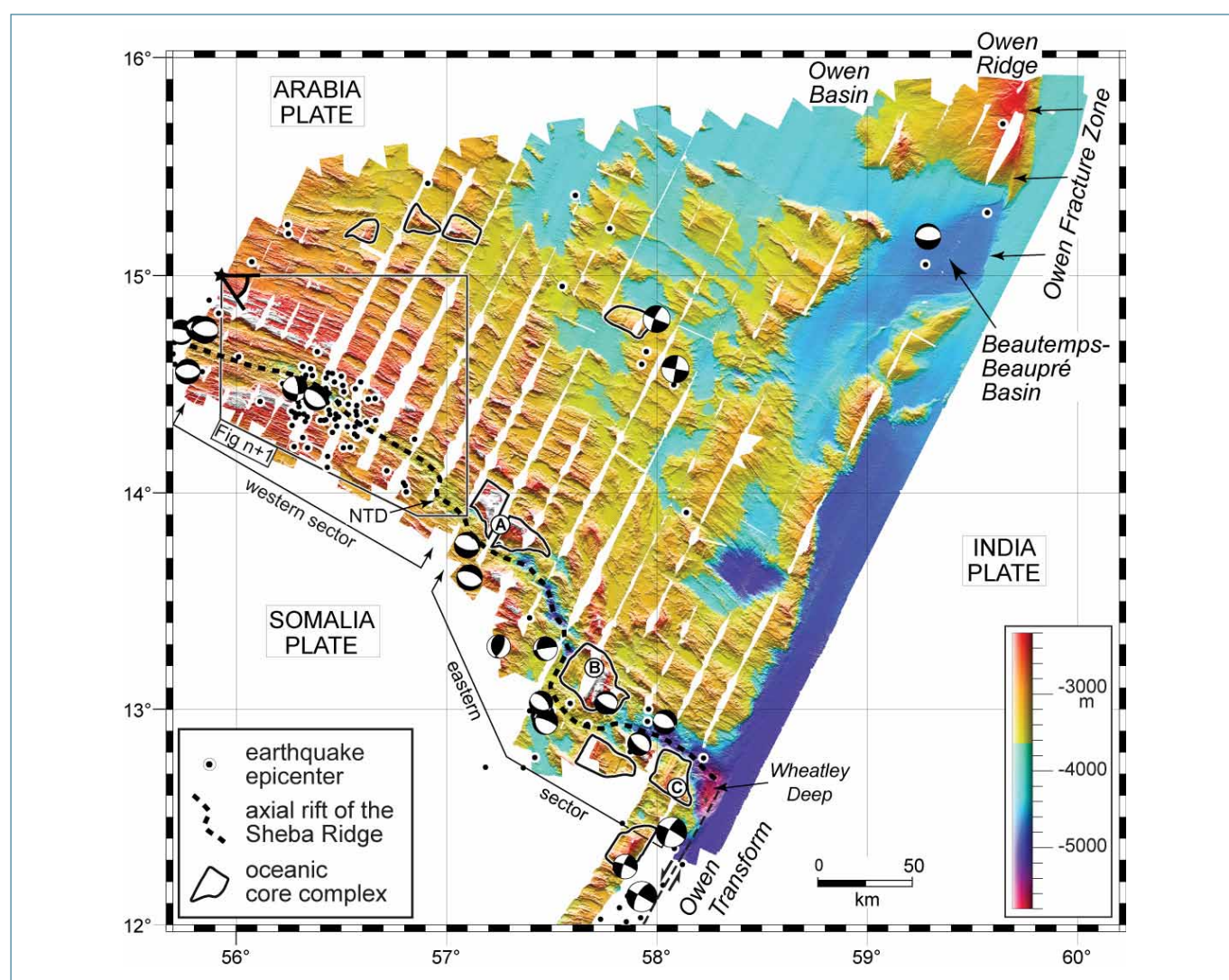


Figure 20. Données bathymétriques multifaisceaux du point triple AOC, sismicité superficielle entre 1964 et 1995 (Engdahl et al., 1998 ; profondeur < 50 km ; magnitude > 3,9) et mécanismes au foyer des séismes (Global CMT catalogue). La carte montre le flanc nord de la dorsale de Sheba avec son rift axial souligné par la sismicité, et la terminaison sud de la zone de fracture d'Owen dans le bassin de Beautemps-Beaupré. L'essaim sismique à 14,4°N et 56,6°E correspond à une crise sismique qui s'est produite entre le 19 et le 24 avril 1975 (44 séismes ; $4,5 < m_b < 5,3$) probablement associée à une phase d'intrusion de dyke(s). Les contours des complexes océaniques extensifs (mégamullions) sont surlignés. Ils correspondent à de larges dômes topographiques portant des corrugations orthogonales à la dorsale. NTD, discontinuité non-transformante.

Les données structurales et géophysiques mettent en évidence une segmentation tectonique et magmatique de la dorsale de Sheba correspondant à deux modes d'accrétion avec ou sans faille de détachement (Escartin et al., 2008). À l'ouest, le rift

axial présente une structure symétrique (Figure 21) associée à un magmatisme important mis en évidence par la gravimétrie et le magnétisme (Figure 22). À l'est, le rift axial devient moins magmatique et présente une structure asymétrique bordée

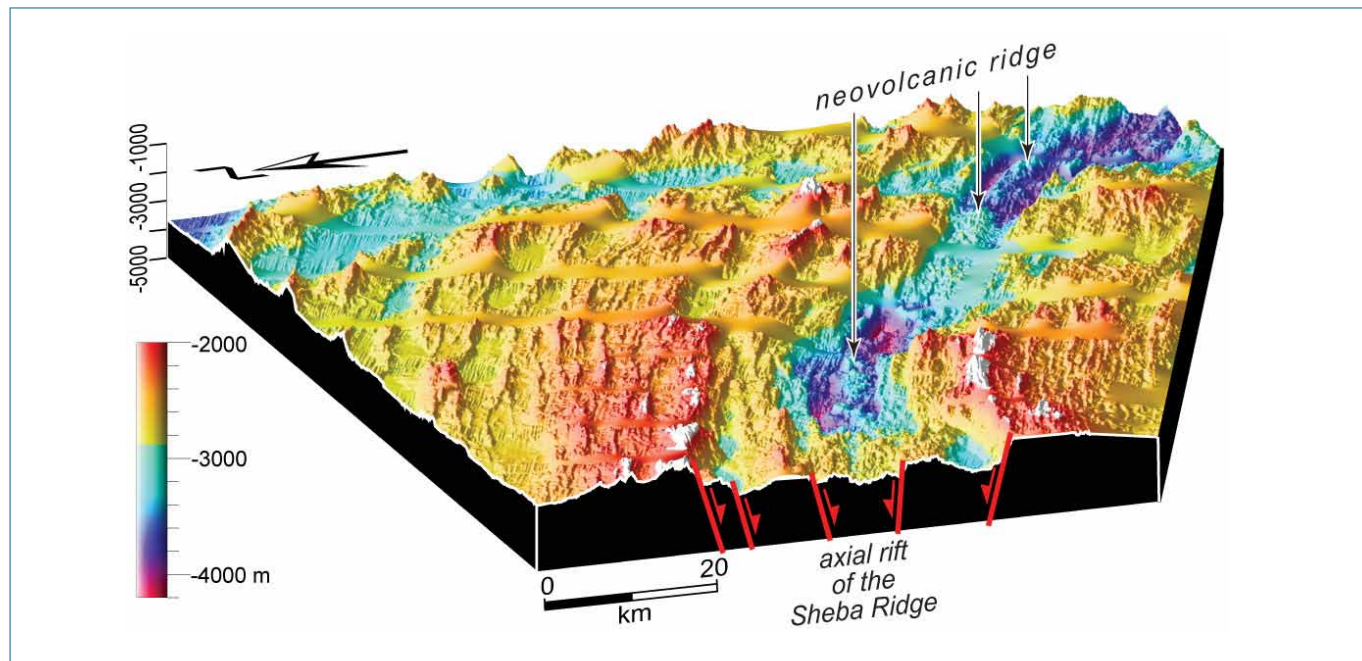


Figure 21. Vue en perspective depuis le nord-ouest du rift axial de la dorsale de Sheba dans sa partie ouest (localisation sur la carte multifaisceaux). Le rift est large de 30-40 km, profond de 3000-3800 m, et sa structure est contrôlée par des failles normales raides conjuguées à pendage vers le rift. L'axe du rift est marqué par une ride néo-volcanique continue. La structure d'ensemble est symétrique.

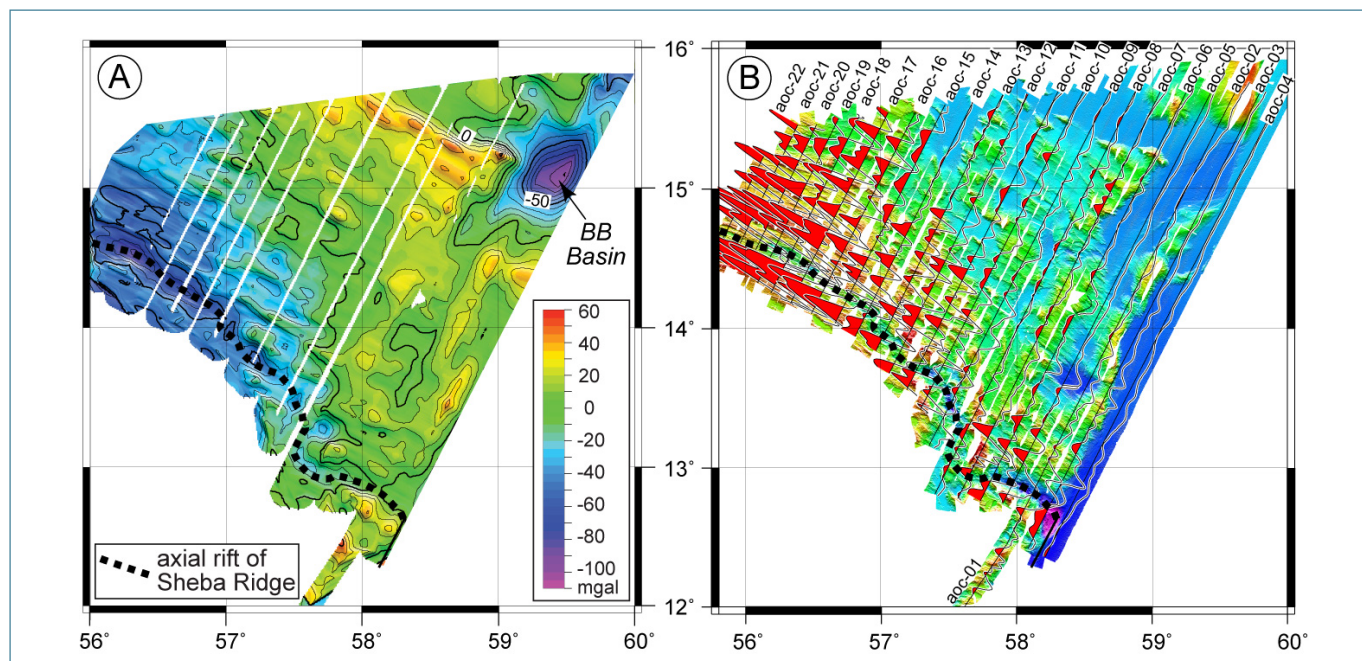


Figure 22. Cartes de l'anomalie de Bouguer réduite au manteau et du magnétisme au point triple AOC. La dorsale de Sheba est marquée à l'ouest par une anomalie de Bouguer réduite au manteau négative et une forte amplitude des anomalies magnétiques alors qu'à l'est l'anomalie de Bouguer est positive et l'amplitudes des anomalies magnétiques faible. Au premier ordre, les variations de l'anomalie de Bouguer peuvent refléter des variations d'épaisseur de croûte. L'anomalie relativement faible dans la partie ouest indique probablement une croûte océanique plus épaisse, associée à un magmatisme plus important et des amplitudes magnétiques plus fortes. La partie est au contraire apparaît moins magmatique.

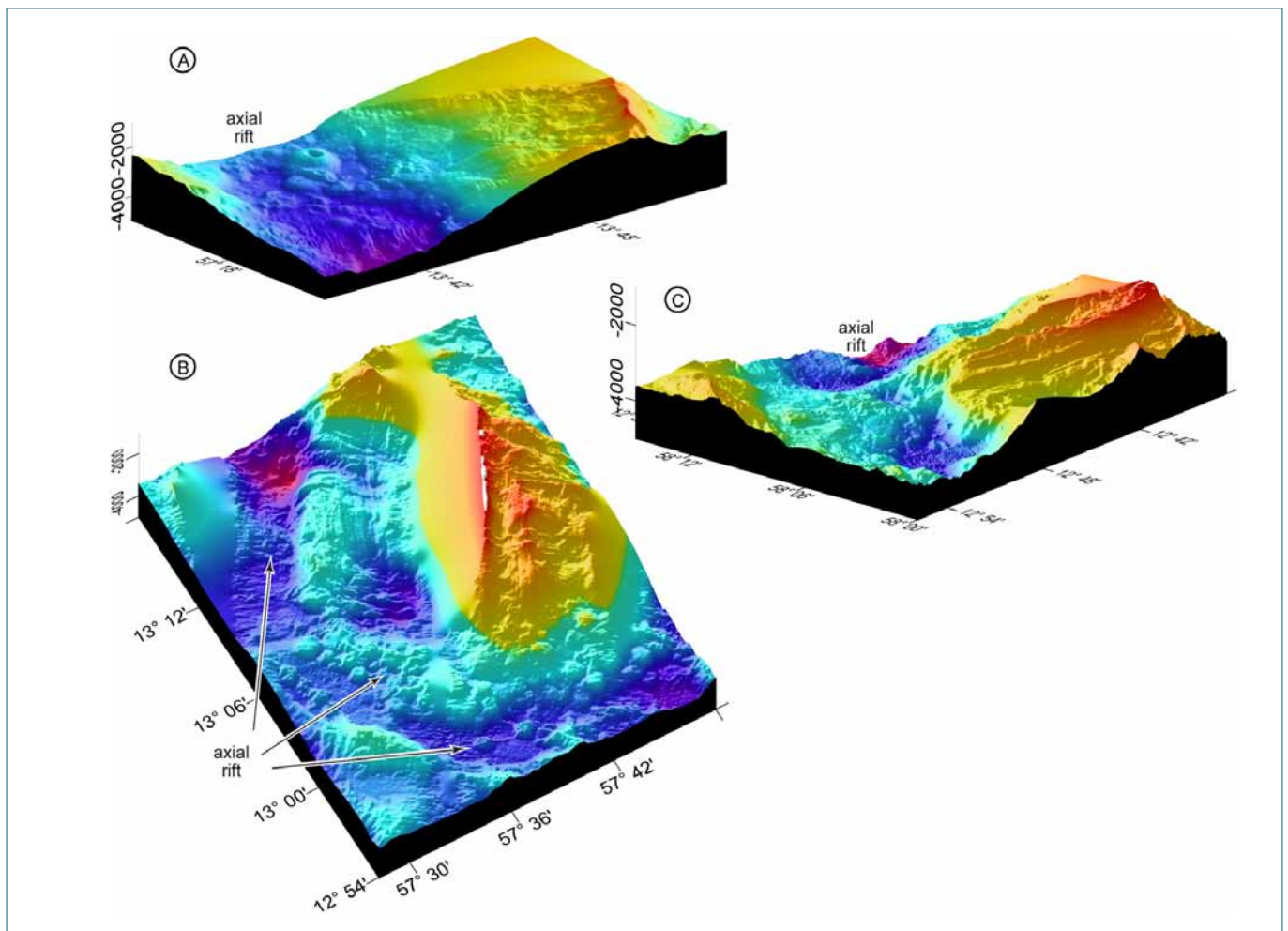
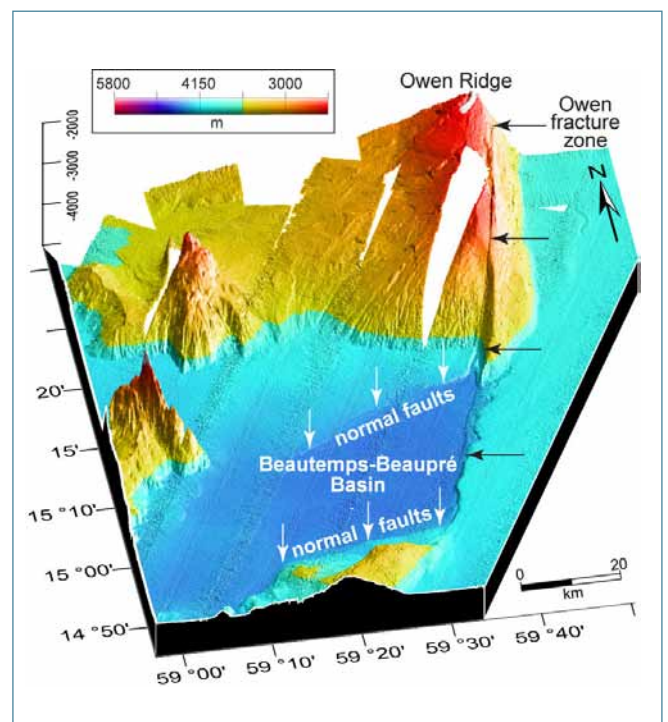


Figure 23. Trois exemples de mégamullions sur la dorsale de Sheba à différents stades d'évolution (localisation sur la carte multifaisceaux). (a) Mégamullion actif avec sa surface de détachement bombée (convexe vers le haut) portant des corrugations. (b) Mégamullion complexe avec un compartiment affaissé à l'ouest. (c) Mégamullion abandonné recoupé par une faille normale raide au niveau du rift axial.

alternativement au nord ou au sud par des failles de détachement associées à des dômes océaniques extensifs (Figure 23 ; e.g., Cann et al., 1997; Tucholke et al., 1998; Cannat et al., 2006). Ces dômes proéminents ou « mégamullions » portent des corrugations orientées parallèlement à la direction d'accrétion. Les détachements correspondent à des failles normales à faible pendage qui s'enracinent sous le rift axial et accommodent l'exhumation de roches de la croûte inférieure (généralement des gabbros ; Ildefonse et al., 2007) ou du manteau supérieur.

Figure 24. Vue en perspective du bassin de Beautemps-Beaupré en terminaison sud de la zone de fracture d'Owen. Le bassin est bordé par des failles normales ~E-O. La sismicité dans le bassin, ainsi qu'un mécanisme au foyer extensif sur sa bordure nord, atteste de l'activité des failles.



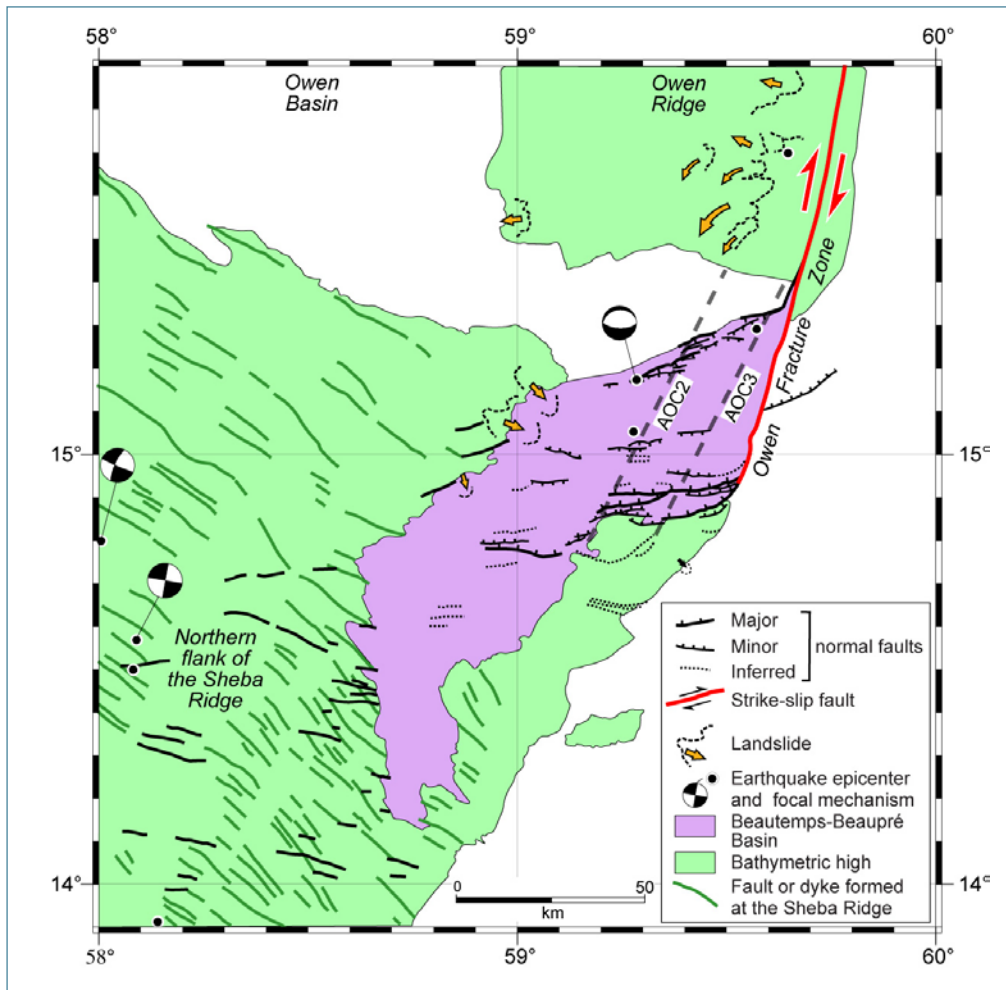


Figure 25. Carte structurale du bassin transtensif de Beautemps-Beaupré. Le bassin s'est nucléé entre la lithosphère océanique jeune formée à la dorsale de Sheba il y a 20 Ma et l'ancienne lithosphère océanique du bassin d'Owen d'âge indéterminé (Jurassique supérieur comme le bassin Nord Somalien ou Tertiaire inférieur). La déformation extensive se propage vers l'ouest dans la croûte océanique du flanc nord de la dorsale de Sheba, comme le montre les failles E-W dans la lithosphère océanique à l'ouest du bassin. De nombreuses cicatrices de glissements de terrain probablement déclenchés par des séismes sont observées sur les pentes autour du bassin.

Dans la partie nord-est de la zone cartographiée, la zone de fracture d'Owen se termine dans un bassin de 50 km de large et 120 km de long — des dimensions comparables à celles du rift de Corinthe — jusqu'ici inconnu et que nous avons baptisé Bassin de Beautemps-Beaupré (B³ ; Figures 24 et 25). Le bassin est bordé au nord et au sud par des failles normales orientées N70°E à N90°E.

Les profils de sondeur de sub-surface à travers le bassin montrent que ses failles normales bordières présentent un décalage vertical géomorphologique d'environ 100 m (Figure 26). À l'intérieur du bassin, de nombreuses failles normales à rejet inférieur à 10 m sont localisées dans la partie sud. Le bassin présente une très forte anomalie gravimétrique à l'air libre négative de ~100 mgal par

rapport à la croûte environnante, probablement due à un épais remplissage sédimentaire de faible densité (Figure 26).

La déformation extensive intraplaque se propage vers l'ouest dans la lithosphère océanique du flanc nord de la dorsale de Sheba (Figure 25), mais la zone de déformation ne rejoint pas encore l'axe de la dorsale de Sheba. La frontière de plaque Arabie-Inde se termine donc au sud-ouest du bassin de Beautemps-Beaupré, à quelques 200 km au nord de la frontière de la plaque Somalie.

Les pentes sous-marines au voisinage du bassin montrent de nombreuses cicatrices d'arrachement de glissement de terrain, notamment la pente occidentale de la ride d'Owen (Figure 25).

Des corps lenticulaires transparents observables sur les profils sismiques au pied des pentes (Figure 27) et assimilables à des «débrites» (debris-flow) ont

vraisemblablement été générés par ces glissements de terrain, eux-mêmes provoqués par les séismes sur la zone de fracture d'Owen.

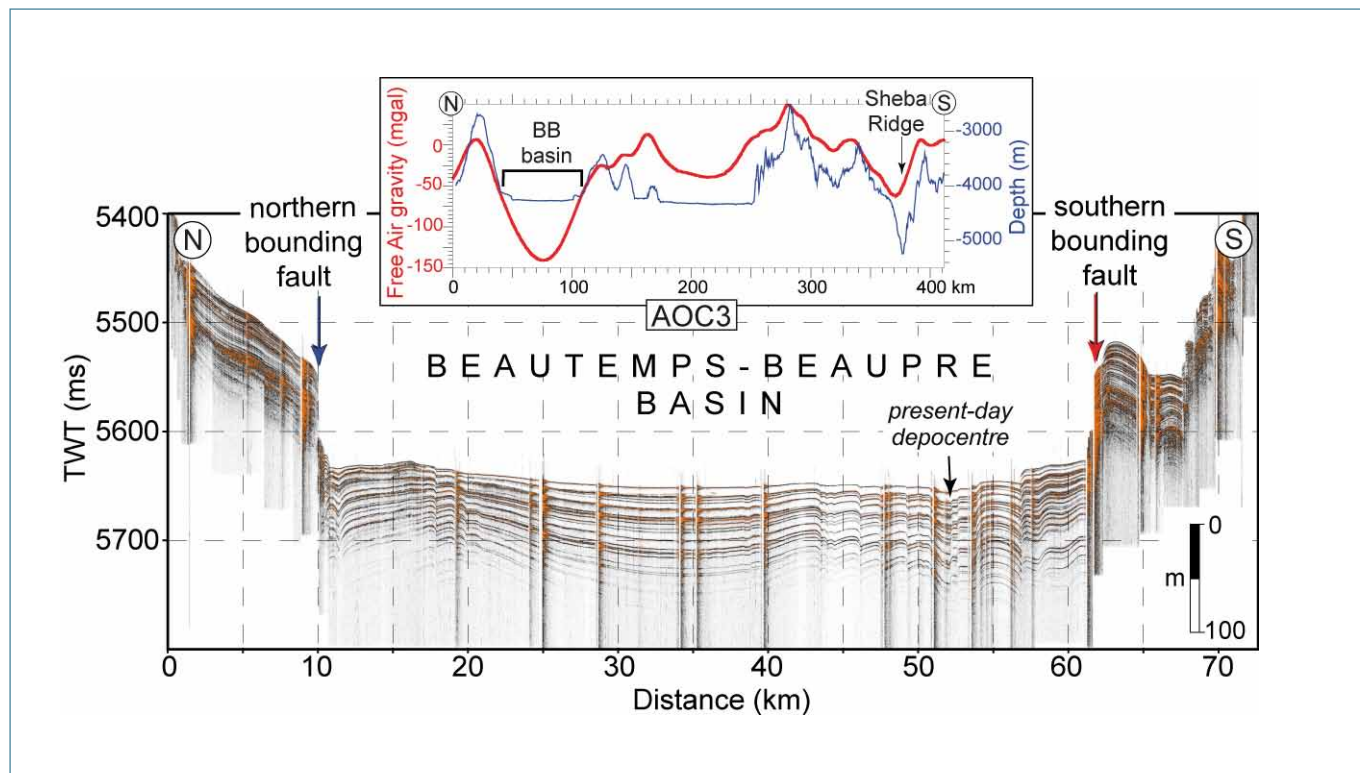


Figure 26. Profil sismique de sub-surface (sondeur 3.5 kHz) à travers le bassin de Beautemps-Beaupré. En haut, profil de l'anomalie gravimétrique à l'air libre (en rouge) superposé à la bathymétrie (en bleu) entre le bassin de Beautemps-Beaupré et le rift axial de la dorsale de Sheba (localisation du profil sur la carte structurale). Le dépôt-centre actuel du bassin est marqué par de nombreuses failles normales dans la partie sud du bassin. Le bassin n'est pas à l'équilibre isostatique et se caractérise par une forte anomalie gravimétrique négative de 100 mgal par rapport au plancher océanique environnant. Le minimum gravimétrique est décalé vers le sud d'environ 5 km par rapport au centre du bassin, suggérant un remplissage asymétrique avec un socle plus profond au sud.

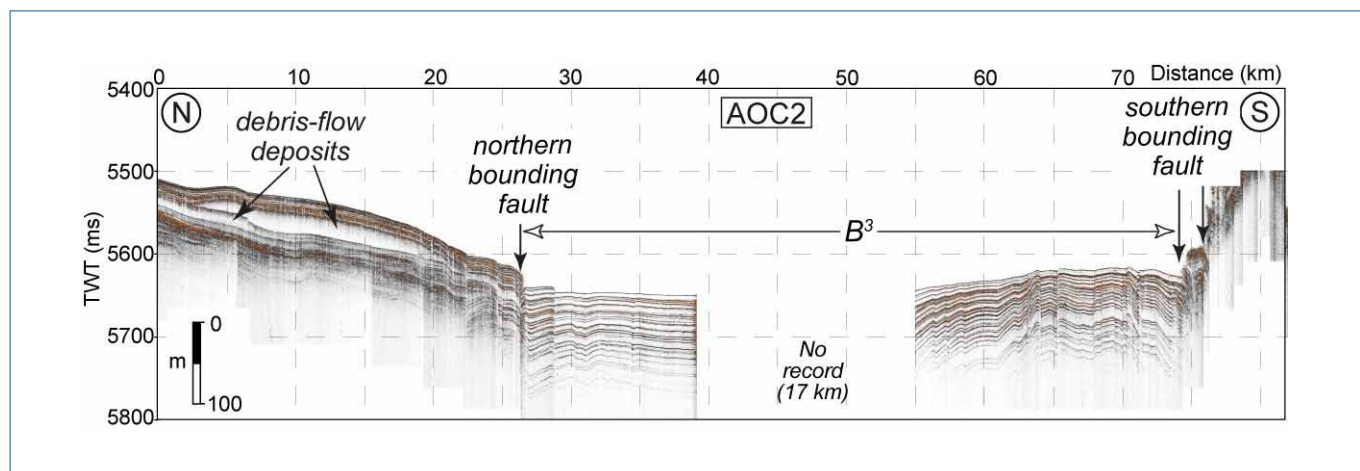


Figure 27. Profil du sondeur 3.5 kHz à travers le bassin de Beautemps-Beaupré montrant un épais corps lenticulaire transparent identifié comme un dépôt de débris-flow sur la marge nord du bassin (localisation du profil sur la carte structurale).

3.2.4. Preuves in-situ d'un mouvement dextre à la frontière Arabie-Inde

L'utilisation pendant la campagne AOC du sondeur multifaisceaux de seconde génération du BHO Beautemps-Beaupré pour cartographier le point triple a permis de mettre en évidence une faille active majeure à l'extrémité sud de la zone de fracture d'Owen (ZFO). Cette faille reconnue sur environ 120 km est rectiligne et verticale, orientée N10°E, et elle recoupe la ride topographique d'Owen en la décalant de manière dextre de 12 ± 1 km (Figures 28 et 29). La faille ne présente pas de décalage vertical notable, elle semble donc purement décrochante dextre. De manière surprenante, la faille n'est pas localisée au pied de l'escarpement à regard est de la ride d'Owen, comme des profils sismiques DSDP le suggéraient (Figure 30 ;

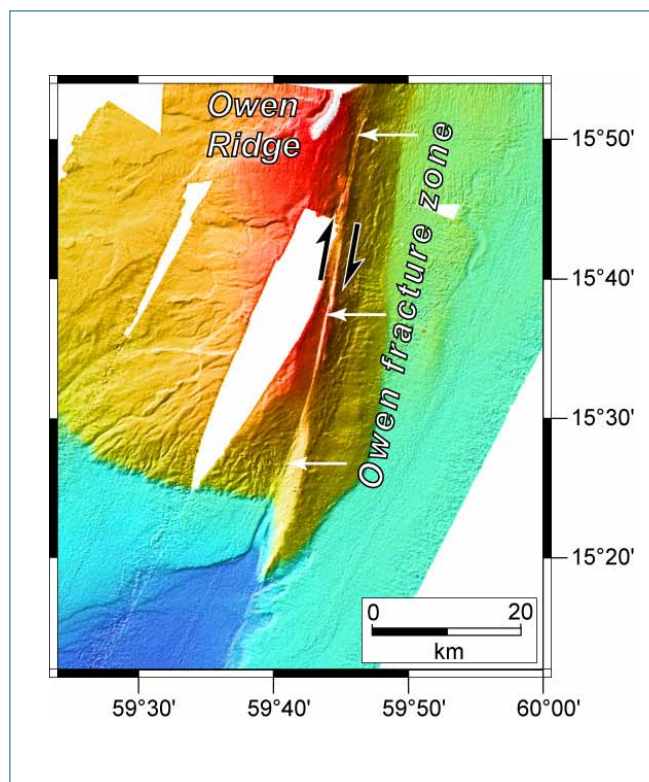


Figure 28. À l'extrémité sud de la zone de fracture d'Owen, la faille active recoupe au scalpel la ride topographique d'Owen.

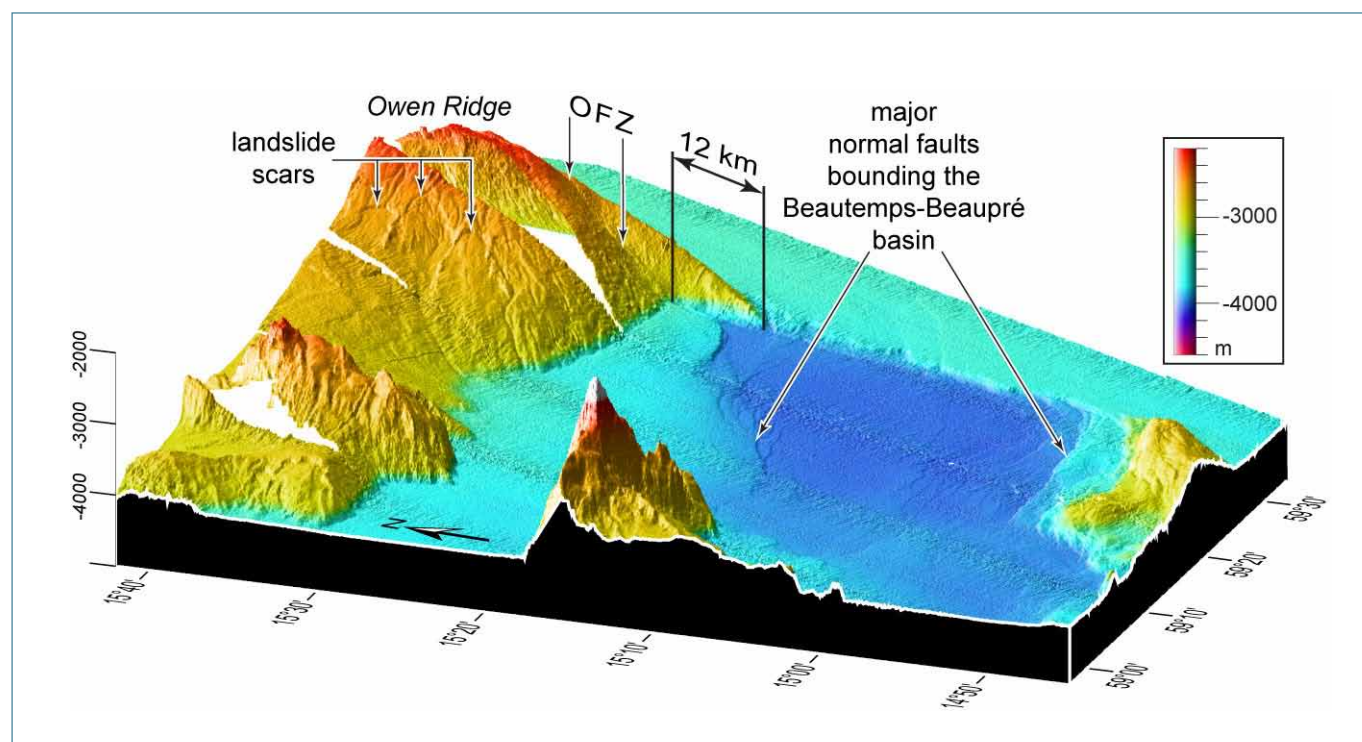


Figure 29. Vue en perspective de l'extrémité sud de la ZFO et de la faille active qui décale la ride d'Owen de manière dextre sur 12 km et se termine au sud dans le bassin de Beautemps-Beaupré. L'activité sismique des failles a vraisemblablement déclenché des glissements de terrains sous-marins dont les cicatrices sont observables sur les pentes de la ride d'Owen.

Whitmarsh et al., 1974), mais quasiment au sommet. Il n'y a aucun indice de déformation active au pied de l'escarpement, ni dans les données multifaisceaux ni sur les profils 3.5 kHz. La totalité du mouvement relatif Arabie-Inde est donc accommodée actuellement par cette faille active.

La découverte de la faille active au sud de la ZFO a permis de réévaluer la cinématique Arabie-Inde. Avec un taux estimé à 2 mm an^{-1} dans NUVEL-1A (DeMets et al., 1990, 1994), la ZFO est l'une des frontières de plaque les plus lentes sur Terre. Jusqu'ici, les modèles géodésiques GPS ont été incapables de déchiffrer ce mouvement lent de manière non ambiguë et prédisent soit un mouvement sénestre (Sella et al., 2002 ; Vigny et al., 2006), soit dextre transpressif (Kreemer et al., 2003) ou transtensif (Nocquet et al., 2006 ; Reilinger et al., 2006).

En octobre 2006, l'IGN a publié la dernière

solution du système de référence ITRF (ITRF2005). Nous avons testé si ITRF2005 fournissait une prédiction robuste du mouvement Arabie-Inde. Nous avons d'abord déterminé les vecteurs d'Euler Arabie-ITRF2005 (3 sites permanents) et Inde-ITRF2005 (4 sites permanents) et les avons combinés pour obtenir le mouvement Arabie-Inde (pôle de rotation P1 ; Figure 31 ; Fournier et al., 2008b). Le pôle P1 prédit un mouvement purement décrochant sur la ZFO de $2,7 \pm 1,7 \text{ mm an}^{-1}$ et un azimuth sur la faille active $N7,5^\circ E$. Cet azimuth est plus précis que ceux des précédents modèles cinématiques, y compris NUVEL-1A ($N18,5^\circ E$; Table).

La détermination de la position du pôle de rotation a pu être améliorée en utilisant les séismes et les mécanismes au foyer le long de la ZFO, et l'azimut $N10^\circ E \pm 3^\circ$ de la faille active cartographiée. Nous avons utilisé ces contraintes supplémentaires pour déterminer le meilleur pôle P2 situé à $12,1^\circ N$ et

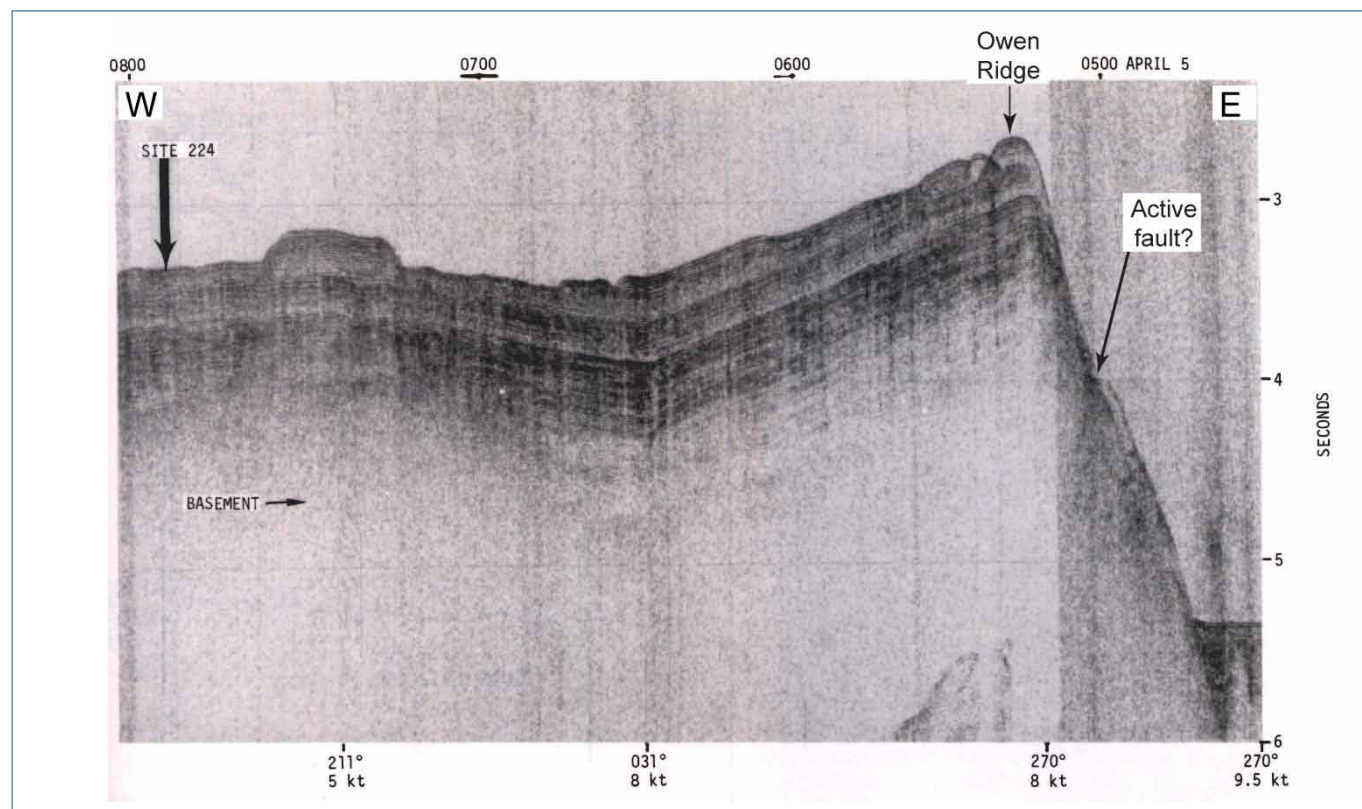


Figure 30. Profil sismique à travers la ZFO entre 16,5°N et 17°N tiré pendant le Leg DSDP 23 à proximité du forage 224 (Whitmarsh et al., 1974). La faille active correspond peut-être au ressaut au milieu de l'escarpement à regard est de la ride d'Owen.

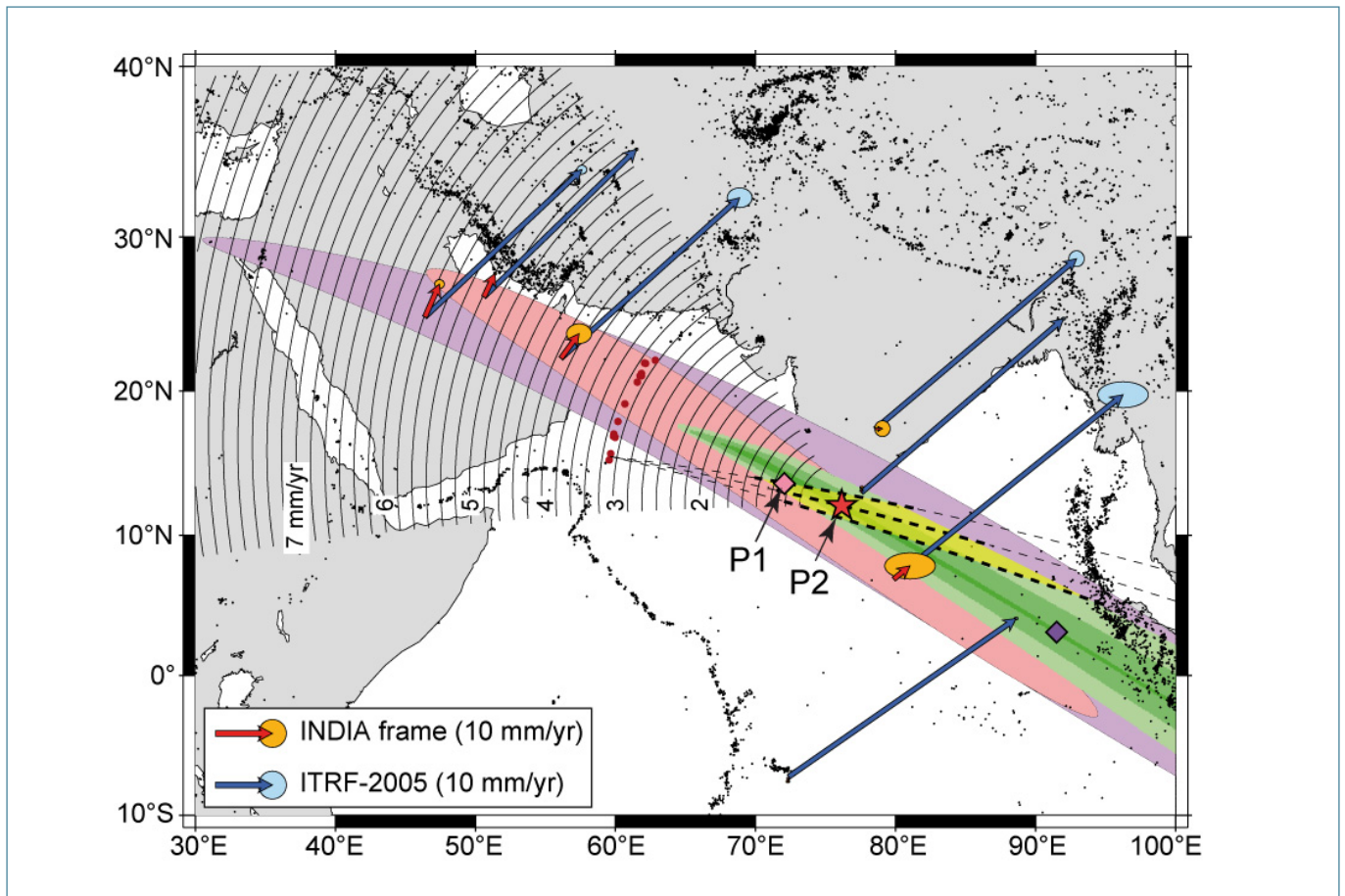


Figure 31. Cinématique GPS Arabie-Inde. Les flèches bleues et rouges montrent respectivement les vitesses de plaques (solution ITRF2005 avec stations GPS permanentes) dans le référentiel initial et dans le référentiel Inde fixe. Le pôle de rotation Arabie-Inde P1 a été déterminé à partir des données GPS uniquement et le meilleur pôle P2 en prenant en compte aussi les séismes le long de la ZFO (points rouges) et l'azimut de la faille décrochante active cartographiée pendant la campagne AOC. La ZFO est une faille purement transformante localisée sur un petit cercle centré sur le pôle eulérien.

76,2°E (0,102°Myr⁻¹, vitesse de rotation obtenue avec la station GPS de Bahrein qui a la plus petite incertitude des vecteurs arabes). Ainsi, trois jeux de données indépendants (mesures GPS, mécanismes au foyer, données multi-faisceaux) indiquent que la ZFO est une frontière purement décrochante dextre qui suit un petit cercle centré sur le pôle de rotation voisin. En combinant toutes les données disponibles, la meilleure estimation du mouvement actuel sur la ZFO est de 3,2±1,2 mm an⁻¹.

Dans l'hypothèse d'un mouvement stationnaire, l'âge de la faille active - obtenu en divisant son rejet (12 km) par sa vitesse (2 à 4 mm/an) - est de 3 à 6 Ma. Cet âge est significativement plus jeune que la dernière réorganisation cinématique régionale dans

l'Océan Indien qui correspond à l'initiation de la déformation intra-plaque au sud de l'Inde il y a 7,5-8 Ma (forages ODP ; Cochran, 1990 ; Chamot-Rooke et al., 1993), âge récemment réévalué à 9 Ma (Delescluse et al., 2008), ainsi qu'à un changement de cinématique de la dorsale de Carlsberg entre 11 et 9 Ma (Merkouriev et DeMets, 2006). Un scénario où le mouvement de la faille démarrerait à cette époque et augmenterait progressivement de 0 à 3 mm/an reste compatible avec les données GPS et est en meilleur accord avec la tectonique régionale. Ainsi, le changement de configuration du point triple AOC, synchrone de l'apparition de la faille active et du bassin Beautemps-Beaupré, pourrait débiter aux alentours de 10 Ma.

3.2.5. Évolution du point triple AOC depuis 20 Ma à partir des données magnétiques

Nous avons utilisé la série de profils magnétiques de la campagne AOC, sur le flanc nord de la dorsale de Sheba, combinée avec des profils

antérieurs sur le flanc sud, pour établir la carte des isochrones du golfe d'Aden oriental (Figure 32). Six profils complets recoupant les flancs nord et sud de la dorsale ont été reconstitués pour identifier les anomalies conjuguées (Figure 33).

La carte des isochrones met en évidence deux segments principaux séparés par une faille

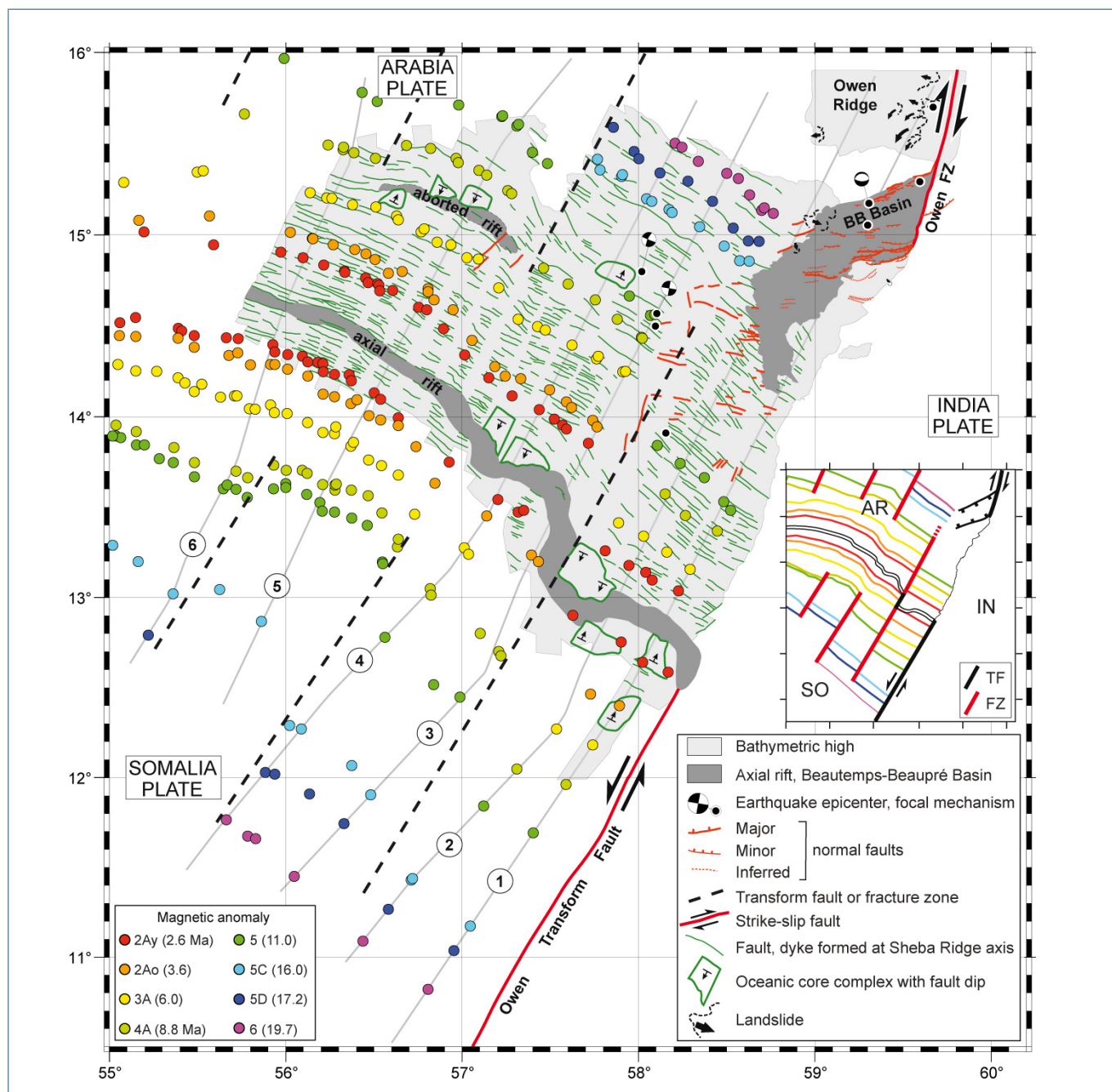


Figure 32. Picking des anomalies magnétiques reporté sur la carte structurale du point triple AOC. Deux segments séparés par une faille transformante majeure sont reconnus. Au niveau du segment ouest, les anomalies magnétiques sont identifiées de l'anomalie 2Ay à 6 sur les deux flancs de la dorsale. Au niveau du segment est, les anomalies sont identifiées de l'anomalie 2Ay à 6 sur le flanc sud et 2Ay à 5 sur le flanc nord. L'encart montre la carte simplifiée des isochrones avec les frontières de plaque actuelles. AR, plaque Arabie ; FZ, zone de fracture ; IN, plaque Inde ; SO, plaque Somalie ; TF, faille transformante.

transformante, qui décale l'axe de la dorsale d'environ 25 km de manière dextre à 13,2°N et 57,5°E. La transformante est bordée à l'est par un mégamullion proéminent associé à une faille de détachement à faible pendage vers le sud.

Sur le segment ouest, les anomalies sont identifiables depuis l'anomalie centrale jusqu'à l'anomalie 5D, et même l'anomalie 6 à l'est. Les isochrones 2Ay, 2Ao, et 3A sont relativement

continues et parallèles à l'axe du rift actuel, tandis que les isochrones plus anciennes (4A à 6) sont décalées par des zones de fracture (Figure 32). Un important changement de géométrie de l'axe s'est donc produit entre les chrons 4A et 3A. Depuis le chron 5 (11,0 Ma), la vitesse d'accrétion est restée stable à 2,4 cm an⁻¹ (taux plein) sur le segment ouest. L'accrétion est asymétrique avec un demi-taux plus fort au nord (1,3 à 1,4 cm an⁻¹) qu'au sud (0,9 à 1,0 cm an⁻¹ ; Figure 33).

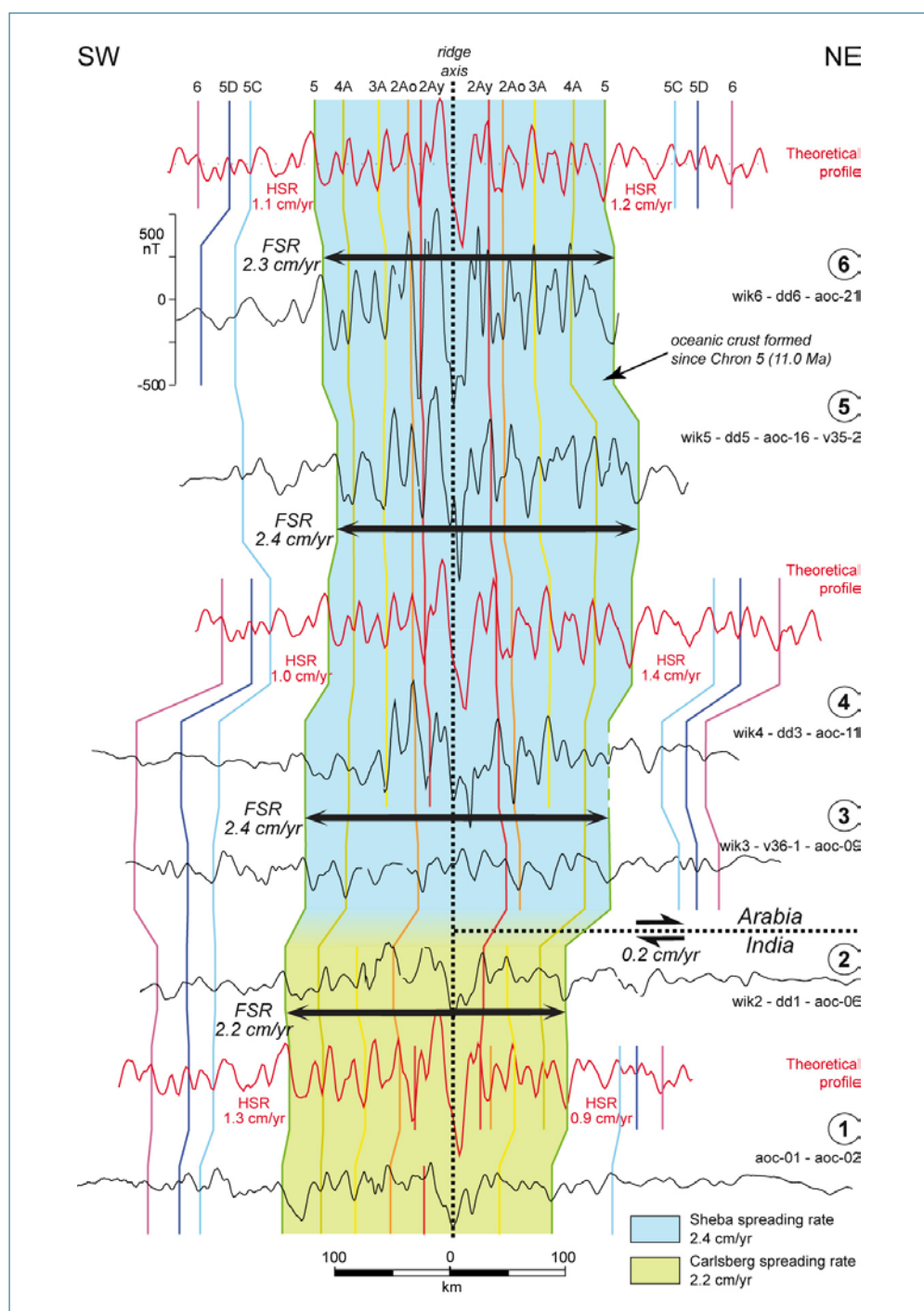


Figure 33. Six profils magnétiques à travers le golfe d'Aden orientés à partir des données des campagnes V3502 et V3617 (RV Vema), W1330381 (RV Wilkes), DD671 (navire russe), et AOC (BHO Beaupré). Les profils sont projetés selon la direction N27°E (localisation sur la figure précédente). Depuis le chron 5 (11,0 Ma), l'accrétion s'est produite à 2,4 cm an⁻¹ (taux plein) sur le segment ouest (en bleu : « taux Sheba »), diminuant à 2,3 cm an⁻¹ vers l'ouest en direction du pôle de rotation, et à 2,2 cm an⁻¹ sur le segment est (en vert : « taux Carlsberg »). Le mouvement relatif de 2 mm an⁻¹ est accommodé par du glissement dextre le long de la faille transformante entre les deux segments. HFS, demi-taux d'accrétion ; FSR, taux d'accrétion plein. Les profils théoriques ont été générés pour des demi-taux variables avec une couche magnétisée de 400 m d'épaisseur.

Sur le segment est, qui s'étend de la faille transformante d'Owen à la transformante 57°30'E, les anomalies sont identifiées de l'anomalie 2Ay à 6 sur le flanc sud, alors que sur le flanc nord la séquence n'est reconnue que jusqu'à l'anomalie 5. Depuis le chron 5, la vitesse d'accrétion sur le segment oriental est de 2,2 cm an⁻¹ (taux plein). L'accrétion est asymétrique avec un demi-taux plus fort au sud (1,3 cm an⁻¹) qu'au nord (0,9 cm an⁻¹ ; Figure 33), à l'inverse du segment ouest.

Depuis le chron 5, le taux d'accrétion est donc plus lent de 2 mm an⁻¹ sur le segment le plus oriental de la dorsale de Sheba que sur le segment ouest (Figure 33). Cette différence de taux est accommodée par du glissement dextre le long de la transformante 57°30'E. Ainsi, la frontière de plaque Arabie-Inde suit la transformante 57°30'E, puis traverse le bassin de Beautemps-Beaupré, et rejoint l'extrémité sud de la zone de fracture d'Owen. Depuis le chron 5, le segment oriental a un taux d'accrétion identique à

celui du nord-ouest de la dorsale de Carlsberg (2,2 cm an⁻¹, Merkouriev et DeMets, 2006) et fait partie de la frontière de plaque Inde-Somalie. En conséquence, une portion de la plaque arabe a été transférée à la plaque indienne (Figure 34).

L'évolution du point triple AOC peut être reconstruite à partir des données magnétiques depuis sa formation il y a 20 Ma, peu de temps avant le chron 6. Un changement majeur de configuration a eu lieu quand le bassin de Beautemps-Beaupré s'est formé. Ce changement s'est probablement produit vers 10 Ma en même temps que la réorganisation cinématique régionale dans l'Océan Indien. Une évolution en quatre stades du point triple a été reconstruite en Figure 34 en utilisant les pôles de rotation Inde-Somalie pour le segment le plus oriental de la dorsale de Sheba depuis le chron 5 (Merkouriev et DeMets, 2006) et les pôles de rotation Arabie-Somalie pour le segment Ouest (cf. prochain chapitre).

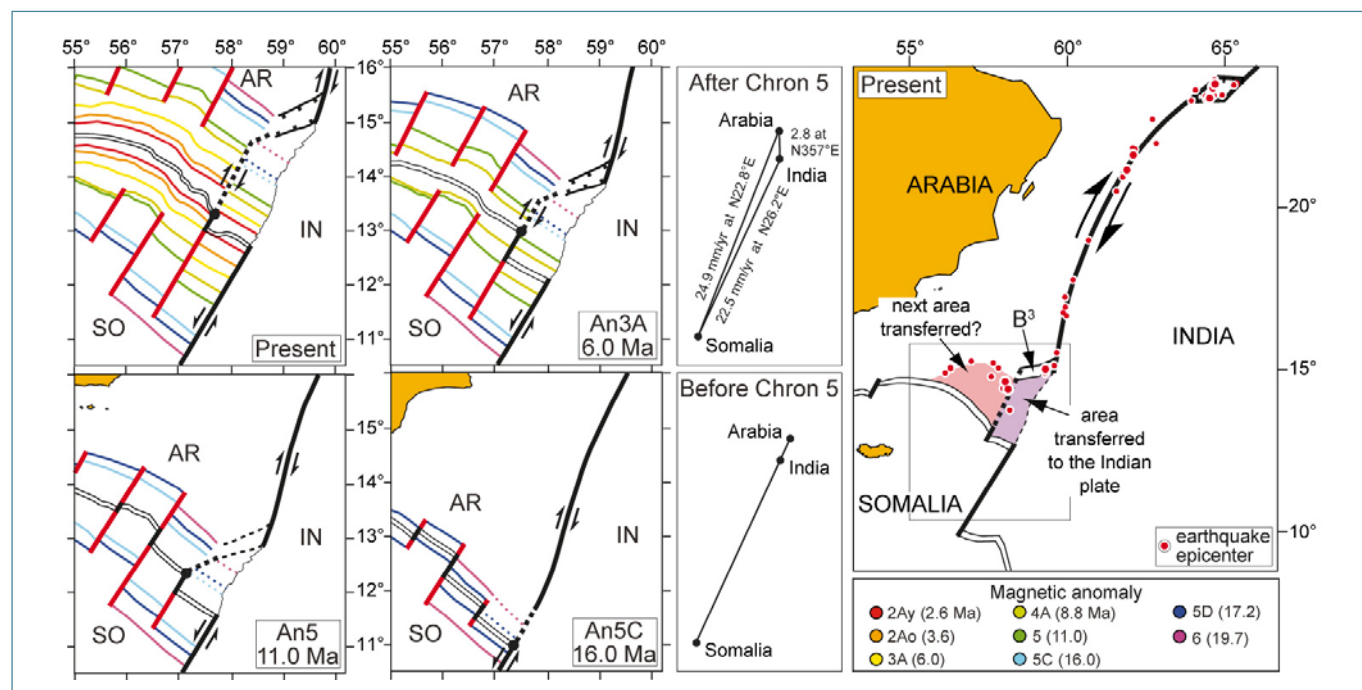


Figure 34. Evolution en quatre stades du point triple AOC aux chrons 5C, 5, 3A, et actuel. Le changement de configuration de la frontière Arabie-Inde et l'initiation du bassin de Beautemps-Beaupré (B3) sont synchrones d'une réorganisation cinématique régionale dans l'Océan Indien vers 10 Ma (chron 5). La configuration du point triple avant et après le changement de géométrie est montrée avec le triangle de vitesse correspondant. La sismicité suggère qu'une nouvelle frontière de plaque se développe à l'ouest du bassin de Beautemps-Beaupré. Dans un futur proche, un secteur plus important de la plaque arabe pourrait être transféré à la plaque indienne. AR, plaque Arabie; IN, plaque Inde ; SO plaque Somalie.

Le changement de géométrie du point triple s'est produit aux alentours du chron 5. Avant le chron 5, il est probable que la zone de fracture d'Owen se connectait directement à la faille transformante d'Owen. Le point triple était alors situé à la jonction de la zone de fracture d'Owen, la faille transformante d'Owen, et la dorsale de Sheba avec une géométrie RFF. Depuis le chron 5, le nouveau point triple semble stable. Le triangle de vitesse prédit un mouvement transtensif dextre le long de la zone transformante entre les deux segments (mouvement N-S le long d'une discontinuité orientée N27°E). Les données de sismicité suggèrent cependant qu'un changement de géométrie du point triple est en train de se produire et que le point triple actuel est dans un état transitoire.

3.2.6. Cinématique des plaques Arabie-Somalie et ouverture du golfe d'Aden

Nous avons utilisé tous les profils magnétiques disponibles dans le golfe d'Aden, orientés selon la direction d'accrétion, pour identifier les anomalies magnétiques (Figure 35). Là où les profils étaient suffisamment denses, nous avons dressé la carte de l'intensité des anomalies (Figure 36). Elle met en évidence l'orientation des anomalies parallèles à l'axe de la dorsale, en particulier dans la partie orientale du golfe où les anomalies sont bien développées selon une direction N110°E.

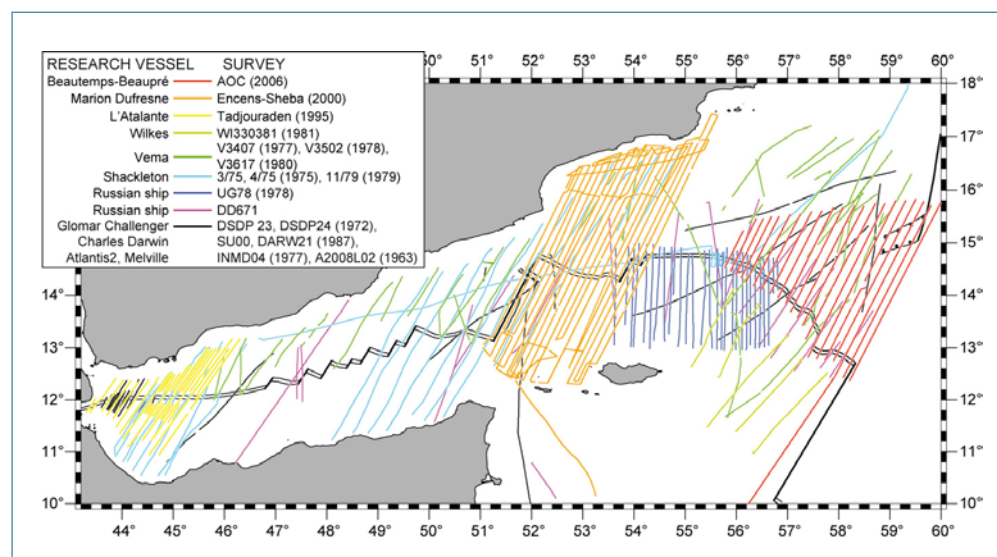


Figure 35. Principales reconnaissances magnétiques du golfe d'Aden : campagnes du Shackleton (Girdler et Styles, 1978; Girdler et al., 1980; Tamsett et Girdler, 1982; O'Reilly et al., 1993), du Vema (Cochran, 1981, 1982; Stein et Cochran, 1985), et d'un navire russe (Solov'ev et al., 1984) à la fin des années 70 ; plus récemment, campagnes de L'Atalante (Audin et al., 2001; Hébert et al., 2001; Dauteuil et al., 2001), du Marion Dufresne (Leroy et al., 2004; d'Acremont et al., 2005, 2006), et du Beautemps-Beaupré (Fournier et al., 2008a, 2008b).

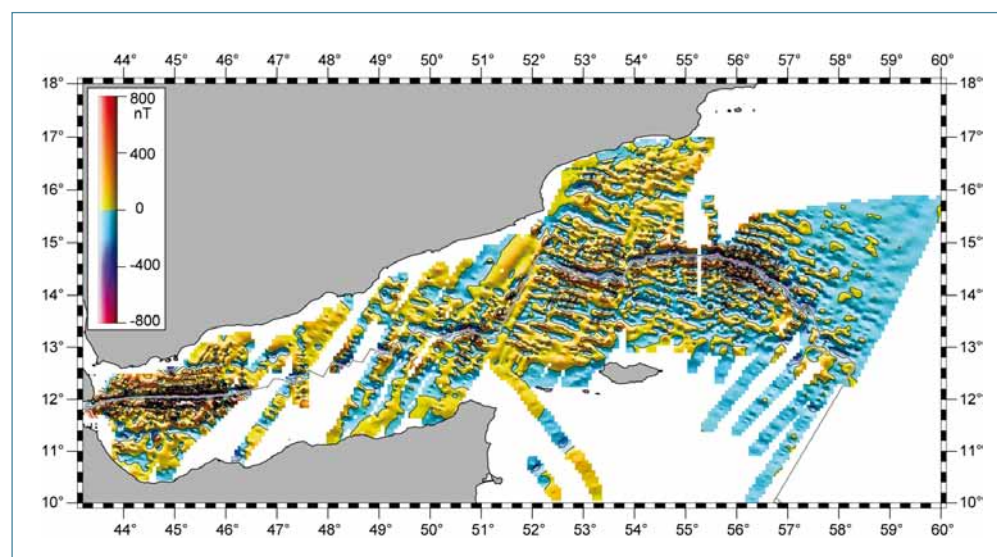


Figure 36. Carte de l'amplitude des anomalies magnétiques du golfe d'Aden. Intervalle des contours : 200nT. Le rift axial se caractérise par une intense anomalie négative qui dépasse souvent 1000 nT, avec une amplitude plus grande dans le golfe d'Aden occidental (Tamsett et Girdler, 1982).

Les anomalies magnétiques ont été identifiées sur chaque profil pour dresser la carte des isochrones du plancher océanique (Figure 37). À l'extrémité orientale du golfe d'Aden, une séquence complète d'anomalie a été identifiée jusqu'à l'anomalie 6 (19,7 Ma) sur les deux flancs de la dorsale, alors que plus à l'ouest, la séquence d'anomalies n'est identifiées que jusqu'à l'anomalie 5D (17,2 Ma) à l'est de la transformante d'Alula-Fartak et 5C (16,0 Ma) à l'ouest. Les données magnétiques indiquent donc que de la croûte océanique se met en place dans la plus grande partie du golfe d'Aden depuis 16,0 Ma et que le processus d'ouverture du bassin océanique est continu.

À partir des nouvelles isochrones, nous avons calculé les pôles de rotation du mouvement Arabie-Inde, en effectuant une recherche systématique dans un espace 3D des meilleurs triplets (latitude, longitude, angle de rotation). La fonction à minimiser est la somme des surfaces délimitées par les anomalies et leurs voisins tournés les plus proches (McKenzie et

Sclater, 1971; Patriat, 1987). Pour chaque isochrone, nous avons effectué plus de 1000 itérations en autorisant les anomalies à s'écarter de manière aléatoire de leur position originale pour déterminer les incertitudes sur le pôle de rotation.

Nous avons reporté sur la Figure 38 les sept pôles de reconstruction depuis l'anomalie 2Ay (2,6 Ma) jusqu'à la 5D (17,2 Ma) avec leur ellipse d'erreur à 95%. La plupart des pôles sont alignés le long d'un grand cercle et migrent vers le sud-ouest en direction du golfe d'Aden du plus vieux au plus jeune. Une exception notable est le pôle de l'anomalie 2Ay (2,6 Ma) qui est à l'écart des autres pôles. L'ellipse d'erreur de ce pôle est grande parce que l'angle de rotation est petit. Ces résultats montrent de plus que la position du pôle n'a pas beaucoup changé pendant la phase de propagation de la dorsale (entre l'anomalie 6 et 5C). La propagation résulte donc de la rotation de deux plaques rigides, l'Arabie et la Somalie, autour d'un pôle quasi-stationnaire situé à proximité.

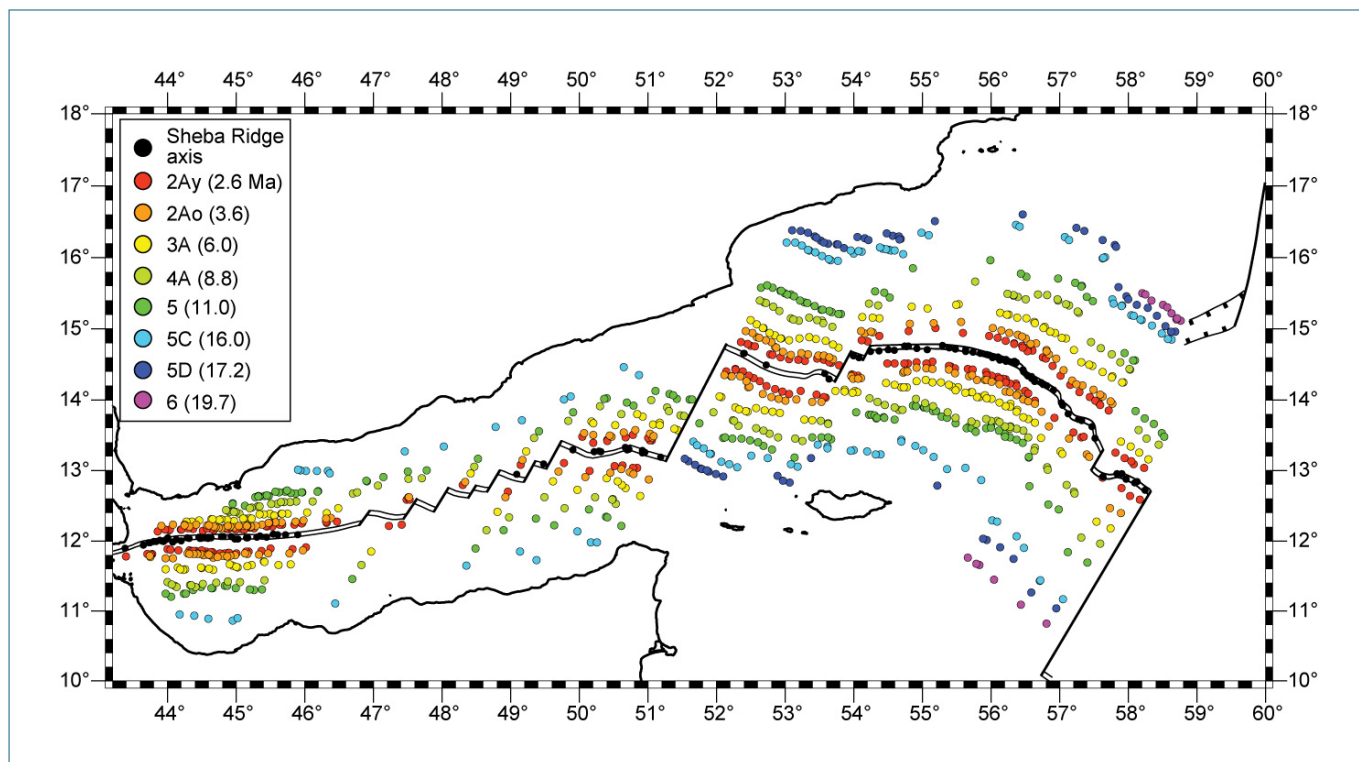


Figure 37. Picking des anomalies magnétiques dans le golfe d'Aden. L'anomalie 5C (16,0 Ma) est observée dans tout le golfe.

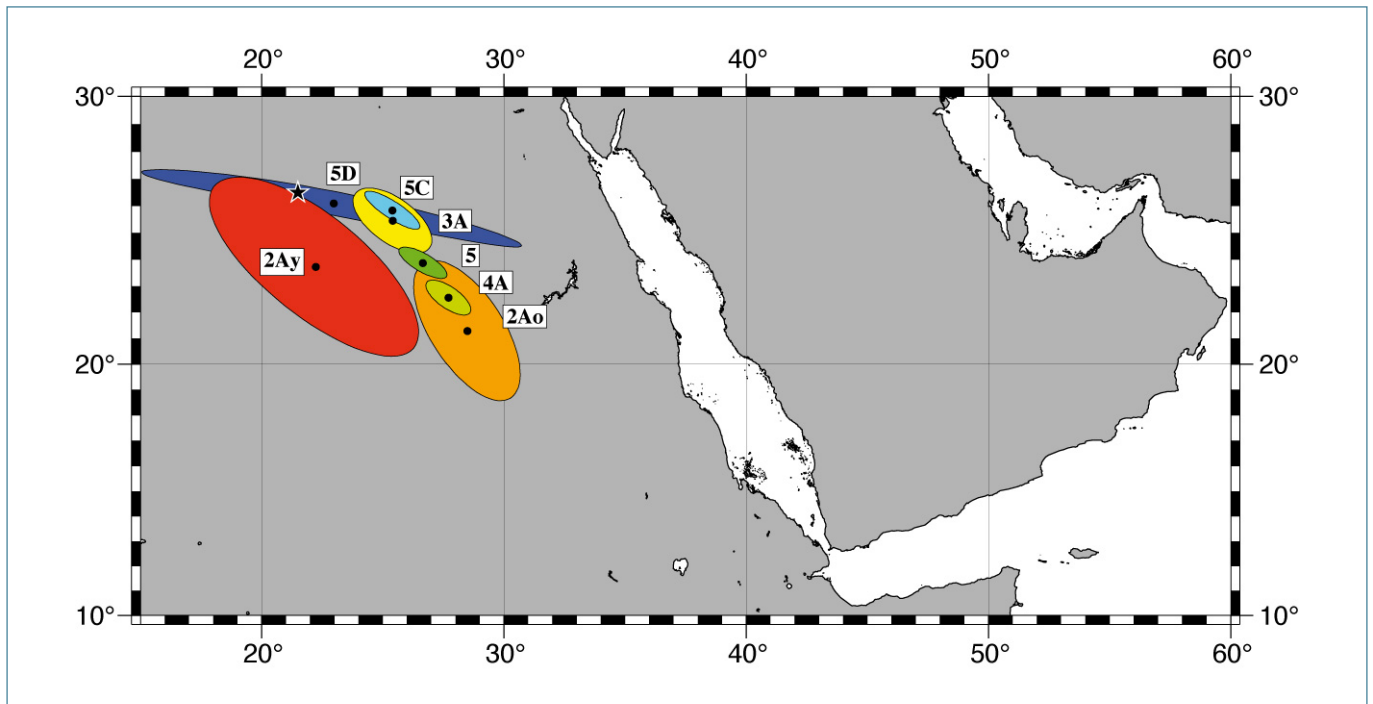


Figure 38. Cinématique Arabie-Somalie calculée à partir des anomalies magnétiques du plancher océanique : pôles de rotation avec leurs ellipses d'erreur 2-sigma (Table 2) et pôle de rotation fini de McKenzie et al. (1970) pour refermer le golfe (étoile noire). Depuis le chron 5D, les pôles de rotation ont migré vers le sud-ouest en direction du golfe d'Aden.

Les pôles de reconstruction ont été utilisés pour calculer des pôles de reconstruction intermédiaires (stage poles) et suivre l'évolution du taux d'ouverture en trois points de la dorsale de Sheba (Figure 39). L'accrétion a démarré il y a 20 Ma

et a atteint un taux supérieur à 3 cm an⁻¹ entre les chrons 5D et 5C (17-16 Ma). Depuis, le taux d'accrétion a diminué de manière continue, d'abord rapidement d'environ 30% entre 17 et 10 Ma, puis très lentement pendant les 10 derniers millions

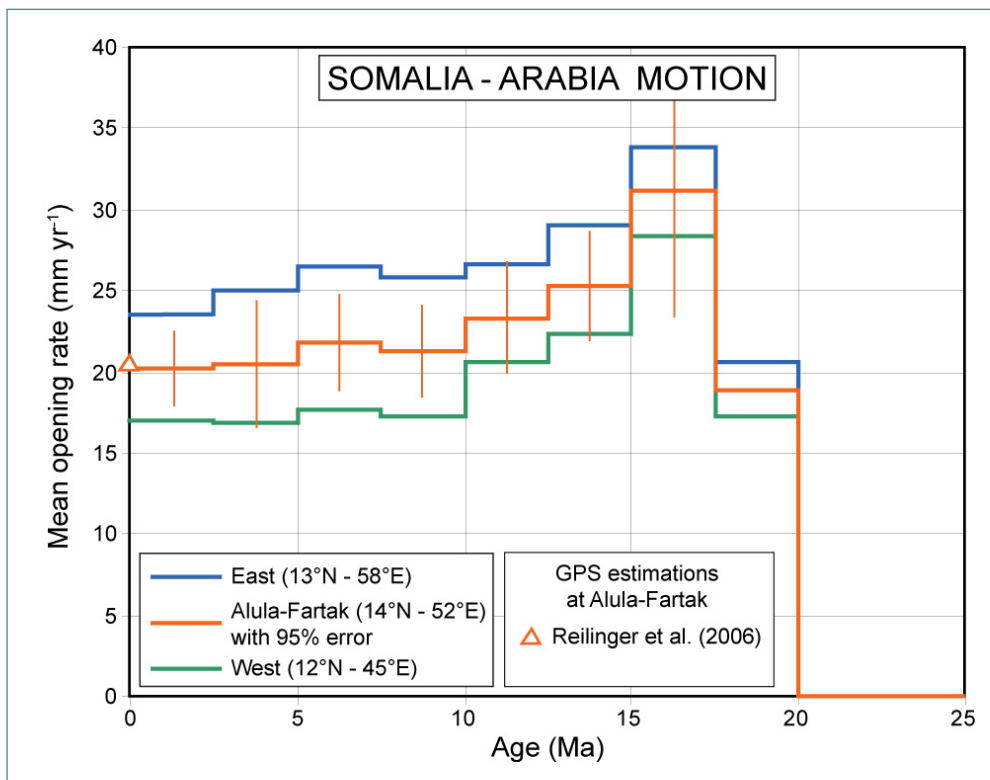


Figure 39. Variation du taux d'accrétion en trois points de la dorsale de Sheba. La décroissance lente et progressive du taux d'accrétion pendant les 10 derniers millions d'années n'est pas en accord avec la décroissance de 15-20% pendant les 3 derniers millions d'années déduite de données GPS (Vigny et al., 2006).

d'années. Des décélérations similaires entre 20 et 10 Ma avec un changement vers 10 Ma ont été enregistrées sur les dorsales voisines de Carlsberg (entre les plaques Somalie et Inde) et Centrale Indienne (entre les plaques Somalie et Capricorne), suggérant que les mouvements des plaques Arabie, Inde et Capricorne sont fortement couplés.

Les données magnétiques permettent de déchiffrer la pénétration progressive de la dorsale de Sheba dans le continent africain (Figure 40). La carte des isochrones montre trois stades de propagation de la dorsale. Le premier stade correspond à la mise en place il y a 20 Ma, peu avant le chron 6 (19,7 Ma), d'une portion de dorsale de 200 km orientée N130°E au sud-est de Socotra. Il a été rapidement suivi par le développement avant le chron 5D (17,2 Ma) d'une portion de dorsale de 500 km jusqu'à la transformante d'Alula-Fartak. La propagation de la dorsale s'est apparemment arrêtée pendant environ 1 Ma au niveau de la transformante d'Alula-Fartak, puis a

repris peu de temps avant le chron 5C (16.0 Ma) avec la formation d'une portion de dorsale dans le golfe d'Aden occidental entre la transformante d'Alula-Fartak et la longitude 45°E.

La propagation de la dorsale dans le golfe d'Aden s'est terminée aux alentours de 16 Ma. La propagation de la dorsale sur une distance de 1400 km s'est déroulée en moins de 4 millions d'années (entre 20 et 16 Ma) avec une vitesse moyenne de propagation extrêmement rapide de 35 cm an⁻¹. La portion occidentale s'est formée à une vitesse encore plus rapide, supérieure à 50 cm an⁻¹ (700 km en moins de 1,2 Ma entre l'anomalie 5D et la 5C). A cause de ce taux de propagation très rapide et de la faible résolution temporelle des anomalies magnétique (~1 Ma), il n'est pas possible de déterminer si la propagation a été continue ou discontinue. Cependant, à l'ouest de la transformante d'Alula-Fartak, l'anomalie 5C est systématiquement localisée au pied de l'escarpement de la marge continentale et

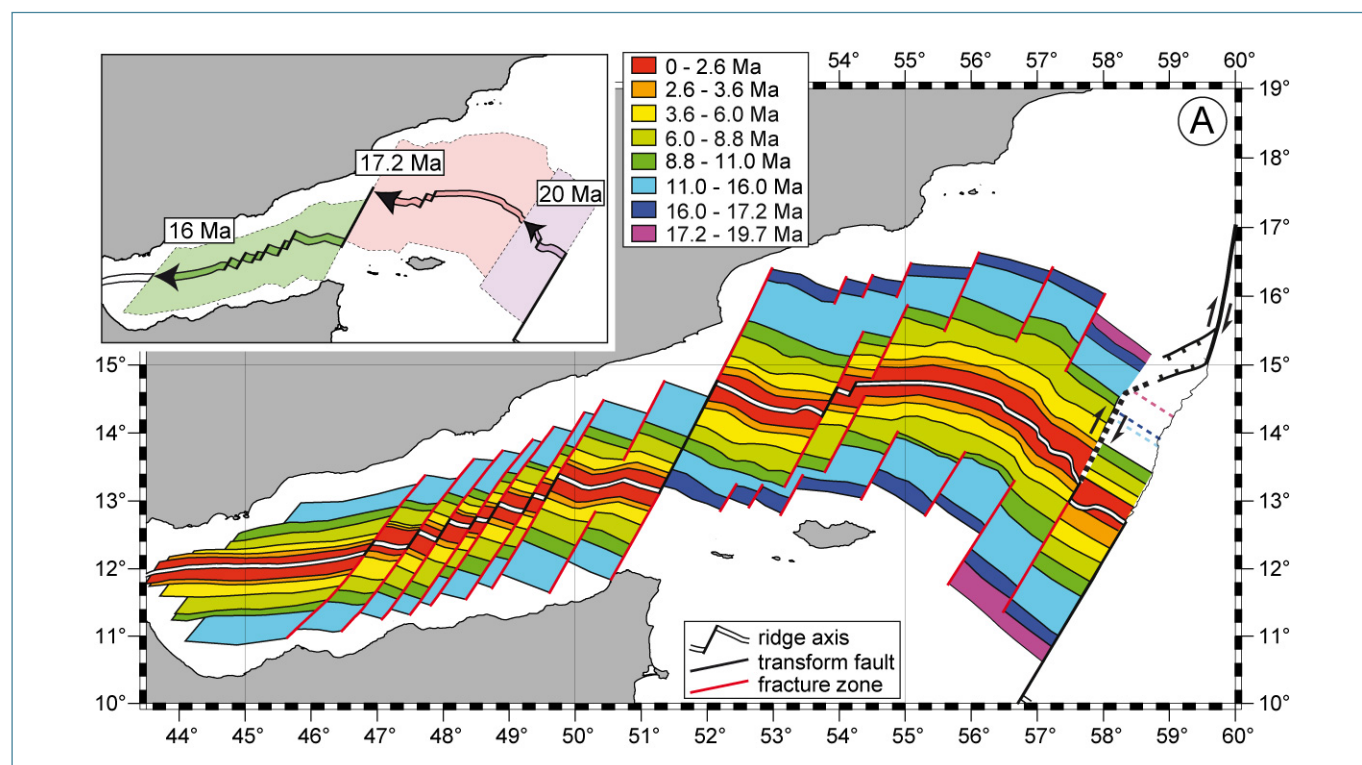


Figure 40. Age de la croûte océanique dans le golfe d'Aden à partir des isochrones magnétiques. L'axe actuel de la dorsale cartographié à partir de données bathymétriques est superposé sur les données magnétiques. L'insert montre trois stades de propagation de la dorsale de Sheba dans le golfe d'Aden aux chrons 6 (19,7 Ma), 5D (17,2 Ma) et 5C (16,0 Ma).

il n'y a apparemment pas d'espace libre pour de la croûte océanique additionnelle au-delà de l'anomalie 5C. La faille transformante d'Alula-Fartak apparaît donc comme une discontinuité structurale majeure et probablement aussi temporelle.

Les modèles géodésiques prédisent des taux d'accrétion sur la dorsale de Sheba, au niveau de la transformante d'Alula-Fartak, compris entre $1,7 \text{ cm an}^{-1}$ (Vigny et al., 2006) et $2,1 \text{ cm an}^{-1}$ (Reilinger et al., 2006), là où notre modèle prédit un taux de $2,0 \text{ cm an}^{-1}$ (Figure 39). Des études GPS suggèrent que les taux actuels dans le golfe d'Aden et la Mer Rouge pourraient être inférieurs de 15 à 20% à ceux mesurés à partir des anomalies magnétiques (Vigny et al., 2006; Nocquet et al., 2006). Les estimations GPS ne sont cependant pas cohérentes les unes avec les autres, ce qui suggère que leurs incertitudes sont encore supérieures à ± 1 ou 2 mm an^{-1} . D'autre part, un point crucial est l'effet du déplacement «vers l'extérieur» des anomalies magnétiques («outward displacement», i.e., loin de l'axe de la dorsale) discuté

par DeMets et Wilson (2008) qui décrivent un déplacement moyen des anomalies pour les dorsales de $2,2 \pm 0,3 \text{ km}$. La diminution du taux d'accrétion serait alors inférieure à 1 mm an^{-1} , ce qui est dans des barres d'erreurs des estimations géologiques. Les données «géologiques» et «géodésiques» sont donc compatibles avec un taux d'accrétion à peu près constant dans le golfe d'Aden pendant les 5 derniers millions d'années, bien qu'un ralentissement récent limité ne puisse pas être exclu.

En ce qui concerne les directions, les pôles géodésiques et géologiques ont été testés pour la prédiction des azimuts des failles transformantes et des vecteurs glissement des mécanismes au foyer (Figure 41). Si les pôles géologiques prédisent correctement les directions de mouvement sur la frontière de plaque, les pôles géodésiques prédisent des directions plus vers le nord.

La reconstruction du golfe d'Aden à l'époque de chaque anomalie révèle l'évolution de la

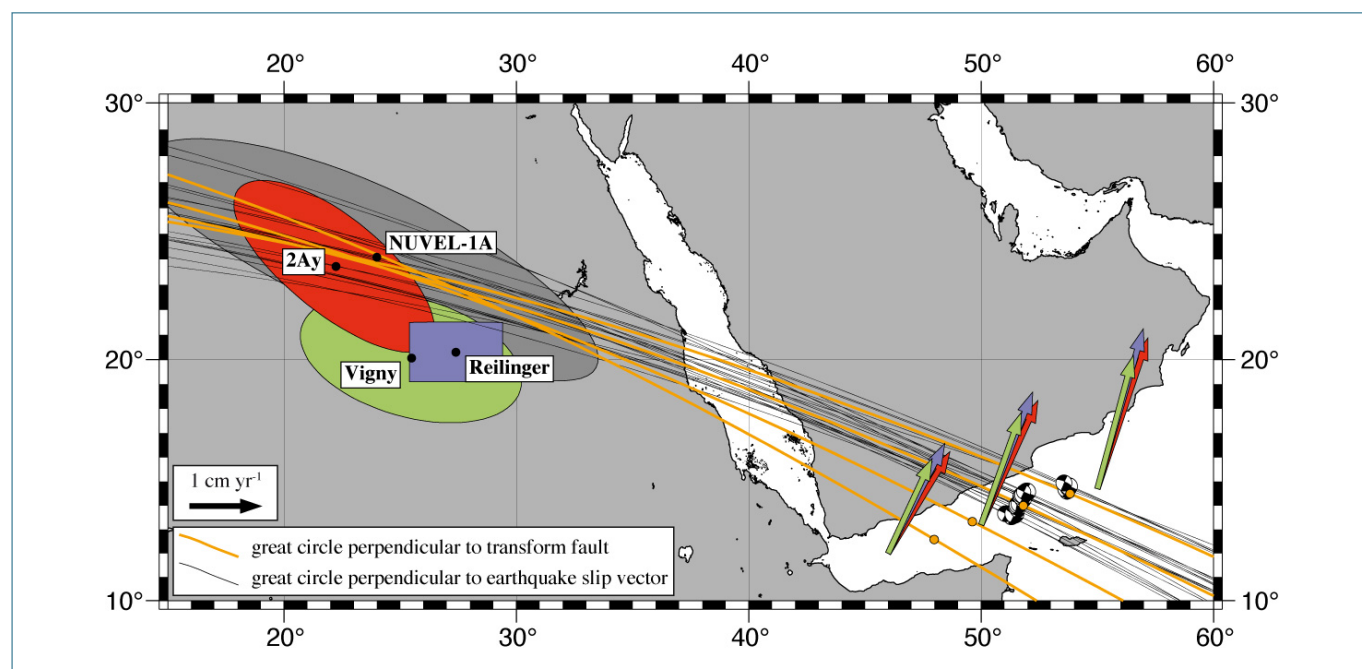


Figure 41. Cinématique actuelle Arabie-Somalie : comparaison des directions «géologiques» et «géodésiques» avec un jeu de données indépendant (azimuts des failles transformantes et des vecteurs glissement de séisme). Les pôles de rotation calculés à partir des données magnétiques (NUVEL-1A et Chron 2Ay, cette étude) et des données GPS (Vigny et al., 2006; Reilinger et al., 2006) sont reportés avec leurs ellipses d'erreur, ainsi que les vitesses prédites à la dorsale de Sheba (flèches). Les grands cercles perpendiculaires aux failles transformantes et aux vecteurs glissement doivent se croiser au niveau du pôle de rotation (Morgan, 1968).

segmentation de la dorsale (Figure 42). Dans la partie orientale, le nombre de segments a beaucoup varié, notamment entre les chrons 4A (8,8 Ma) et 3A (6.0 Ma) avec la désactivation de trois transformantes sur six. Dans la partie occidentale, la géométrie de l'axe est restée essentiellement stable avec une série de sept transformantes très rapprochées en moins de 300 km.

Enfin, l'accrétion sur la dorsale de Sheba est asymétrique au premier ordre et le sens de l'asymétrie change le long de chaque portion de dorsale. Sur les portions occidentale et orientale, l'accrétion est plus rapide sur le flanc sud que sur le flanc nord, alors que c'est l'inverse sur la portion centrale. Cependant, il y a une grande variabilité selon les segments et l'époque.

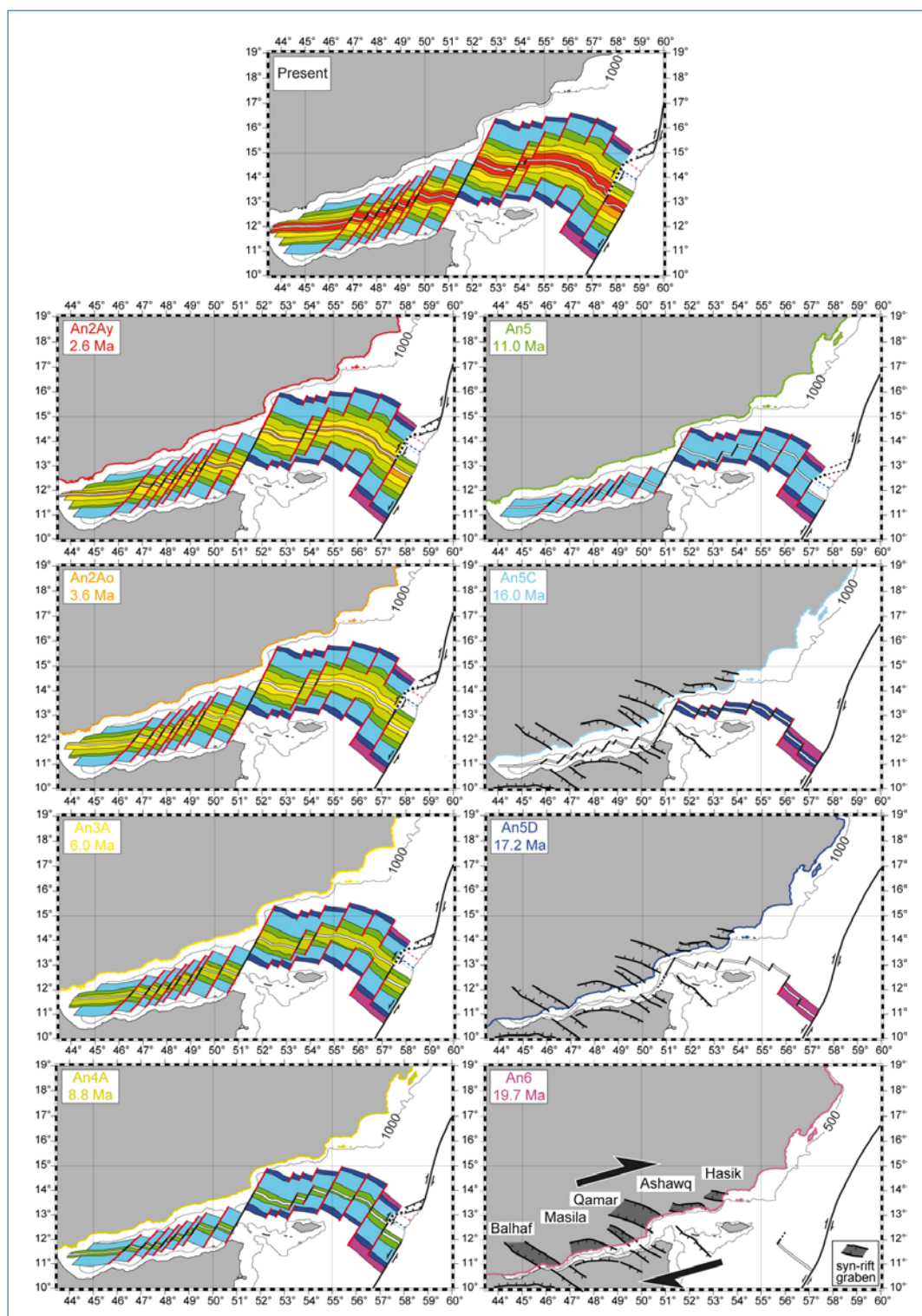


Figure 42. Reconstruction de l'ouverture du golfe Aden à l'époque de chaque anomalie magnétique illustrant la propagation vers l'ouest de la dorsale et l'évolution de sa segmentation axiale.

3.2.7. Conclusion

L'approche en deux temps du point triple Arabie-Inde-Somalie, d'abord à partir des données globales puis à partir des données acquises pendant la campagne AOC, a permis de contraindre son évolution cinématique depuis 20 Ma, de réévaluer la cinématique actuelle de la frontière Arabie-Inde, et d'apporter des éléments de réflexion sur la stabilité des point triples RRF. De plus, l'apport des données AOC a été décisif pour calculer un modèle cinématique haute résolution de l'ouverture du golfe d'Aden.

Les principaux résultats de notre étude cinématique du golfe d'Aden sont les suivants :

- L'accrétion a démarré dans le golfe d'Aden peu de temps avant le Chron 6 (19,7 Ma) après une phase d'extension de la lithosphère continentale entre 30-35 Ma et 20 Ma. Le rifting a été accommodé par un système de grabens en échelon à l'intérieur d'une zone cisailante dextre de 200 km de large.

- La dorsale s'est propagée vers l'ouest en démarrant de la ZFO à 20 Ma, en traversant la transition continent-océan est-africaine vers 18 Ma, et en sautant la transformante d'Alula-Fartak vers 17 Ma pour atteindre l'extrémité occidentale du golfe (45°E) aux alentours de 16 Ma. La propagation s'est déroulée à une vitesse moyenne extrêmement rapide de 35 cm an⁻¹ en réponse à la rotation rigide des plaques Arabie et Somalie autour d'un pôle d'Euler quasiment stationnaire.

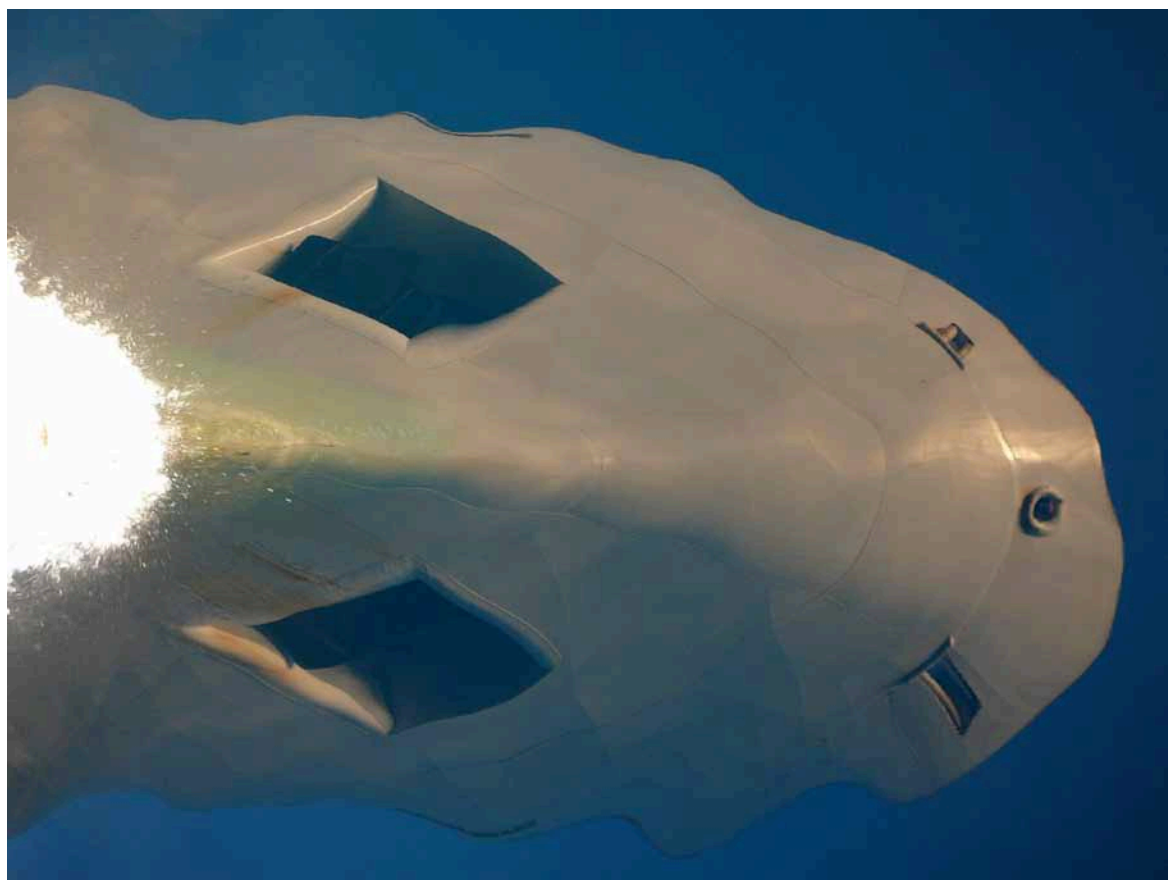
- Le taux d'accrétion de la dorsale de Sheba s'est ralenti de 30% entre 17 Ma et 10 Ma puis de

seulement 10% pendant les dix derniers millions d'années. L'évolution du point triple AOC est marquée par un changement de géométrie de la frontière Arabie-Inde vers 10 Ma incluant la formation du bassin de Beautemps-Beaupré. Ce changement de configuration est contemporain d'une réorganisation cinématique régionale correspondant à l'initiation de la déformation intraplaque dans la plaque indo-australienne et un changement de cinématique sur les dorsales de Sheba, Carlsberg, et Centrale Indienne.

- Les reconstructions de l'axe d'accrétion à l'époque de chaque anomalie magnétique révèlent l'histoire complexe de la segmentation de la dorsale. Elle implique plusieurs réorganisations de la géométrie axiale incluant un changement majeur de configuration de la partie orientale entre les anomalies 4A (8,8 Ma) et 3A (6,0 Ma). D'autre part, l'accrétion est globalement asymétrique et le sens de l'asymétrie change selon les portions de dorsale.

- Les taux d'ouverture long terme (moyenné sur 2,6 Ma) et court terme (obtenu avec les données géodésiques) s'accordent à ± 2 mm an⁻¹. Si l'on prend en compte les incertitudes de chaque technique, et en particulier le déplacement vers l'extérieur des anomalies magnétiques indéterminé pour la dorsale de Sheba, on ne peut pas exclure un léger ralentissement du taux d'ouverture pour la période récente, comme le suggère la géodésie.

- La cinématique actuelle de la frontière Arabie-Inde a été réévaluée à partir de données GPS, de sismicité et de bathymétrie, et prédit un mouvement purement décrochant dextre de 3 ± 1 mm an⁻¹ sur la zone de fracture d'Owen.



Anatomie comparée : l'étrave du Marion Dufresne en haut et celle du Beautemps-Beaupré en bas.



3.3. DÉFORMATION ASSOCIÉE AU RIFTING DU GOLFE D'ADEN

3.3.1. Champ de contraintes régional pendant la séparation de la plaque arabe

Le passage en revue des principales structures tectoniques de la plate-forme arabe, antérieures à la séparation de la plaque arabe à l'Oligocène, et postérieures à l'obduction de la nappe ophiolitique d'Oman au Crétacé supérieur (du Turonien au Santonien ; Coleman, 1981 ; Nicolas, 1989), montre que durant toute cette période la partie nord-est de la plaque arabo-africaine a été dominée par de l'extension. Cette extension est observée dans plusieurs systèmes de grabens distribués sur la

plate-forme arabe de la Syrie à l'Oman (Figure 43).

Dans le nord-ouest, en Syrie et au nord de l'Irak, les systèmes de grabens de l'Euphrate et de Sinjar-Abd el Aziz se sont formés au Crétacé terminal. La principale phase d'extension s'est déroulée au Campanien-Maestrichtien avec le dépôt d'épaisses séries marneuses et calcaires dans un réseau de grabens et demi-grabens (Litak et al., 1998; Brew et al., 2001). Les failles normales affectent aussi la partie inférieure de la série Cénozoïque, attestant d'une prolongation de l'extension jusqu'au début du Tertiaire (Lovelock, 1984). Au sud-ouest des grabens de l'Euphrate, le graben du Wadi Sirhan en Jordanie, recouvert par des séries basaltiques néogènes, a

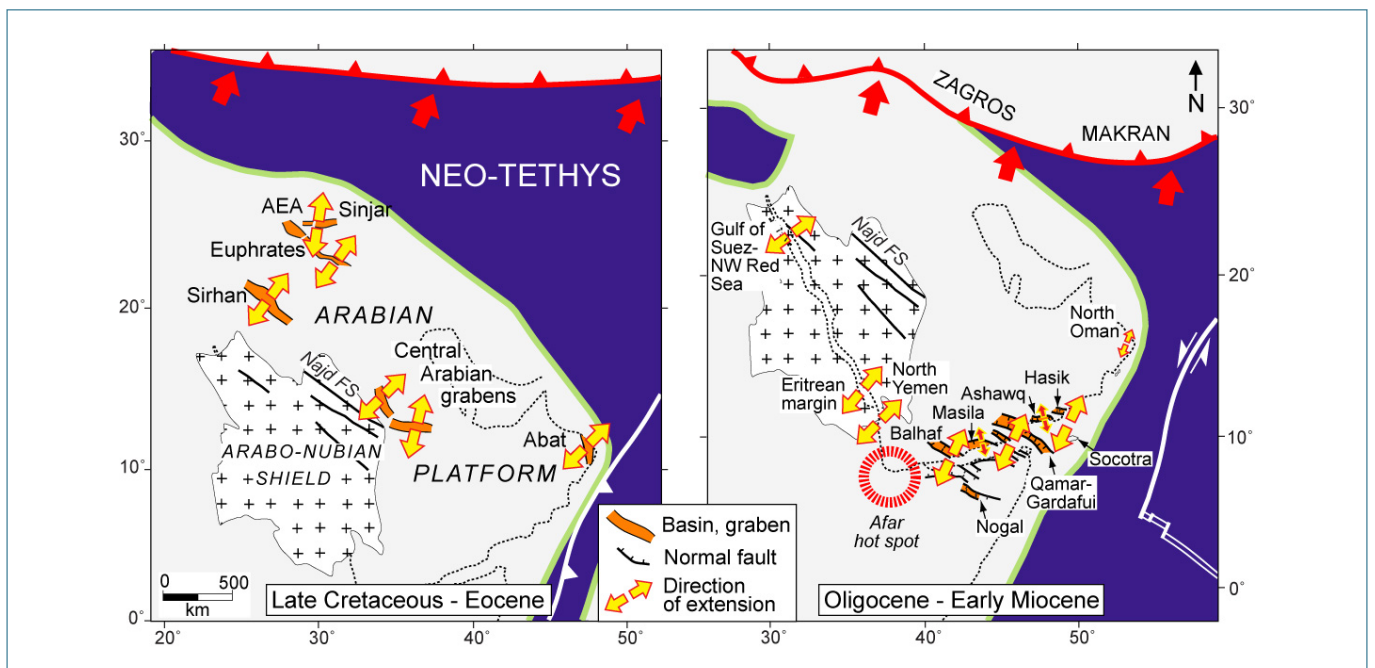


Figure 43. Evolution de l'extension sur la plate-forme arabe du Crétacé terminal au Miocène basal. Avant la séparation de la plaque arabe, du Crétacé terminal à l'Eocène (à gauche), l'extension est distribuée dans des systèmes de grabens dispersés sur la plate-forme arabe. Après le mise en place du point chaud Afar (30 Ma), l'extension se localise à l'Oligocène et au Miocène basal dans les systèmes de rift du golfe d'Aden et de la Mer Rouge. Depuis le Crétacé terminal, la direction d'extension est orientée NE-SO, i.e., parallèle à la direction de subduction de la Néo-Téthys sous l'Eurasie. AEA, Abd el Aziz.

suivi la même évolution. Au centre de la plate-forme arabe, dans le secteur de Riyadh en Arabie Saoudite, le système de grabens d'Arabie centrale, qui comprend six grabens principaux, s'est développé du Crétacé supérieur à l'Eocène (Hancock et al., 1984). Dans le sud-est de la plate-forme arabe, au nord de l'Oman, l'extension a démarré immédiatement après la mise en place des ophiolites avec le développement de bassins isolés dans le secteur de

Mascate (comme le bassin de Fanja ; Mann et al., 1990) au Campanien-Maestrichtien. Elle s'est poursuivie pendant la période Paléocène-Eocène avec la formation du bassin d'Abat rempli d'une succession hémipélagique, pélagique et turbiditique de 3000 m d'épaisseur (Figure 43). Dans le nord de l'Oman, l'extension a duré jusqu'à l'Oligocène, mais aucune structure majeure ne s'est développée après l'Eocène (Fournier et al., 2006).

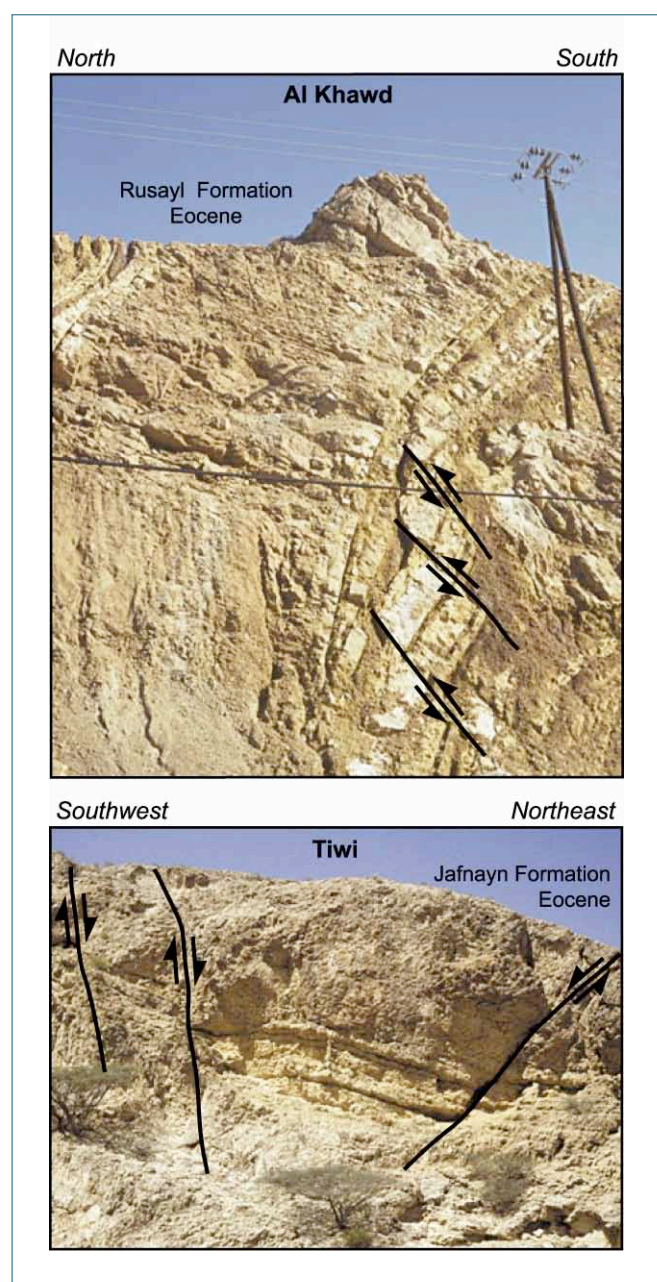


Figure 44. Failles normales dans les formations éocènes du nord de l'Oman, basculées pendant la phase de compression néogène.

À l'échelle de la plate-forme arabe, l'orientation E-O à SE-NO des grabens et des failles normales associées indique une direction d'extension régionale N-S à NE-SO. Tous ces systèmes de grabens ont été inversés au Néogène en réponse à la collision au Bitlis et au Zagros (Figure 44). Le développement de grabens intra-plaques, comme leur inversion au Néogène à plusieurs centaines de kilomètres du front de collision, montre que les contraintes ont été transmises loin à l'intérieur de la plateforme arabe et que la lithosphère arabo-africaine ne s'est pas comportée pas de manière parfaitement rigide. L'absence de volcanisme associé à l'extension plaide pour un mécanisme de rifting sous l'effet de forces en champ lointain (e.g., Turcotte et Emerman, 1983). Les contraintes extensives dans la lithosphère arabe étant parallèles à la direction de subduction dans le secteur Makran Zagros de la Néo-Téthys sous l'Eurasie, elles ont probablement pour origine les forces gravitationnelles exercées par la lithosphère plongeante (forces de slab-pull).

À l'Oligocène, au moment de l'émergence du point chaud Afar et de la mise en place des trapps basaltiques en Ethiopie et au Yémen à 30 Ma \pm 1 (Burke, 1996 ; Baker et al., 1996 ; Hoffmann et al., 1997 ; Rochette et al., 1997 ; Ebinger et Sleep, 1998 ; Ukstins et al., 2002), l'extension s'est localisée dans deux rifts convergeant vers le point chaud, la

Mer Rouge et le golfe d'Aden (Figure 43). Les styles structuraux des deux rifts sont différents. Le rift de la Mer Rouge est dominé par une extension orthogonale et une forte influence des structures héritées du socle arabo-nubien (système de failles de Najd ; Angelier, 1985 ; Hugues et al., 1991 ; Bosworth et al., 2005). Celui du golfe d'Aden est dominé par le développement de grabens en échelon orientés N100°E-N120°E, obliques par rapport à la direction N75°E du golfe (Beydoun, 1970, 1982 ; Abbate et al., 1993 ; Fantozzi, 1996 ; Lepvrier et al., 2002 ; Bellahsen et al., 2006). Ils attestent d'un rifting oblique avec une composante de cisaillement dextre parallèle au proto-golfe d'Aden.

L'âge du rifting dans le golfe d'Aden est établi à partir de l'analyse des dépôts tertiaires piégés dans les grabens côtiers. Les séquences sédimentaires sont corrélées de manière fiable sur les marges conjuguées sur la base d'analyses biostratigraphiques

et de faciès (Beydoun, 1970 ; Fantozzi et Svagetti, 1998). Des dépôts syn-rifts typiques d'âge Oligocène supérieur à Miocène inférieur sont reconnus dans les grabens et correspondent au Groupe de Shihr au Yémen (Beydoun, 1964 ; Watchorn et al., 1998) et à Socotra (Beydoun et Bichan, 1969 ; Samuel et al., 1997), aux séries de Guban en Somalie (Abbate et al., 1993 ; Fantozzi et Ali Kassim, 2002), et à la formation de Mughsayl en Oman (Roger et al., 1989 ; Platel et al., 1992). Ils consistent en dépôts de pente calci-turbiditiques incluant des brèches, des debris-flows et du matériel olistolitique transporté depuis la plate-forme voisine, qui résultent de l'effondrement et la subsidence des marges et attestent d'un approfondissement rapide des environnements de dépôt (Figure 45).

La limite supérieure en âge de la succession syn-rift est bien contrainte autour de 20 Ma (entre 21,1 et 17,4 Ma ; Watchorn et al., 1998). En

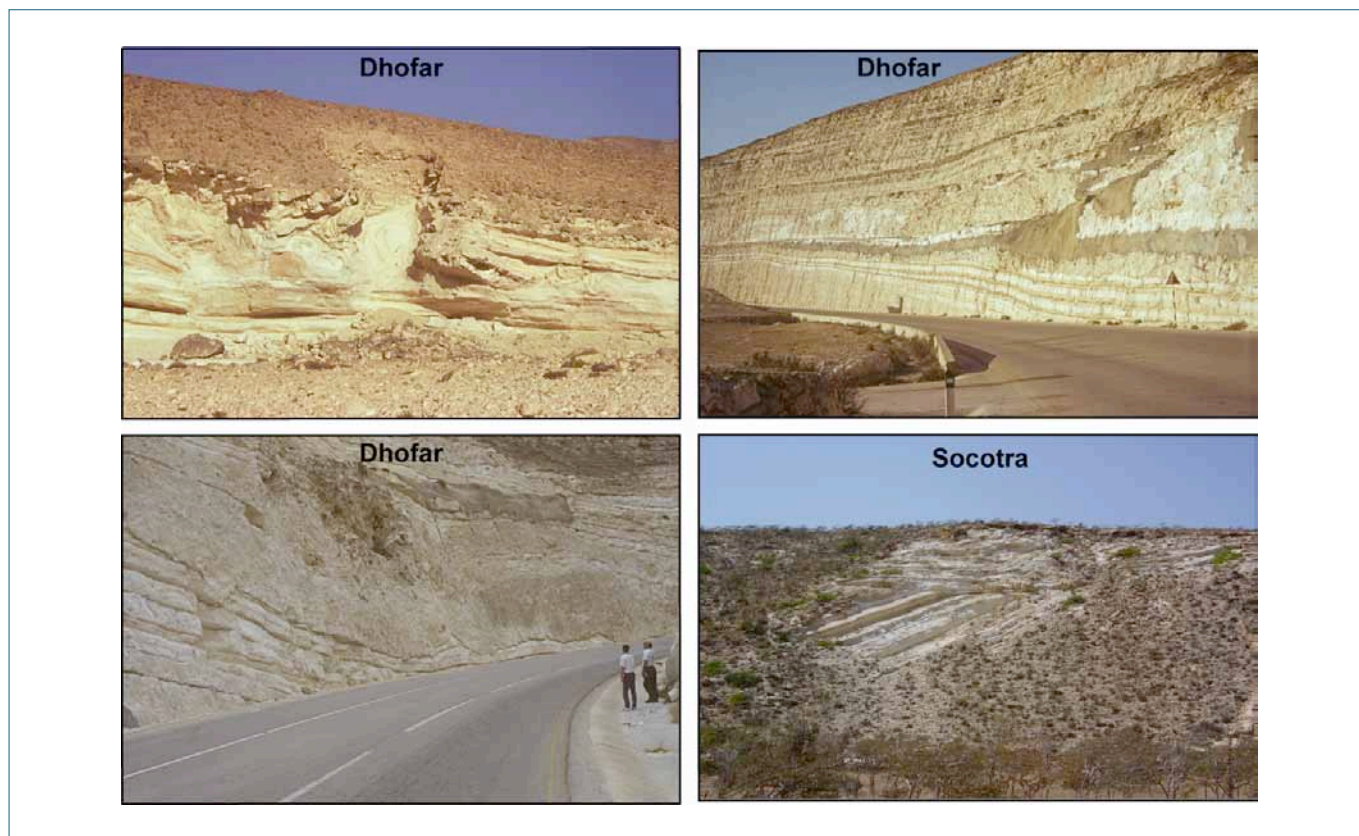


Figure 45. Instabilités sédimentaires dans les séries syn-rifts de Mughsayl au Dhofar (Oman, marge nord du golfe d'Aden) et du Groupe de Shihr à Socotra (marge sud).

revanche, l'initiation du rifting est moins bien caractérisée sédimentologiquement et elle est généralement rattachée au début de la subsidence qui succède à une phase d'émergence régionale à la fin de l'Eocène, daté stratigraphiquement de l'Oligocène (Platel and Roger, 1989; Bott et al., 1992; Hughes and Beydoun, 1992; Fantozzi, 1996; Watchorn et al., 1998). Cet âge est en accord avec les âges trace de fission qui datent le soulèvement des épaules de l'Oligocène supérieur (Menzies et al., 1997; Abbate et al., 2001; Gunnell et al., 2007). En l'absence de données suffisamment précises, l'initiation du rifting semble synchrone sur toute la longueur du golfe d'Aden.

Ainsi, du Crétacé supérieur (Campanien-Maestrichtien) à l'Oligocène, la plaque arabo-africaine est sous tension, vraisemblablement sous l'effet des forces de traction du panneau téthysien plongeant en

subduction. La mise en place à 30 Ma du point chaud Afar a réchauffé et affaibli la lithosphère continentale africaine et provoqué la localisation de l'extension dans les rifts de la Mer Rouge et du golfe d'Aden. L'émergence du point chaud apparaît donc comme le déclencheur de la séparation de la plaque arabe (Bott, 1982 ; Malkin et Shemenda, 1991 ; Zeyen et al., 1997 ; Courtillot et al., 1999 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Bellahsen et al., 2003).

3.3.2. Deux directions d'extension syn-rift N20°E et N150°E

À l'échelle du golfe d'Aden, le réseau de failles syn-rifts est constitué par des failles normales d'orientation N75°E à N120°E (Figure 46). À terre,

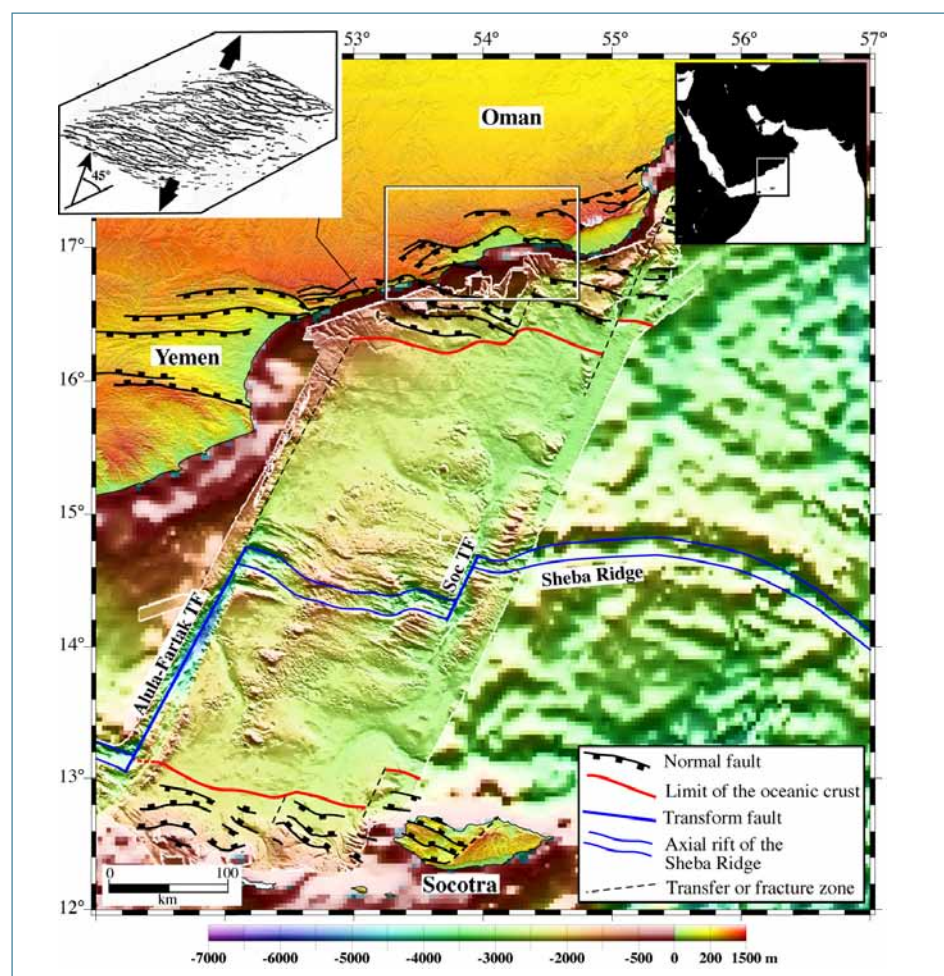


Figure 46. Principales structures des marges conjuguées dans la partie orientale du golfe d'Aden. Topographie SRTM à terre et bathymétrie multifaisceaux de la campagne Encens-Sheba (Leroy et al., 2004) superposée aux données mondiales en mer (Sandwell et Smith, 1997). TF, faille transformante. L'encart en haut à gauche montre la similarité entre le réseau de failles obtenu à partir d'expériences de rifting oblique (obliquité de 45°) dans des modèles en argile (Clifton et al., 2000) et le réseau de failles observé sur la marge nord.

les failles sont souvent sigmoïdes et formées de segments orientés N70°E-N80°E et N100°E-N120°E, comme au Dhofar (Oman ; Figure 47). En mer, les failles de la partie inférieure des marges sont plus systématiquement orientées N100°E-N120°E (d'Acremont et al., 2005). Il y a donc un partitionnement entre la partie supérieure des marges où les failles sont plutôt parallèles à la direction moyenne du golfe, et la partie inférieure où les failles sont plutôt perpendiculaires à la direction d'ouverture du golfe d'Aden.

Ce type de partitionnement entre les murs et la vallée du rift est caractéristique des rifts obliques. Il a été décrit au niveau des rifts axiaux des dorsales obliques de Reykjanes, Mohns et Sheba (McAllister et al., 1995; Dauteuil et Brun, 1996 ; Dauteuil et al., 2001) et dans les expériences en laboratoire de rifting oblique (encart Figure 46 ; Tron et Brun, 1991 ; Dauteuil et Brun, 1993 ; McClay et White, 1995 ; Bonini et al., 1997 ; Clifton et al., 2000). Il est

interprété comme le résultat d'une combinaison de failles généralement précoces formées au mur du rift parallèlement à sa direction, i.e., parallèlement à une zone de faiblesse crustale (héritage) ou lithosphérique (point chaud), et de failles plus tardives formées au cœur du rift perpendiculairement à la direction d'ouverture. Ce type de géométrie est aussi obtenu avec les expériences analogiques en appliquant deux phases d'extension successives, la première perpendiculaire au rift et la seconde oblique (Bonini et al., 1997). Cependant, il n'est pas nécessaire d'avoir deux phases d'extension distinctes pour obtenir un réseau de failles sigmoïdes. En ce qui concerne le golfe d'Aden, on peut supposer que les failles de la partie inférieure des marges se sont formées tardivement, quand la partie la plus résistante de la lithosphère (manteau supérieur) a été suffisamment amincie, et qu'ensuite les segments d'accrétion de la dorsale se sont mis en place avec la même orientation N100°E-N120°E, comme l'attestent les isochrones magnétiques. Il y aurait eu

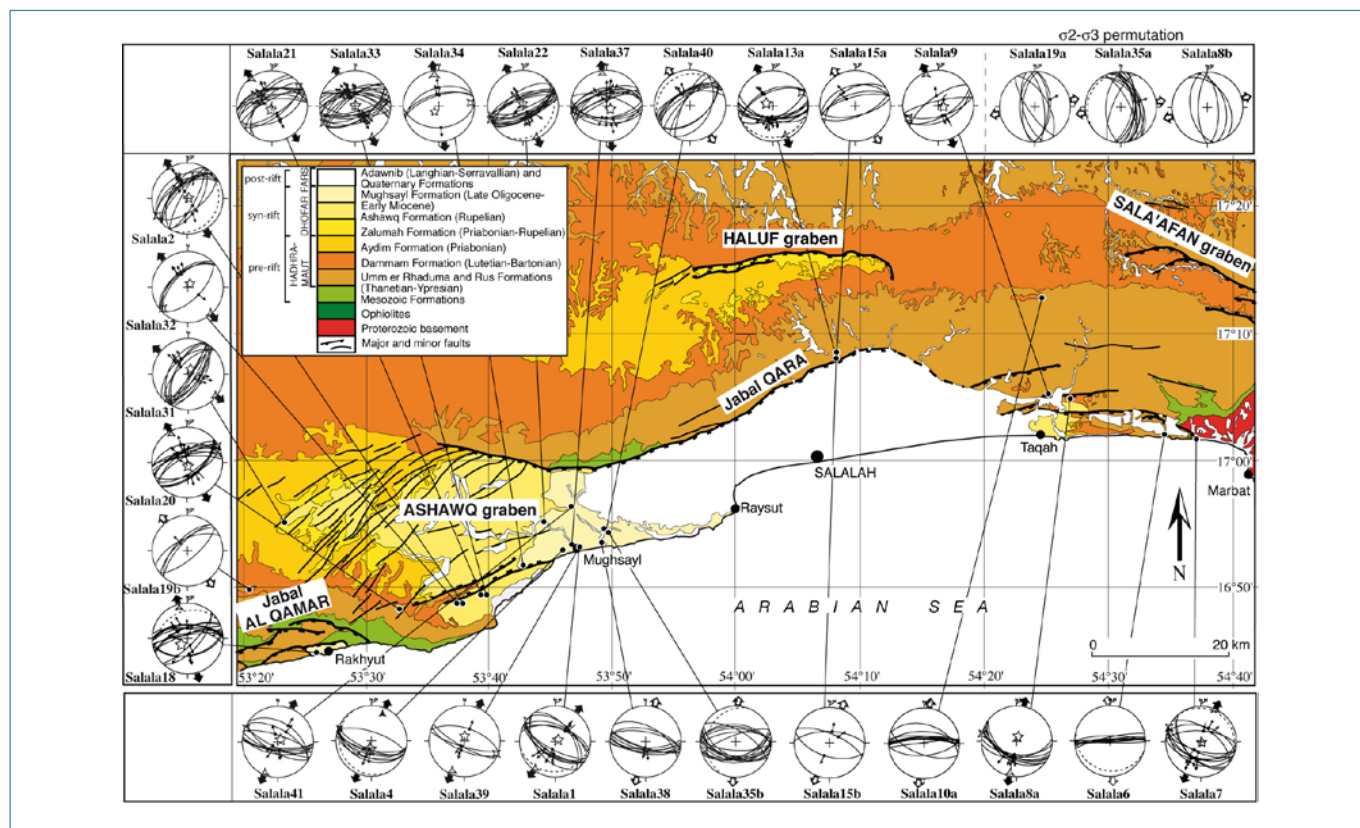


Figure 47. Champ de contrainte enregistré dans les formations d'âge Eocène à Miocène inférieur de la région de Salalah, Dhofar (Oman). Deux directions d'extension N20°E et N150°E sont déduites des données micro-tectoniques. Localisation sur la figure précédente.

ainsi au cours du rifting une migration de la déformation vers l'axe du rift, comme cela est observé par exemple en Mer du Nord (Cowie et al., 2005). Cette chronologie reste cependant à démontrer.

Pour caractériser l'évolution du champ de contraintes pendant le rifting, nous avons mené une étude structurale des séries cénozoïques des marges conjuguées du golfe d'Aden en Oman (Lepvrier et al., 2002 ; Fournier et al., 2004 ; Bellahsen et al., 2006) et à Socotra (Fournier et al., 2007). Deux directions d'extension principales ont été identifiées, l'une orientée N150°E-N160°E perpendiculaire au golfe d'Aden et l'autre orientée N20°E parallèle à sa direction d'ouverture (Figures 47 et 48). Deux autres directions d'extension perpendiculaires aux

premières ont été mesurées localement et interprétées comme des permutations des contraintes principales horizontales σ_2 et σ_3 . De plus, un événement décrochant tardif, correspondant à une compression NE-SO, a aussi été identifié.

Les deux directions d'extension principales sont enregistrées dans toute la pile Tertiaire depuis la formation éocène Umm Er Radhuma, formation emblématique du golfe d'Aden qui arme les sommets des épaulements de rift (i.e., l'Urgonien local), jusqu'à la formation syn-rift de Mughsayl, d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Les deux extensions sont donc contemporaines du rifting, même si on ne peut exclure qu'elles aient débuté avant.

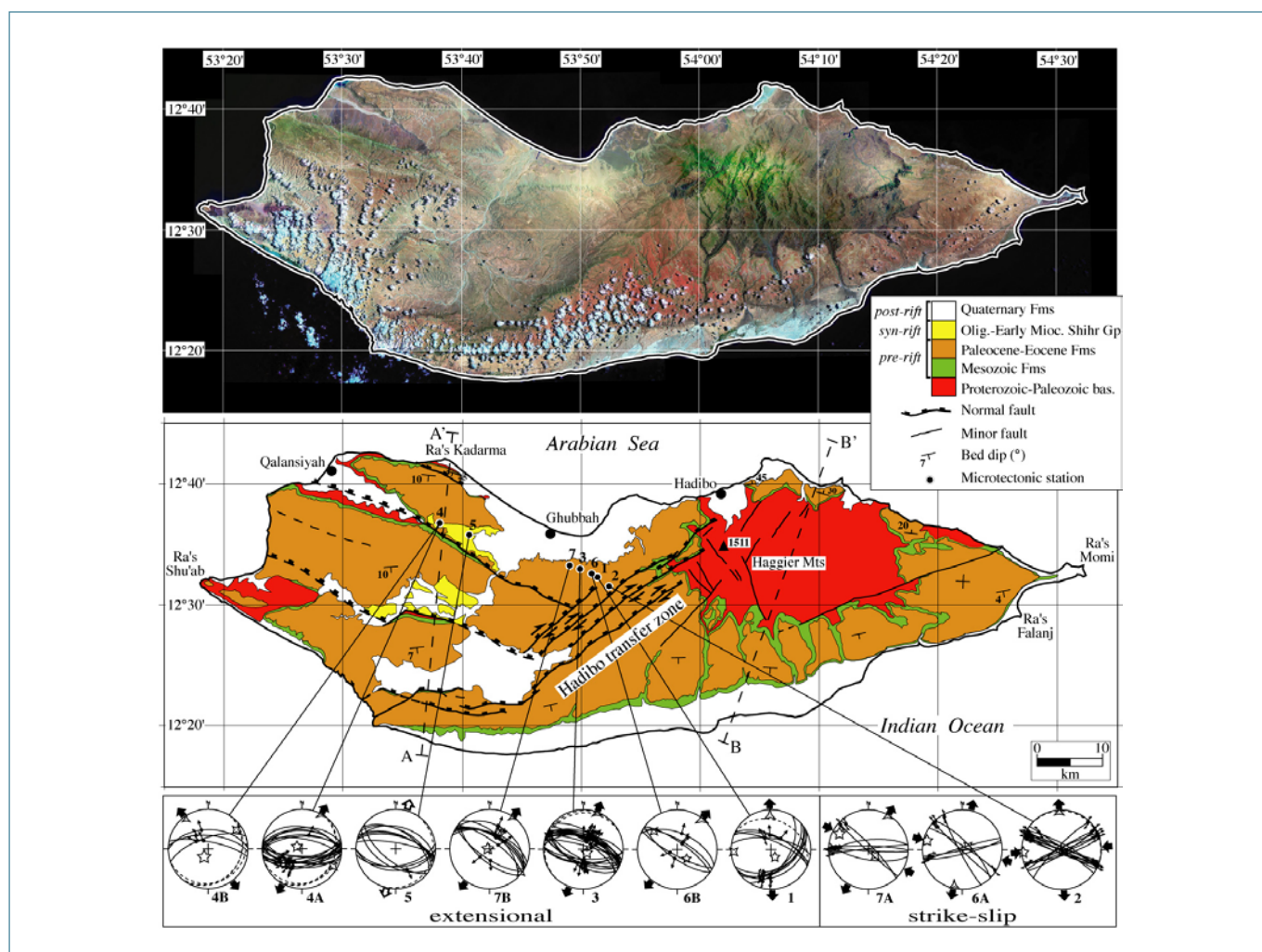


Figure 48. Image Landsat de Socotra (en haut) et carte géologique et structurale interprétée d'après l'image Landsat et la carte géologique au 1:500.000 (en bas, d'après Fournier et al., 2007). Les stations microtectoniques montrent les directions de champ de contrainte enregistré dans les formations tertiaires.

Aucun critère démontrant l'antériorité d'un système de faille sur l'autre n'a été systématiquement observé. Les deux systèmes coexistent dans certains sites, mais aucun recoupement n'a été mis en évidence. À de très rares occasions, des failles normales conjuguées, formées en régime extensif N150°E-N160°E, ont été réactivées en failles normales obliques en régime N20°E, suggérant que l'épisode extensif N150°E a précédé l'épisode N20°E (Fournier et al., 2004). Cependant, Huchon et Khanbari (2003), qui ont travaillé plus à l'ouest sur la marge yéménite et ont identifié les deux mêmes directions d'extension, ont conclu à une chronologie inverse sur la base de critères similaires (voir discussion dans Fournier et al., 2004). Au final, les chronologies observées s'apparentent plus à des allers-retours d'une direction d'extension à l'autre qu'à deux phases d'extension distinctes.

Devant l'impossibilité de définir une chronologie relative, il semble raisonnable de conclure que les

deux extensions ont coexisté pendant le rifting. Il faut souligner d'ailleurs que si les directions N150°E et N20°E prédominent, les directions intermédiaires entre N150°E et N20°E sont aussi mesurées, suggérant des réorientations de la direction d'extension compatibles avec la présence des failles sigmoïdes. La coexistence de deux champs de contraintes est parfois observée dans les mécanismes au foyer des séismes (Garcia et al., 2002 ; voir aussi le chapitre 3) et interprétée comme la superposition d'un champ de contrainte local à un champ de contraintes régional dominant ayant pour origine des forces en champ lointain (Zoback, 1992 ; Eyal, 1996). Le champ de second ordre correspond à une perturbation locale du champ dominant généralement provoquée par une hétérogénéité dans la lithosphère. Dans le cas du golfe d'Aden, le champ dominant correspond à l'extension N20°E qui prévaut dans la plate-forme arabe depuis le Crétacé terminal, et le champ local N150°E est associé à l'ouverture oblique.

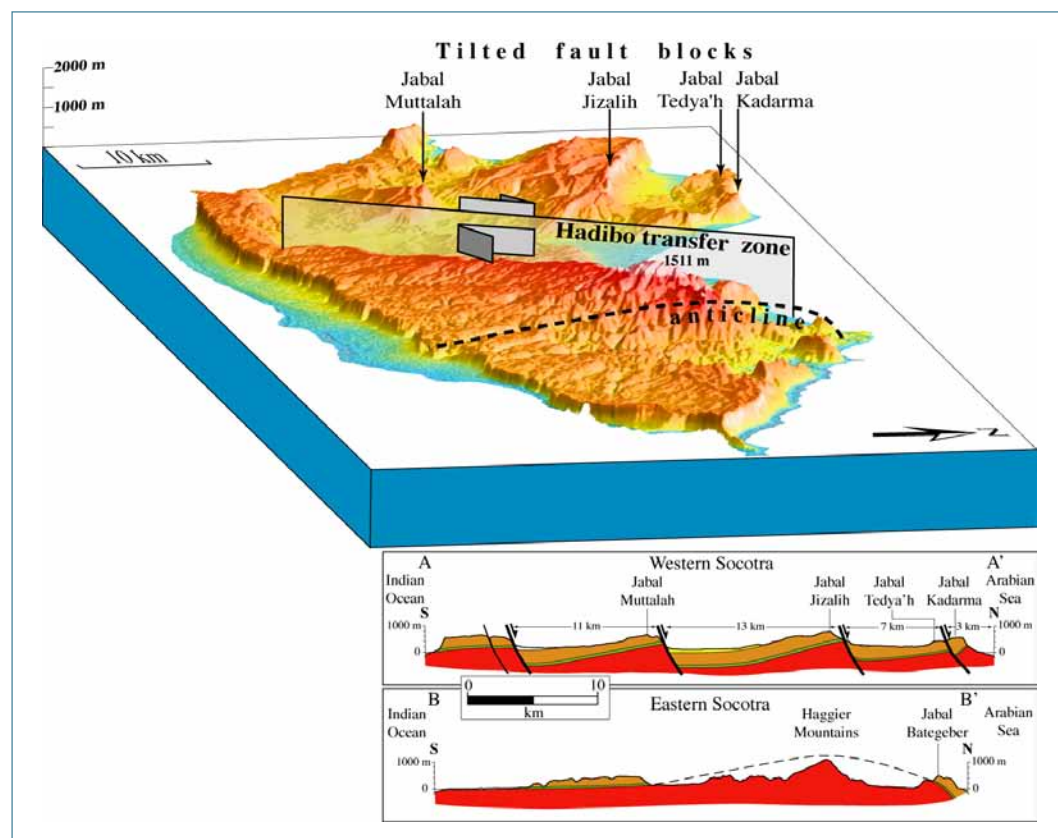


Figure 49. Vue 3D de Socotra (données SRTM), regard vers l'ouest, illustrant la segmentation de la marge sud du golfe d'Aden. Les blocs basculés de la partie ouest de Socotra au dernier plan (coupe du haut) sont séparés de l'anticlinal asymétrique de la partie est au premier plan (coupe du bas) par la faille de transfert dextre d'Hadibo. Les coupes A A' et B B' sont localisées sur la carte géologique, figure précédente.

3.3.3. Segmentation des marges et asymétrie du rifting

Les marges continentales du golfe d'Aden ont conservé une segmentation héritée du rifting. Cette segmentation s'exprime de manière spectaculaire sur l'île de Socotra (marge sud), divisée en deux parties par la zone de faille d'Hadibo, qui juxtapose deux segments aux structures très contrastées (Figure 49 ; Fournier et al., 2007).

La partie ouest de Socotra est formée par une série de blocs basculés (Figure 50) limités par des failles normales à pendage nord, i.e. vers le golfe d'Aden. La partie orientale consiste en un anticlinal d'axe ~E-O à grand rayon de courbure, avec un flanc sud long et un flanc nord court (Figure 49). La zone de faille décrochante dextre d'Hadibo joue le rôle de zone de transfert entre ces deux segments.

Les deux segments juxtaposés présentent une structure asymétrique qui évoque le modèle de formation des marges continentales avec failles de détachement de Lister et al. (1986 ; 1991). Constatant que les rifts continentaux sont généralement asymétriques (Baïkal, Corinthe, Suez, Rhin, rifts est-

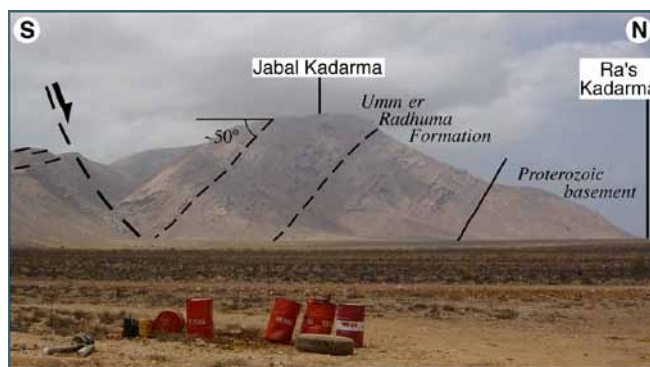


Figure 50. Le bloc basculé de Ra's Kadarma à la pointe NO de Socotra (localisation sur la carte géologique et la coupe A A') a subi un basculement de 50° autour d'un axe horizontal ~E-O.

africains), que cette asymétrie est liée à la présence d'une faille bordière majeure qui accommode une grande quantité d'extension, et que le sens d'asymétrie des rifts change « along-strike », Lister et al. (1986) ont poussé la logique jusqu'au bout et proposé un modèle qui prédit que la structure des marges passives doit aussi changer « along-strike » au passage de failles de transfert et que des segments de marge asymétriques doivent être juxtaposés (Figure 51). Dans ce modèle, les marges conjuguées sont soit au-dessus d'un détachement (marge supérieure) soit au-dessous (marge inférieure). La marge inférieure se caractérise par de nombreux blocs basculés au-dessus d'un détachement à pendage vers l'océan, tandis que la marge supérieure se caractérise par des failles conjuguées espacées et éventuellement un anticlinal marginal.

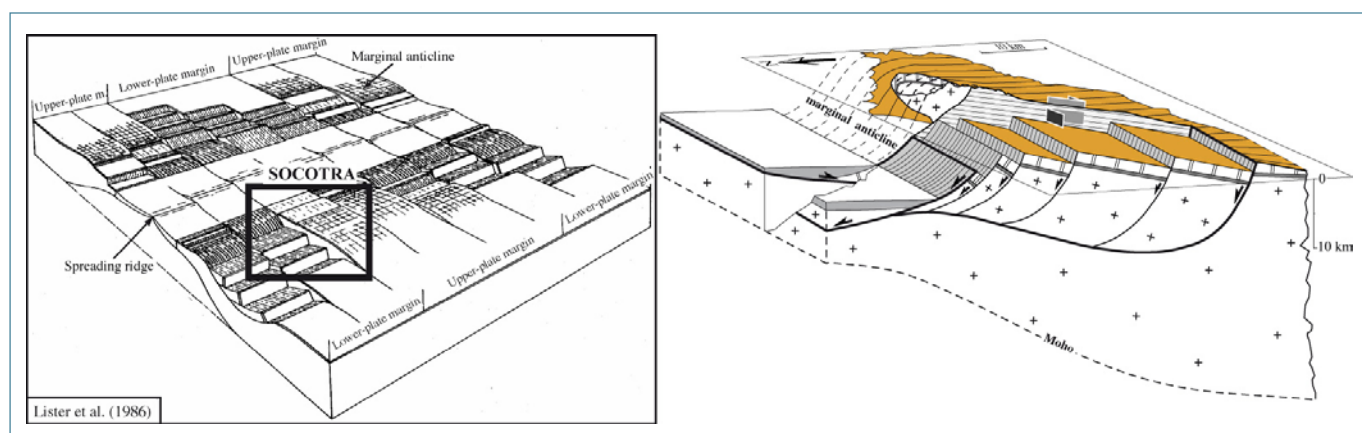


Figure 51. Par analogie avec le modèle de formation des marges passives accommodée par des détachements (à gauche ; Lister et al., 1986), une interprétation a été proposée pour Socotra où les structures de surface sont contrôlées par des détachements en profondeur. Deux segments asymétriques sont juxtaposés et le sens d'asymétrie s'inverse au passage de la zone de transfert d'Hadibo. L'extrapolation des structures superficielles à l'échelle crustale reste cependant à tester.

Ce modèle semble rendre compte des structures observées à Socotra dans l'hypothèse où la partie ouest de Socotra correspondrait à une marge inférieure et la partie est à une marge supérieure (Figure 51). En considérant que (1) les structures asymétriques sont indicatives d'un régime de déformation en cisaillement simple et que (2) les structures asymétriques dans la croûte supérieure cassante sont souvent associées en profondeur à des zones de cisaillement synthétiques, nous avons proposé que les structures observées en

surface à Socotra pouvaient être associées en profondeur à des détachements avec des pendages et des sens de cisaillement opposés. Les failles normales d'ouest Socotra s'enracineraient dans une zone de cisaillement ductile vers le nord, tandis que l'anticlinal marginal d'est Socotra serait souligné par un détachement à pendage sud (Figure 51).

L'asymétrie entre la marge ouest-Socotra et sa conjuguée omanaise est aussi frappante (Figure 52).

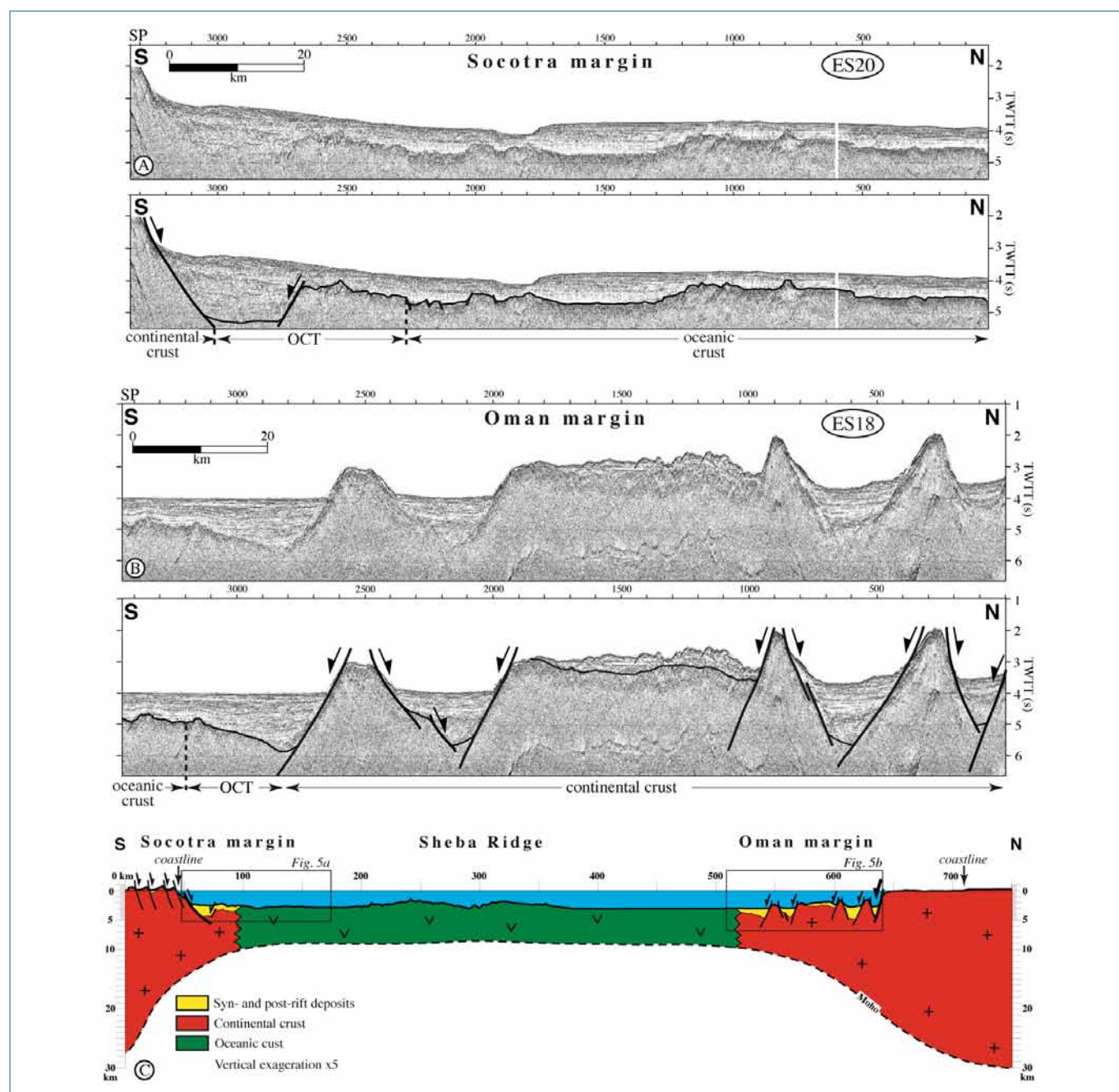


Figure 52. Profils sismiques à travers les marges continentales conjuguées de Socotra (partie ouest ; ES20) et d'Oman (ES18), campagne Encens-Sheba (d'Acremont, 2002). Les profils sont localisés immédiatement à l'est de la faille transformante de Socotra (d'après Fournier et al., 2007). Les deux marges opposées sont asymétriques.

Au large de Socotra, la marge est raide, étroite (30 km), et dominée par une faille normale majeure peu pentée vers le nord avec un déplacement minimum de 2 km (d'Acremont, 2002). La marge nord est beaucoup plus large (100 km) et présente des failles normales conjuguées qui délimitent des horsts et des grabens. Ces styles différents suggèrent un mécanisme de déformation différent d'une marge à l'autre.

Une coupe interprétative du golfe d'Aden à la fin du rifting, passant par la marge ouest-Socotra et sa conjuguée omanaise, montre que la marge sud est dominée par des blocs basculés au dessus d'un détachement à pendage vers le futur bassin océanique, tandis que la marge nord se caractérise par des failles conjuguées largement espacées (Figure 53). La déchirure de la lithosphère continentale, dont la position est déterminée par celle de la transition continent-océan sur les marges, a eu lieu dans la partie sud du rift à proximité de Socotra. La structure d'ensemble ressemble au modèle de détachement de Lister et al. (1986) où la marge omanaise représenterait la plaque supérieure (même si elle ne présente pas d'anticlinal marginal) et la marge ouest Socotra la plaque inférieure. Une asymétrie du même type, quoique moins prononcée, est observée au niveau du segment situé immédiatement à l'ouest de la faille transformante de Socotra dans le secteur Encens-Sheba (d'Acremont et al., 2005).

3.3.4. Initiation de l'accrétion: trois modes de nucléation de centres d'accrétion

Le rifting dans le golfe d'Aden a conduit à la déchirure de la lithosphère continentale et la mise en place progressive de la dorsale de Sheba d'est en ouest (voir partie 1). Les reconstructions des premiers stades de l'ouverture montrent que pour chaque portion de dorsale, le contexte de nucléation des centres d'accrétion a été différent.

La première portion de dorsale, la plus orientale, s'est nucléée dans l'ancienne lithosphère océanique comprise entre la bordure continentale de l'Afrique-Arabie et la zone de fracture d'Owen (Figure 54, stade An6). L'âge de cette lithosphère océanique est très mal contraint dans le bassin d'Owen et pourrait être Jurassique supérieur, comme le bassin nord Somalien (Bunce et al., 1967; Cochran, 1988), ou bien Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur (Mountain and Prell, 1990; Edwards et al., 2000). La limite ouest de cette portion de dorsale correspond approximativement à l'ancienne transition continent océan est-africaine, comme dans le modèle de Manighetti et al. (1997).

La seconde portion de dorsale (portion centrale) s'est mise en place jusqu'à la transformante d'Alula-Fartak (Figure 54, stade An5D). Dans ce secteur, comme l'ont noté McKenzie et al. (1970), Socotra ne se recolle pas contre l'Arabie quand le

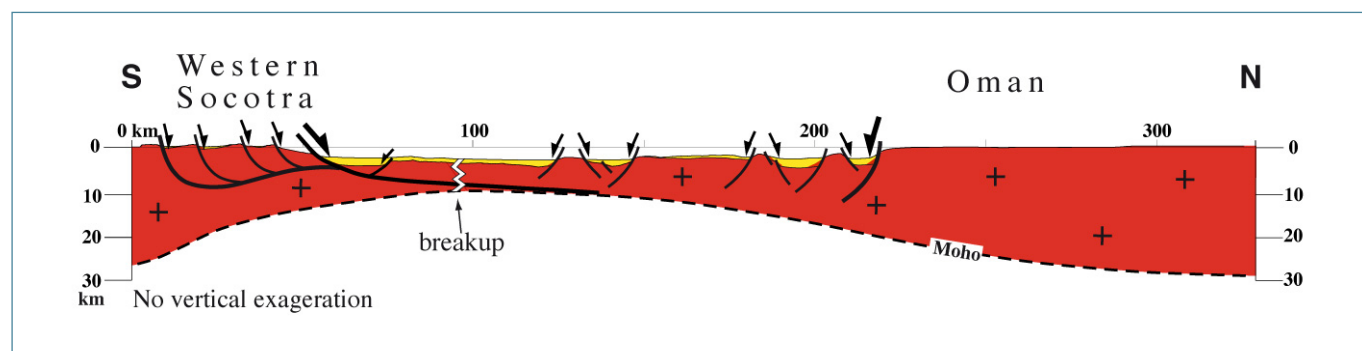


Figure 53. Reconstruction anté-déchirure du rift du golfe d'Aden oriental mettant en évidence l'asymétrie du rifting.

golfe est refermé. Plus généralement, on observe une quantité d'extension variable dans le golfe d'Aden quand il est refermé (c'est-à-dire à l'initiation de l'accrétion) : dans le golfe d'Aden oriental, il reste un espace important entre les isobathes -500 m de part et d'autre du golfe, alors qu'elles se recouvrent dans le golfe occidental (Figure 54, stades An6 et An5D). L'espace non refermé dans le golfe d'Aden

oriental correspond à de la croûte sans signal magnétique, identifiée comme de la croûte continentale étirée sur les profils sismiques (d'Acromont et al., 2005). Dans ce secteur, les segments de dorsale ont nucléé dans la croûte continentale étirée en suivant approximativement la direction des grabens syn-rifts (voir les reconstructions de détail pour le segment Encens-Sheba dans

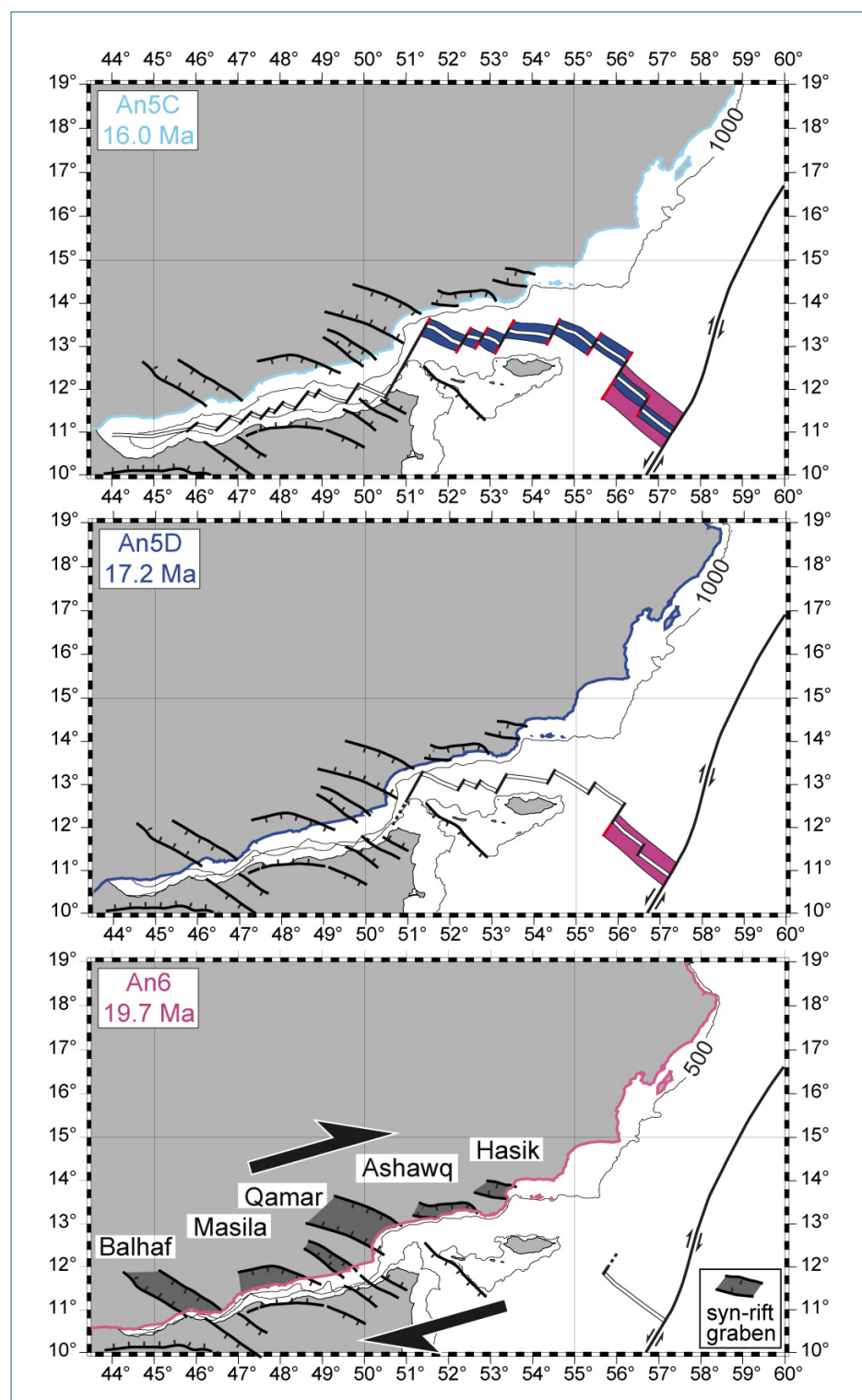


Figure 54. Trois stades de mise en place de la dorsale de Sheba dans le golfe d'Aden correspondant à 3 contextes différents de nucléation de centre d'accrétion : (a) dans une ancienne lithosphère océanique (An6), (b) selon l'axe de grabens syn-rifts (An5D), et (c) recoupant les grabens préexistants (An5C). La largeur totale de la zone riftée englobant les grabens est d'environ 200 km.

d'Acremont et al, 2006). A l'est de la faille transformante de Socotra, la nucléation s'est produite du côté sud du golfe, à proximité de Socotra, séparant deux marges continentales conjuguées asymétriques en carte, l'une de 100 km au nord et l'autre de 30 km au sud (Figure 54, stades An5D). Comme on l'a vu précédemment, les profils sismiques à travers ces marges montrent qu'elles sont aussi asymétriques en coupe (Figure).

Le mode de mise en place de la troisième portion (portion occidentale) de dorsale est encore différent. Au lieu de poursuivre vers l'ouest selon l'axe du graben de Qamar (Figure 54), la dorsale s'est propagée très rapidement ($> 50 \text{ cm an}^{-1}$) en direction du point chaud Afar en recoupant à l'emporte-pièce les horsts et les grabens préexistants orientés ONO-ESE (Figure 54, stade An5C). Les marges continentales dans cette partie du golfe sont extrêmement étroites et attestent d'une très faible quantité extension.

3.3.5. Évolution des escarpements de marge contrôlée par érosion et rebond flexural

Nous avons constaté que la marge passive du Dhofar (Oman) présentait deux escarpements de faille normale adjacents de morphologie très différente (Figure 55) et nous nous sommes intéressés à l'évolution de ces escarpements de rift sous contrôle tectonique et climatique en étudiant la réponse flexurale des marges à l'érosion (Petit et al., 2007). L'escarpement situé le plus à l'est (Jabal Samhan) montre une topographie très élevée et aiguë, et semble de nature purement érosive car il se situe $\sim 25 \text{ km}$ en retrait par rapport à la faille normale qui l'a engendré qui se trouve en mer (escarpement de type 1 ; Figure 56).

Une vue de détail du sommet de l'escarpement montre de nombreux chenaux décapités sur la pente interne de l'escarpement, indiquant que la ligne de partage des eaux est confondue avec le sommet de l'escarpement et recule avec lui (Figures 56, 57).

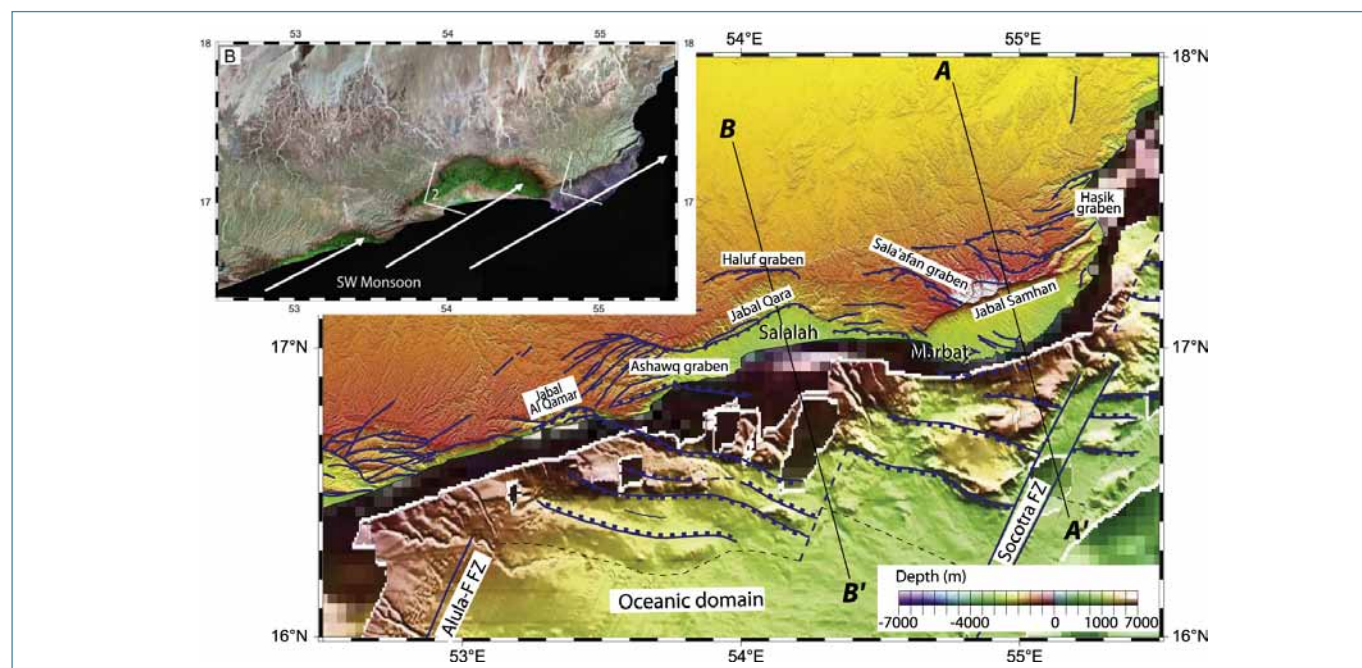


Figure 55. Localisation des profils de Jabal Samhan A-A' (type 1) et de Jabal Qara B-B' (type 2) modélisés dans l'étude. En insert, image Landat du Dhofar avec le secteur du Jabal Qara arrosé par la mousson d'été (en vert), où pousse une végétation naturelle. Le secteur violet au NE correspond au socle protérozoïque de Marbat. Les lignes 1 et 2 indiquent la position des panoramas Google Earth présentés sur la figure suivante.

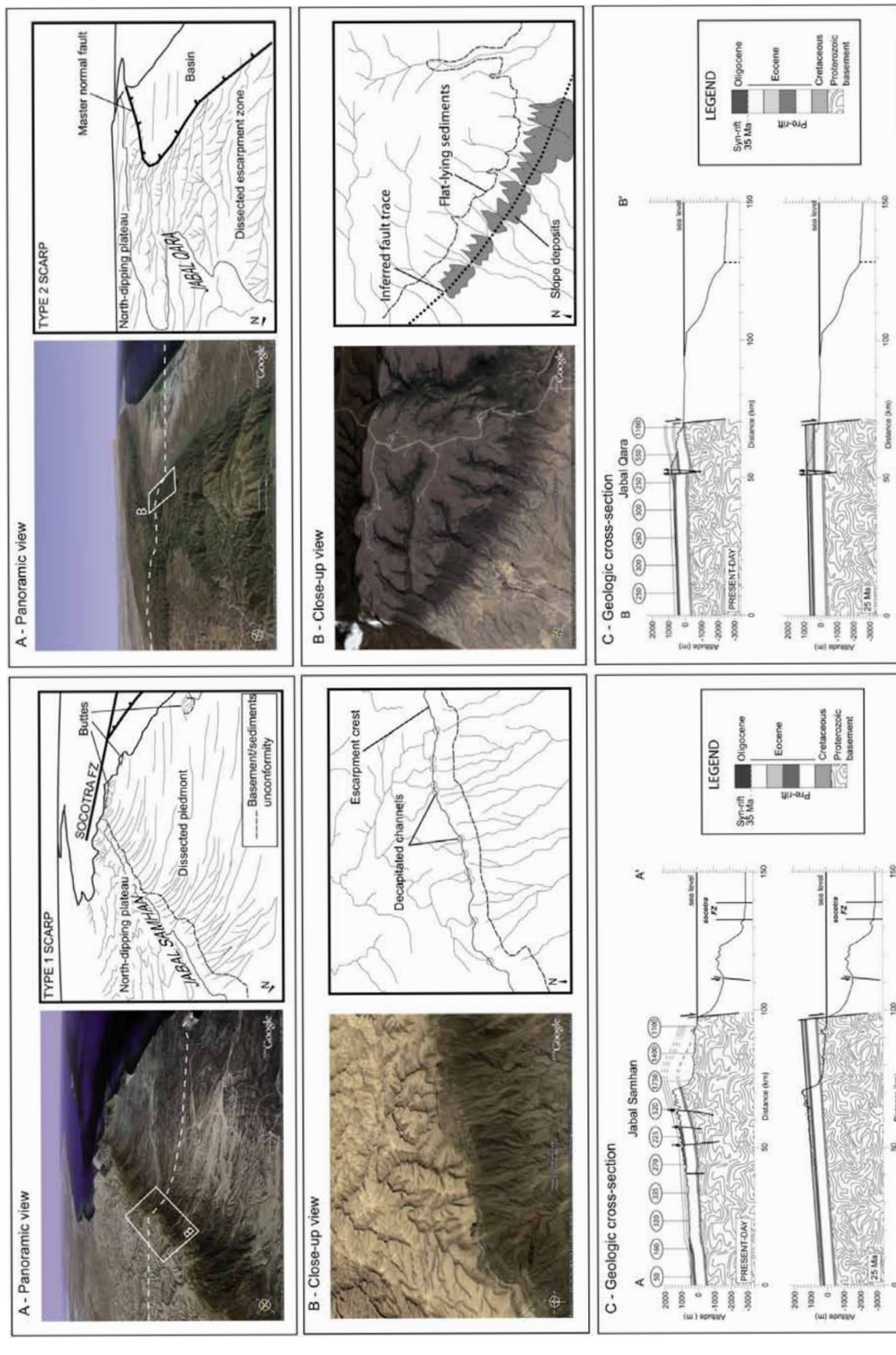


Figure 56. Escarpements de type 1 (Jabal Samhan à gauche) et de type 2 (Jabal Qara à droite) sur la marge est omanaise. En bas, coupes géologiques avec une estimation de la dénudation et une reconstruction de la géométrie des dépôts pré-rift (Petit et al., 2007).

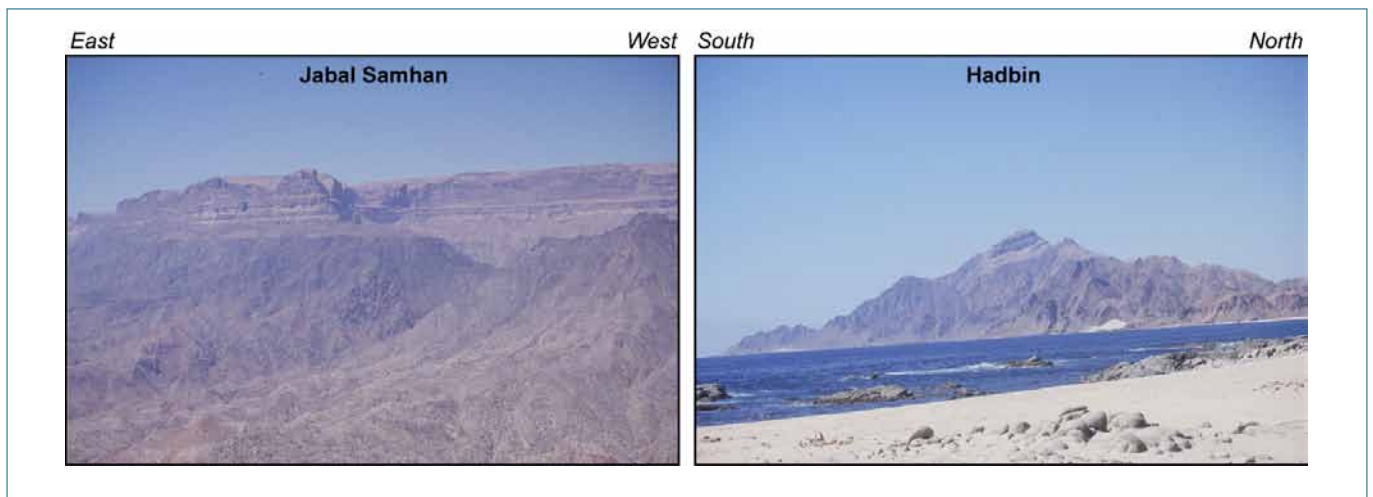


Figure 57. L'escarpement du Jabal Samhan (type 1). A gauche, vue de face de l'escarpement : le socle Protérozoïque au premier plan est surmonté en discordance par la série sédimentaire Crétacé supérieur à Eocène. La formation éocène Umm Er Radhuma arme le sommet de l'escarpement. A droite, butte-témoin de la série tertiaire reposant sur le socle près de la côte, dans le secteur d'Hadbin.

À l'inverse, son voisin (Jabal Qara) montre une topographie plus émoussée et se localise exactement contre sa faille normale bordière (escarpement de type 2 ; Figure 56 et 58). La ligne de partage des eaux est située en arrière de l'escarpement et ne semble pas avoir migré. De plus, la trace de la faille en surface est recouverte par de nombreux dépôts de pente qui témoignent d'une diffusion importante.

Une modélisation 1D de l'incision et de la diffusion de ces escarpements et du rebond flexural associé a permis de montrer que, outre des conditions climatiques légèrement différentes (le Jabal Qara est

soumis à la mousson d'été, donc globalement plus humide et plus soumis à la diffusion in situ que le Jabal Samhan), ces deux escarpements étaient caractérisés par des variations d'épaisseur élastique équivalente (EET) allant de 7 km (pour le type 1) à 14 km (pour le type 2). Ces variations d'EET conditionnent la réponse de la topographie à l'érosion : le soulèvement et le recul rapide de l'escarpement de Jabal Samhan sont favorisés par une faible épaisseur élastique équivalente (7 km) alors que l'EET plus forte de l'escarpement de Jabal Qara (14 km) le maintient «sur place». Dans les deux cas cependant, les valeurs d'EET sont très faibles et bien inférieures à l'épaisseur crustale.

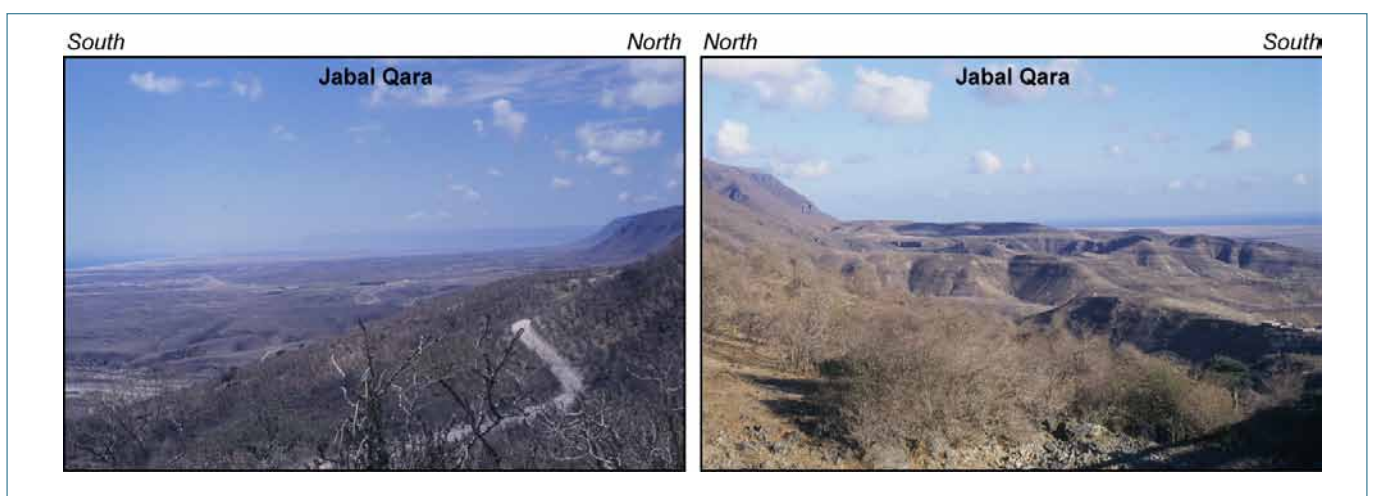


Figure 58. Deux vues en coupe de l'escarpement du Jabal Qara (type 2) arrosé par la mousson d'été, ce qui explique l'abondante végétation, sèche en hiver. La ligne de partage des eaux est situées 10 à 20 km en arrière de l'escarpement.

3.3.6. Conclusion

Les principaux résultats concernant la déformation associée au rifting du golfe d'Aden sont les suivants :

- Pendant la période qui a précédé le rifting du golfe d'Aden et de la Mer Rouge (depuis le Crétacé terminal), la lithosphère arabo-africaine était sous tension. Cette tension s'exprime sous forme de rifts et bassins dispersés sur la plateforme arabe. L'extension NE-SO parallèle à la direction de subduction de la Neo-Tethys sous l'Eurasie avait vraisemblablement pour origine les forces de traction du panneau plongeant (slab-pull). A l'Oligocène, l'extension se localise dans le système de rifts Mer Rouge-golfe d'Aden quand le point chaud Afar se met en place (30 Ma).

- Le rifting oblique dans le golfe d'Aden est accommodé par le développement de grabens en échelon dextre. Il s'exprime à terre et en mer par un réseau de failles sigmoïdes avec une direction dominante N70°E N80°E en haut des marges et une direction N100°E N120°E en bas des marges.

- La reconstruction du champ de contraintes montrent que deux extensions N150°E et N20°E ont coexisté pendant le rifting. Elles sont interprétées comme la superposition d'un champ régional N20°E ayant pour origine les forces en champ lointain (forces de slab-pull du système de subduction-collision Makran-Zagros) et d'un champ de contraintes local N150°E perpendiculaire au golfe d'Aden.

- Les marges continentales du golfe d'Aden sont segmentées. Les segments présentent des caractéristiques morphologiques, sédimentologiques et tectoniques distinctes, bien qu'ayant évolué dans des conditions de contraintes identiques. La segmentation s'exprime de manière spectaculaire à Socotra où deux segments de structures très contrastées sont juxtaposés de part et d'autre de la faille de transfert d'Hadibo.

- Les marges conjuguées sont asymétriques. En extrapolant en profondeur les structures de surface et en faisant l'hypothèse qu'elles s'enracinent sur des failles de détachement à faible pendage, on peut proposer un modèle de rifting avec détachement rendant compte de l'asymétrie des marges. Socotra fournit un exemple original de juxtaposition de segments asymétriques dont le sens d'asymétrie s'inverse au passage de la zone de transfert d'Hadibo. L'asymétrie apparaît comme une caractéristique majeure du développement des marges continentales du golfe d'Aden oriental.

- À la fin du rifting, la mise en place progressive de la dorsale de Sheba dans le golfe d'Aden correspond à trois types de nucléation de centres d'accrétion (a) dans l'ancienne lithosphère océanique entre l'Afrique-Arabie et la zone de fracture d'Owen, (b) suivant l'axe des grabens là où la lithosphère continentale la plus étirée et fragilisée, et (c) recoupant les horsts et grabens préexistants.

- La modélisation de l'évolution post-rift des escarpements de marge contrôlée par l'érosion et le rebond flexural implique une épaisseur élastique équivalente de la lithosphère très faible au niveau des marges.

3.4. EXTENSION ET RIFTING OBLIQUE DANS D'AUTRES CONTEXTES GÉODYNAMIQUES

3.4.1. Rifting à l'axe des dorsales à accréation oblique

Dans les deux chapitres précédents, nous avons présenté indépendamment la cinématique et la déformation associées à l'ouverture du golfe d'Aden et correspondant à deux processus géodynamique distincts : l'accréation océanique et le rifting continental. Cependant, lorsqu'on s'intéresse la déformation des marges continentales, la tentation est grande de tirer des conclusions cinématiques à partir des directions de contraintes ou de déformation mesurées sur le terrain. Peut-on conclure, quand on observe une direction d'extension N20°E, que la cinématique d'ouverture pendant le rifting était orientée N20°E ? Peut-on conclure, quand on observe deux directions d'extension N20°E et N150°E, que deux phases cinématiques distinctes se sont déroulées pendant le rifting ?

Le passage de la déformation à la cinématique n'est pas trivial puisqu'en général la direction de mouvement relatif entre deux plaques rigides de part et d'autre d'une zone qui se déforme n'est pas parallèle aux directions principales de la déformation dans la zone déformée. C'est le cas en contexte de déformation oblique (e.g., Sanderson et Marchini, 1984; Tikoff and Teyssier, 1994; Dewey et al., 1998; Fossen et Tikoff, 1998), et notamment de rifting oblique (Figure 59) qui produit typiquement un réseau de failles en échelon qui ne sont pas perpendiculaires à la direction de mouvement relatif mais forment un

angle avec l'axe du rift approximativement égal à la moitié de l'obliquité. On l'observe au niveau des rifts océaniques et continentaux (Dauteuil et Brun, 1993, 1996 ; Murton et Parson, 1993 ; Shaw et Lin, 1993 ; Taylor et al., 1994 ; Applegate et Shor, 1994 ; Carbotte et Mac Donald, 1994 ; McAllister et al., 1995 ; Tuckwell et al., 1996 ; Dauteuil et al., 2001 ; Acocella et Korme, 200 ; Clifton et Schlische, 2003) et dans les modèles

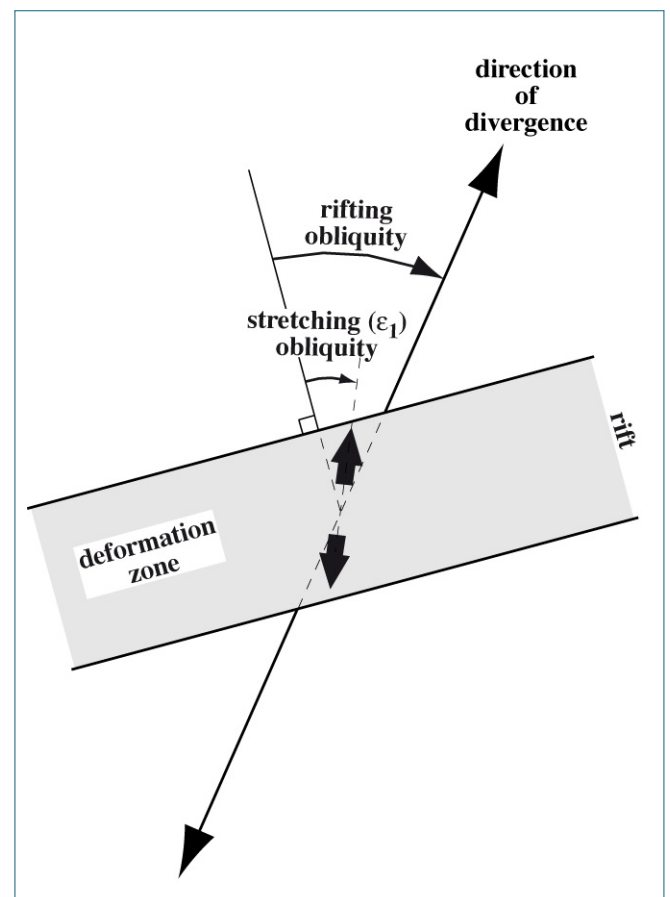


Figure 59. Relations géométriques entre la direction de divergence (déplacement aux limites) et la direction d'extension (ou d'étirement) correspondant au grand axe de l'ellipsoïde de déformation ϵ_1 au niveau des rifts obliques. Dans les modèles analogiques de rifting oblique, la direction de divergence est souvent appelée direction d'extension.

analogiques (Withjack et Jamison, 1986 ; Tron et Brun, 1991 ; Dauteuil et Brun, 1993 ; McClay et White, 1995 ; Bonini et al., 1997 ; Clifton et al., 2000 ; Mart et Dauteuil, 2000 ; Clifton et Schlische, 2001 ; Venkat-Ramani et Tikoff, 2002). Nous avons entrepris d'étudier cette question à l'axe des dorsales obliques car c'est un contexte où les directions de déformation et d'accrétion sont bien connues grâce mécanismes au foyer des séismes. La direction d'extension (ou d'étirement) correspond à la direction du grand axe de l'ellipsoïde de déformation ϵ_1 , prise comme la direction moyenne des axes T des mécanismes au foyer extensifs. Comme la déformation est homogène

au niveau des segments d'accrétion, la direction d'étirement obtenue est cohérente. Elle est comparée à la direction d'accrétion fournie par les vecteurs glissements des mécanismes décrochants et les modèles cinématiques globaux (NUVEL-1A ; Fournier et Petit, 2007).

Nous avons passé en revue les principales dorsales obliques : la dorsale sud-ouest indienne (SWIR ; Figure 60 ; Ewing et Heezen, 1960 ; Fisher et Sclater, 1983), la dorsale de Sheba (Figure 61 ; Matthews et al., 1967), et les dorsales de Reykjanes (Vine, 1966) , Mohs (Talwani et Eldholm, 1977) et

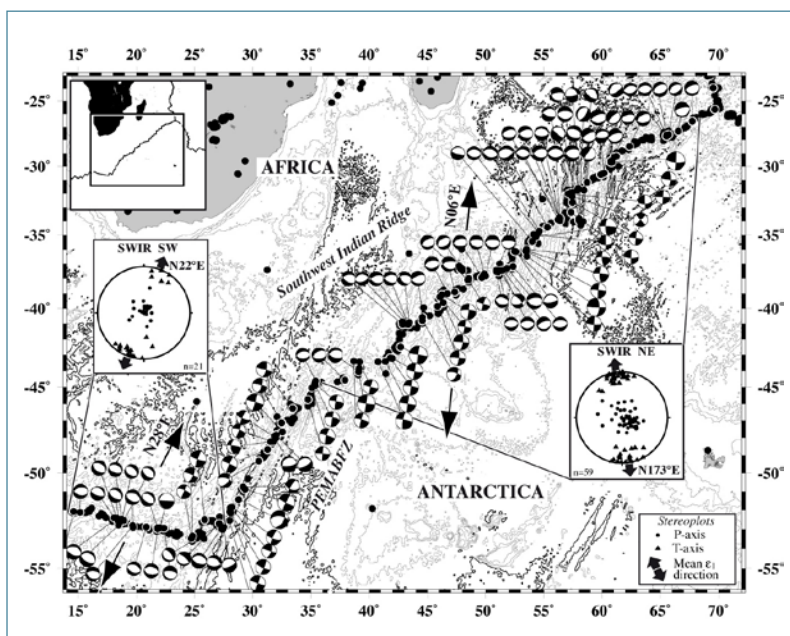


Figure 60. Carte bathymétrique (Sandwell et Smith, 1997), sismicité superficielle (< 50 km) entre 1964 et 1995 (Engdahl et al., 1998), et mécanismes au foyer (Harvard CMT Catalogue) pour la période 1976-2000 sur la SWIR. Les diagrammes montrent les axes P et T des séismes extensifs fournissant la direction moyenne d'extension 1. La SWIR a été divisée en deux : la partie NE entre le point triple de Rodrigues et la zone de fracture Prince Edward-Marion-Andrew Bain fracture zone (PEMABFZ) est orientée N054°E ±2°, et la partie SO entre PEMABFZ et 53°S, 14°E est orientée N105°E ±2°. L'équidistance des contours bathymétriques est de 1000 m. Les mécanismes décrochants le long des transformantes sont cohérents avec les directions d'accrétion (flèches noires) fournies par les modèles globaux. Notons que les mécanismes extensifs ne sont jamais pris en compte dans les modèles cinématiques.

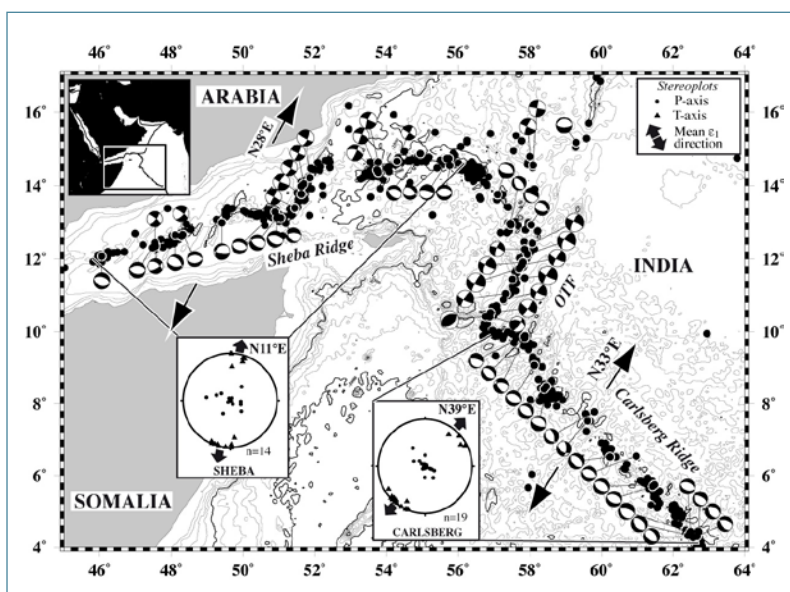


Figure 61. Même légende que la Figure 60 pour les dorsales de Carlsberg et de Sheba. OTF, faille transformante d'Owen. L'équidistance des contours est de 500m.

Knipovitch (Vogt et al., 1979) dans l'Atlantique nord. Pour comparaison, nous avons étudié aussi la dorsale de Carlsberg (Figure 61; Schmidt, 1932) considérée comme une dorsale à accrétion orthogonale typique.

Les résultats montrent que la direction d'extension est orientée à mi-chemin entre la perpendiculaire au rift et la direction d'accrétion (Figure 62), ce qui est en accord avec les expériences de modélisation analogique de rifting oblique. On rend compte de manière satisfaisante de ce résultat avec un modèle analytique de rifting oblique dans lequel la direction d'extension ϵ_1 est calculée en fonction de l'obliquité du rifting pour différentes quantités d'étirement, en utilisant la mécanique des milieux continus (Figure 63). Pour des taux d'étirement faibles, typiques des déformations sismiques incrémentales, l'obliquité de l'extension ϵ_1 est deux fois plus faible que l'obliquité du rifting. Pour des taux d'étirement plus importants, la direction d'extension tend à se paralléliser à la direction d'accrétion (Figure 63c).

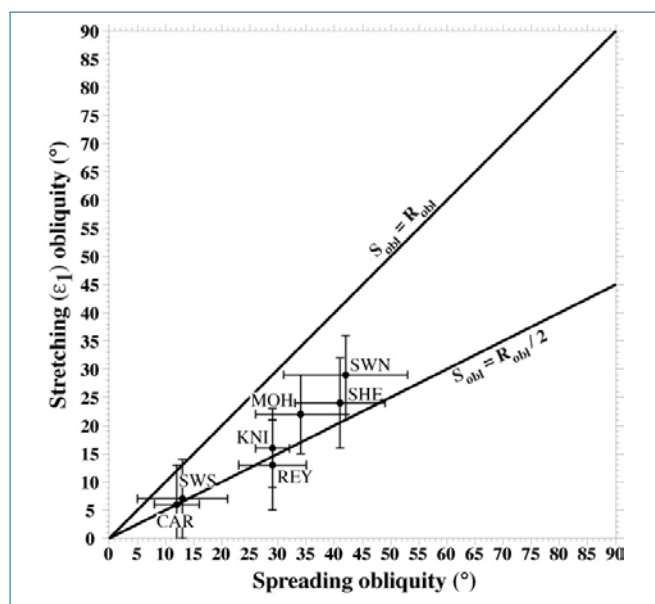


Figure 62. Obliquité de l'extension S_{obl} (grand axe de l'ellipsoïde de déformation ϵ_1) en fonction de l'obliquité de l'accrétion R_{obl} (en degrés) pour sept dorsales obliques. CAR, Carlsberg ; KNI, Knipovitch ; MOH, Mohns ; REY, Reykjanes ; SHE, Sheba ; SWN, SWIR nord ; SWS, SWIR sud.

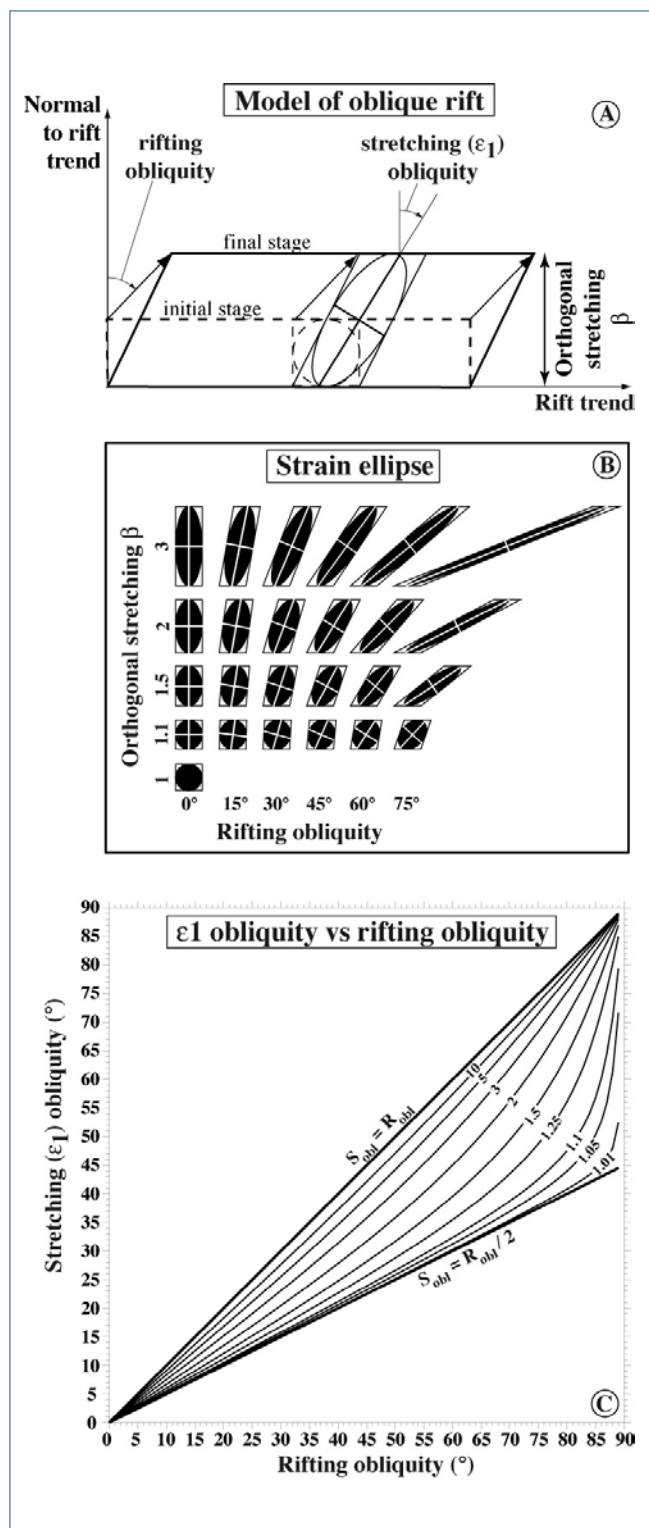


Figure 63. a. Modèle analytique en déformation plane de rift oblique. Une longueur unité de lithosphère (stade initial) est étirée obliquement jusqu'à une longueur mesurée perpendiculairement au rift (stade final). L'obliquité du rifting est l'angle entre la perpendiculaire au rift et la direction de déplacement relatif entre les deux bords du rift. Le grand axe de l'ellipse de déformation indique la direction d'étirement. b. Ellipse de déformation pour différents facteurs d'étirement et obliquités de rifting. c. Obliquité de l'extension S_{obl} en fonction de l'obliquité de l'accrétion R_{obl} . Les courbes sont calculées à partir du modèle analytique et les droites représentent $S_{obl} = R_{obl}$ et $S_{obl} = R_{obl} / 2$.

Si l'on applique ce résultat aux marges du golfe d'Aden, où l'on observe une extension N20°E dans un rift orienté N75°E, soit une obliquité de l'extension de 35°, on trouve une direction de divergence comprise entre N20°E et N55°E en fonction de la quantité d'étirement. Ce résultat est compatible avec la cinématique des premiers stades de l'accrétion océanique (chons 6 et 5D ; Figure 54) et suggère qu'il n'y a pas eu de changement cinématique notable entre le rifting continental et l'accrétion océanique. Quant à la question de savoir s'il faut invoquer deux phases cinématiques distinctes pour rendre compte des deux directions extensions N20°E et N150°E, on a vu qu'il était plus raisonnable de conclure à la coexistence de deux extensions pendant le rifting.

3.4.2. Rifting arrière-arc en contexte de subduction

À la suite de ma thèse portant sur l'ouverture de la Mer du Japon (Fournier, 1994), un bassin arrière-arc actuellement en phase de fermeture, je me suis intéressé au fossé d'Okinawa qui est en phase d'ouverture active (Fabbri et Fournier, 1999 ; Fournier et al., 2001). Le fossé d'Okinawa présente le même paradoxe que la Mer du Japon : son ouverture est dominée par des mouvements N-S mais les données paléomagnétiques semblent indiquer une ouverture en porte à double battant (Jolivet et al., 1994 ; Otofujii et al., 1994). Le fossé

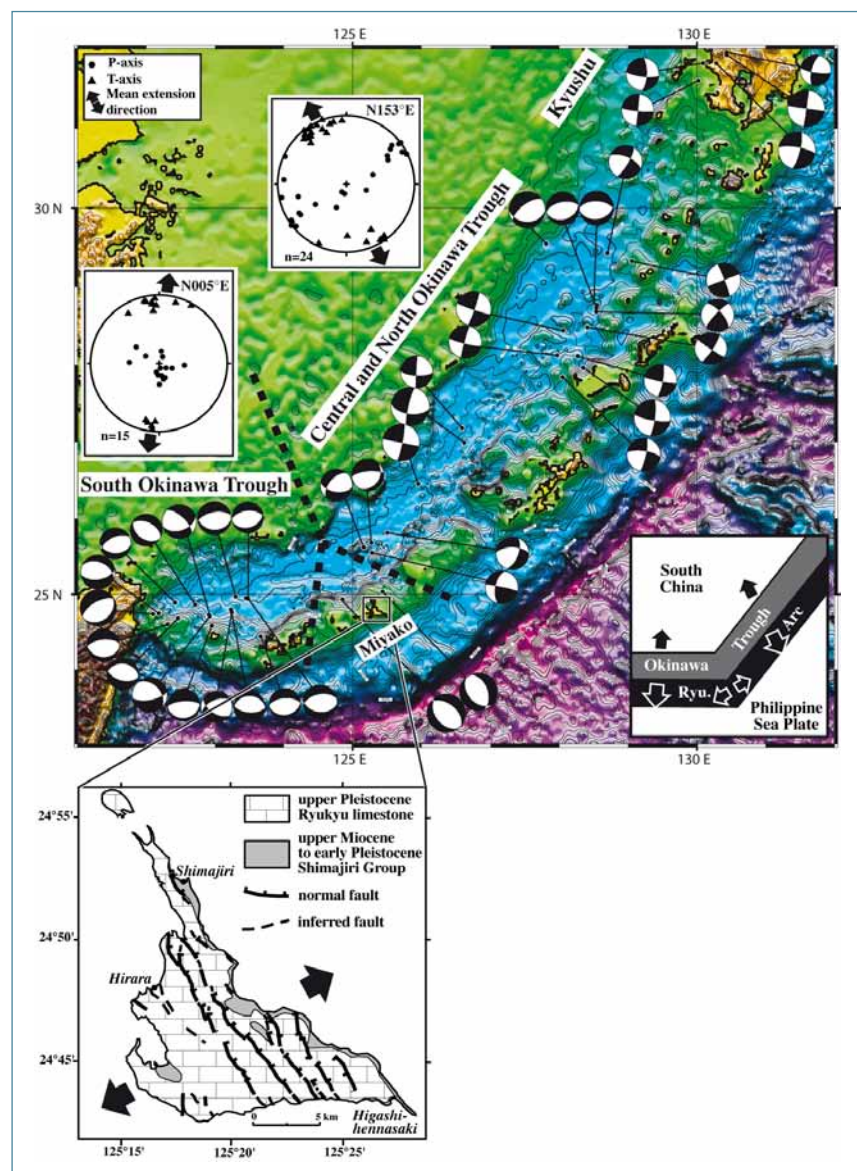


Figure 64. Mécanismes au foyer des séismes dans le fossé d'Okinawa (Harvard CMT ; Kao et Chen, 1991). Les inserts du haut montrent les axes P et T des séismes. L'insert en bas à gauche illustre l'extension parallèle à l'arc à Miyako avec des failles normales holocènes (Research Group for Active Faults in Japan, 1991). L'insert en bas à droite schématise la déformation dans l'arc et le fossé.

d'Okinawa n'est cependant pas connecté au système de décrochements trans-asiatiques, à la différence de la Mer du Japon via la faille de Sakhaline (Jolivet et al., 1992 ; Fournier et al., 1994), et il apparaît plutôt influencé localement par la collision à Taiwan (Letouzey and Kimura, 1985; Nakamura, 2004). Au même titre que le bassin des Mariannes (Martinez et al., 1995) ou celui de Lau (Parson et Wright, 1996), qui représentent différents stades d'ouverture d'un bassin arrière-arc simple au-dessus d'une zone de subduction qui recule, le fossé d'Okinawa (Sibuet et al., 1987, 1998) et l'arc des Ryukyus permettent d'étudier la cinématique et la déformation liées au processus de rifting arrière-arc. Nous avons abordé ce problème à partir des mécanismes au foyer de séismes et de données structurales acquises dans les séries néogènes et

quaternaires de l'arc des Ryukyus, dont le dépôt est synchrone de l'ouverture du fossé.

Les mécanismes au foyer mettent en évidence deux directions d'extensions orthogonales : une extension régionale perpendiculaire à l'arc et une extension locale parallèle à l'arc dans sa zone de courbure maximale (Figure 64). Cette dernière résulte de l'étirement de l'arc des Ryukyus au fur et à mesure que s'ouvre le fossé d'Okinawa. Les deux extensions sont concomitantes et apparaissent liées au même champ de contraintes régional dont les axes horizontaux σ_2 et σ_3 permutent. L'extension régionale n'est cependant pas parfaitement radiale : si dans la partie sud l'extension N-S est bien perpendiculaire à l'orientation E-W du fossé, dans les parties centrale et nord l'extension N150°E est

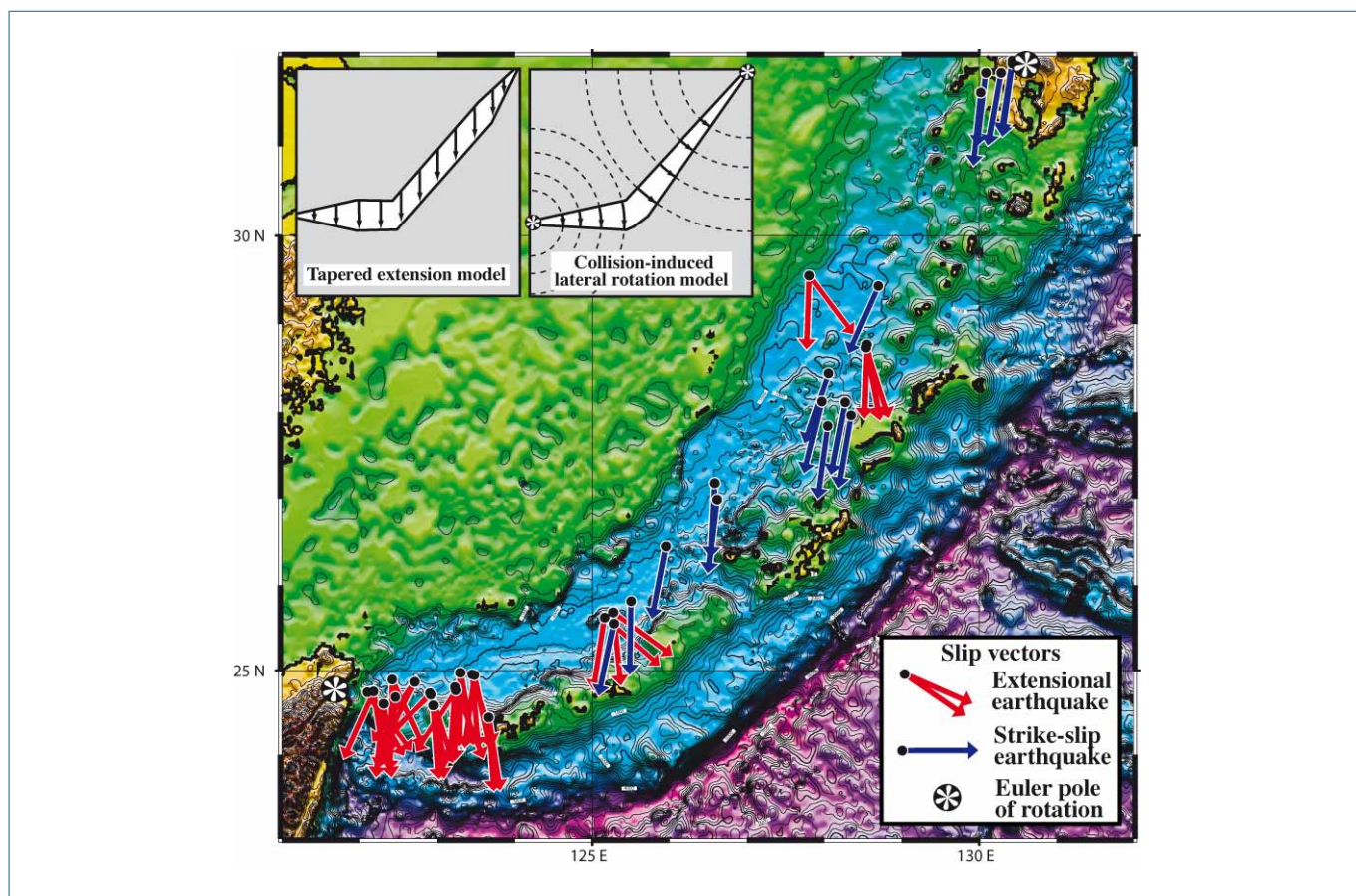


Figure 65. Vecteurs glissement des séismes décrochants (flèches bleues) et extensionnels (flèches rouges) dans le fossé d'Okinawa (Chine du sud fixe). Pour les mécanismes extensionnels, les deux vecteurs glissements sont représentés. Pour les mécanismes décrochants, seul le vecteur N S est représenté. La position des pôles de rotation déduits des données paléomagnétiques est indiquée à Kyushu (Vander Zouwen, 1984; Kamata et Kodama, 1994) et au nord de Taiwan (Miki, 1995). L'équidistance des contours est de 200m. Les inserts montrent deux modèles d'ouverture rendant compte des rotations paléomagnétiques.

oblique par rapport à la direction moyenne N45°E du fossé.

Les vecteurs glissement des séismes dans le fossé d'Okinawa sont systématiquement orientés N-S (Figure 65), attestant d'un déplacement vers le sud de l'arc des Ryukyus par rapport à la Chine du sud. Cette direction de mouvement homogène n'est pas en accord avec un modèle d'ouverture en porte de saloon (insert de la Figure 65), où les rotations résulteraient de l'indentation de la marge continentale par des rides ou des arcs plongeant en subduction (Vogt et al., 1976), à savoir l'arc de Luzon à Taiwan et le ride de Palau-Kyushu à Kyushu (Viallon et al.,

1986). Elle est plutôt en faveur d'un modèle de type «tapered extension» (fuselée) dans lequel les rotations sont liées aux terminaisons du bassin (insert de la Figure 65), l'arc se translatant vers le sud de manière quasi-rigide (Kodama et Nakayama, 1993 ; Kodama et al., 1995). Des données GPS récentes (58 sites dans l'arc des Ryukyus) confirment le mouvement vers le sud de l'arc et indiquent une augmentation progressive de la vitesse du NE vers le SO de 17 à 50 mm an⁻¹ (Nakamura, 2004 ; Nishimura et al., 2004). Ces travaux semblent privilégier un modèle divisant l'arc des Ryukyus en trois blocs rigides séparés par des zones de déformation (sans données GPS car sans îles).

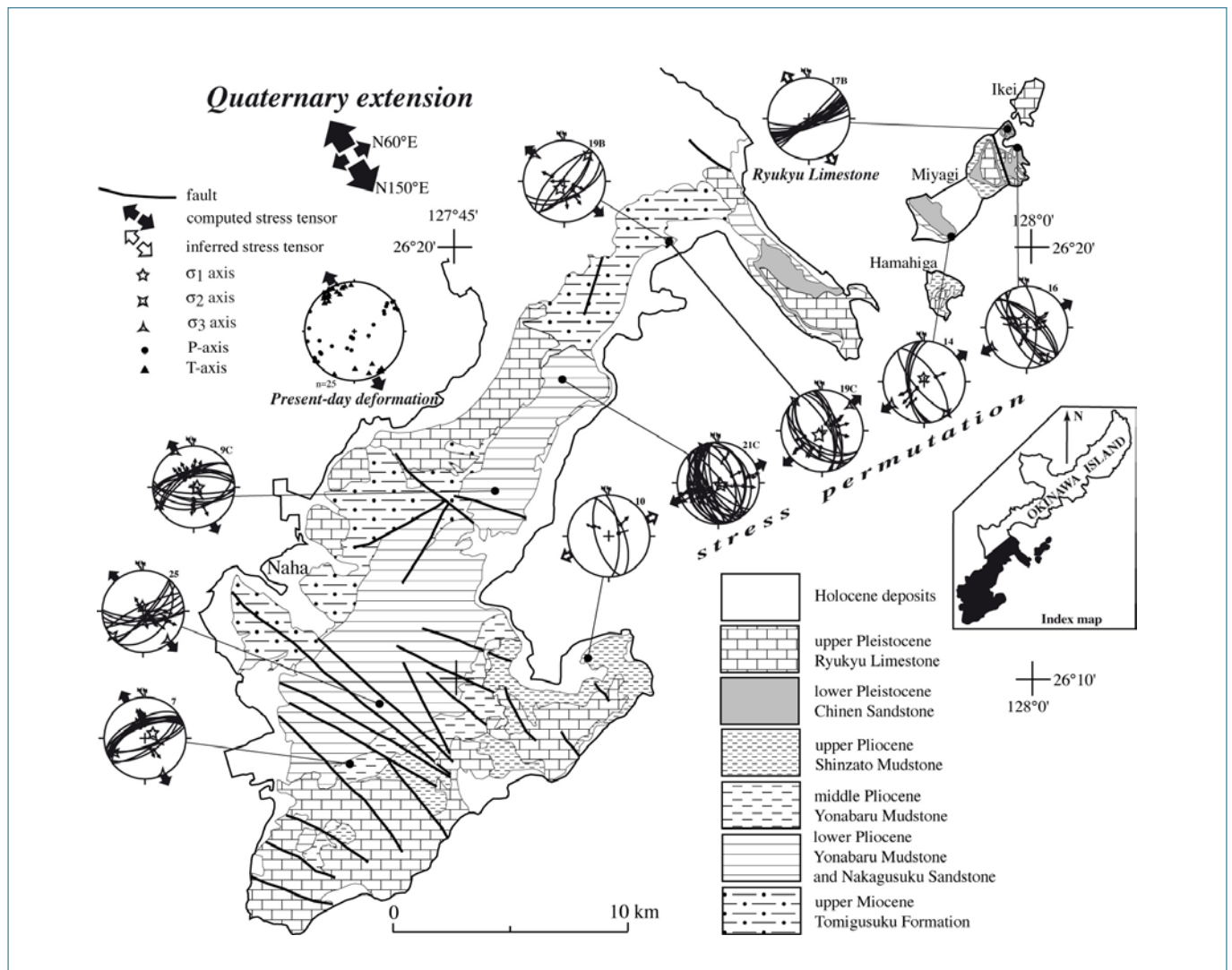


Figure 66. Extension quaternaire dans les formations Miocène supérieur à Pleistocène supérieur d'Okinawa et direction des axes P et T des séismes dans la partie centrale du fossé d'Okinawa. Deux extensions orthogonales sont observées. L'extension N150°E, parallèle aux axes T des séismes, représente le champ de contrainte régionale. L'extension N60°E reflète des permutations locales entre les axes de contrainte σ_2 et σ_3 .

L'étude des failles dans l'île d'Okinawa et le sud de l'archipel des Ryukyus met en évidence une déformation extensive globalement N-S du Miocène supérieur à l'actuel, pendant l'ouverture du fossé d'Okinawa. L'analyse de détail permet de distinguer trois épisodes d'extension au Miocène supérieur, Pliocène supérieur, et Pleistocène-actuel, caractérisés par des permutations d'axe des contraintes horizontales σ_2 et σ_3 (Figure 66). La synthèse des données de déformation régionales à terre et en mer et leur comparaison avec des modèles analogiques de rifting oblique, indique que la direction de

divergence de l'arc des Ryukyu par rapport à la Chine du sud a tourné en sens horaire de N150°E au Miocène supérieur à N-S actuellement.

On retrouve au niveau du fossé d'Okinawa les mêmes caractéristiques que dans le golfe d'Aden, à savoir une cinématique d'ouverture quasi-stationnaire et une déformation qui s'adapte à la géométrie du système en accommodant à la fois l'ouverture du fossé, avec du rifting orthogonal ou du rifting oblique, et l'étirement de l'arc (insert Figure 67).

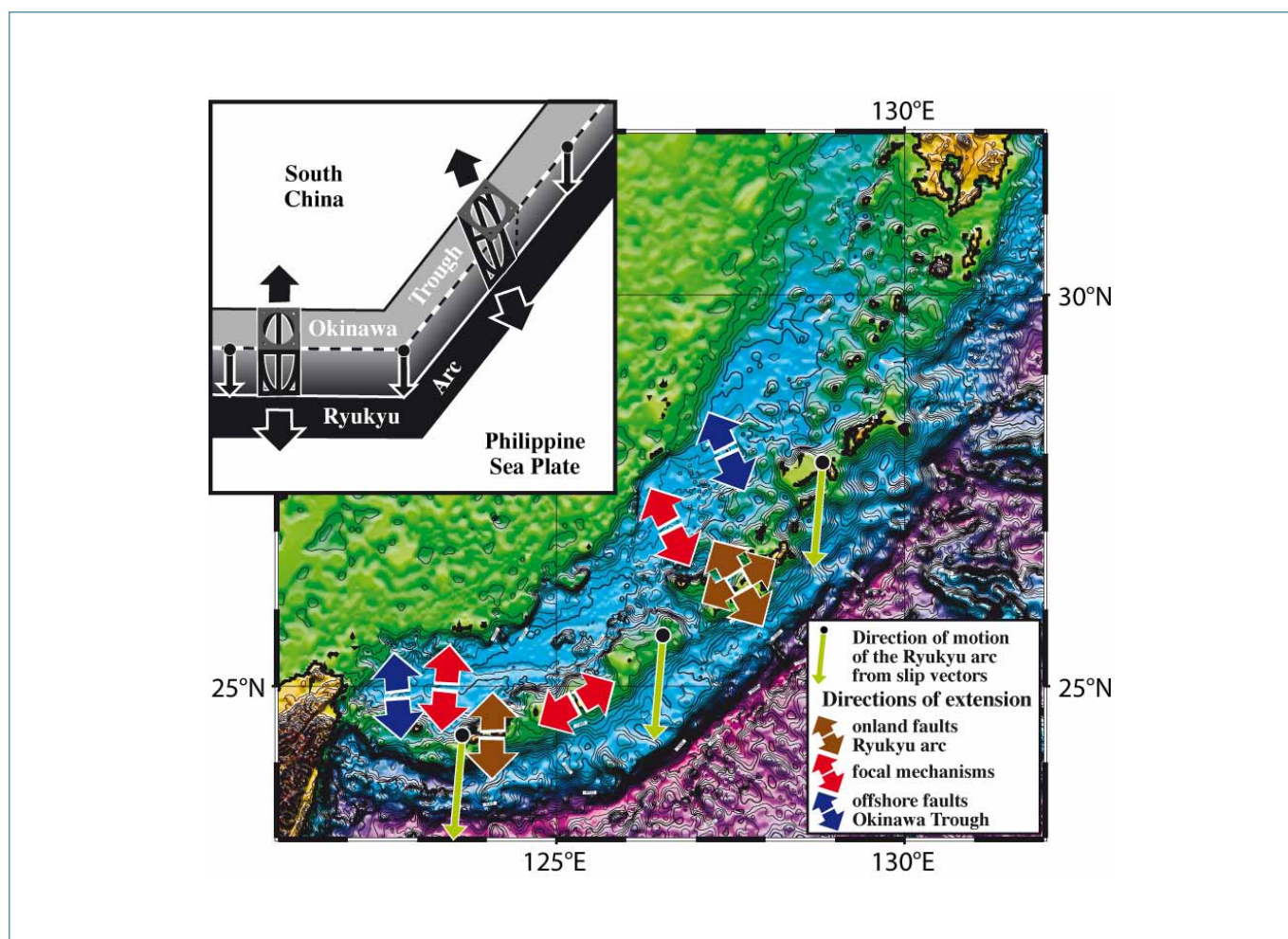


Figure 67. Synthèse des directions d'extension actuelles dans l'arc des Ryukyus et le fossé d'Okinawa. La déformation est purement extensive dans la partie sud du rift (insert) et transtensive dans les parties centrale et nord où la direction d'ouverture est oblique à la direction du rift.

3.4.3. Extension distribuée en domaine continental

En dehors des contextes d'ouverture océanique ou d'extension arrière-arc, il arrive que la lithosphère continentale soit sujette à de l'extension sur de larges domaines sans que les mécanismes à l'origine de cette extension ne soient toujours bien identifiés. C'est le cas de la lithosphère d'Asie orientale qui a été dominée par de l'extension pendant la première partie de la collision Inde-Asie (Figure 68). Sur les marges est et sud-est de l'Asie, des bassins marginaux ce sont en effet ouverts au-dessus des zones de subduction de l'ouest Pacifique, et à l'intérieur de l'Asie des rifts continentaux se sont développés en Chine du nord et dans la région du Baïkal. L'extension à grande échelle en Asie a d'ailleurs commencé bien avant le Cénozoïque puisque dès le Jurassique terminal - début Crétacé, une extension intense conduisant à la formation de bassins et de dômes métamorphiques était enregistrée dans la région transbaïkalianne, jusqu'en Mongolie et en Chine du nord. Cet événement extensif est généralement interprété comme l'effondrement gravitaire de la chaîne Mongol-Okhotsk (Van der Beek et al., 1996), mais d'autres mécanismes ont été proposés incluant le recul (rollback) à grande échelle du panneau plongeant Paléo-Pacifique ou la délamination de la lithosphère et la remontée du manteau. Le rift Baïkal lui-même a commencé à s'ouvrir dès la fin du Crétacé, avant la collision Inde-Asie, comme le montrent les datations par traces de fission sur apatite réalisées récemment pendant la thèse de Thomas de Boisgrollier (de Boisgrollier, 2009; Jolivet et al., 2009).

Nous nous sommes intéressés à la déformation de la lithosphère asiatique pendant la collision Inde-

Asie (Le Pichon et al., 1992), et plus spécifiquement à l'interaction entre les effets lointains de la collision et l'extension induite par la subduction, en réalisant des expériences analogiques d'indentation avec un modèle de lithosphère sujet à l'extension (ce travail a été effectué pendant ma thèse, mais n'a été

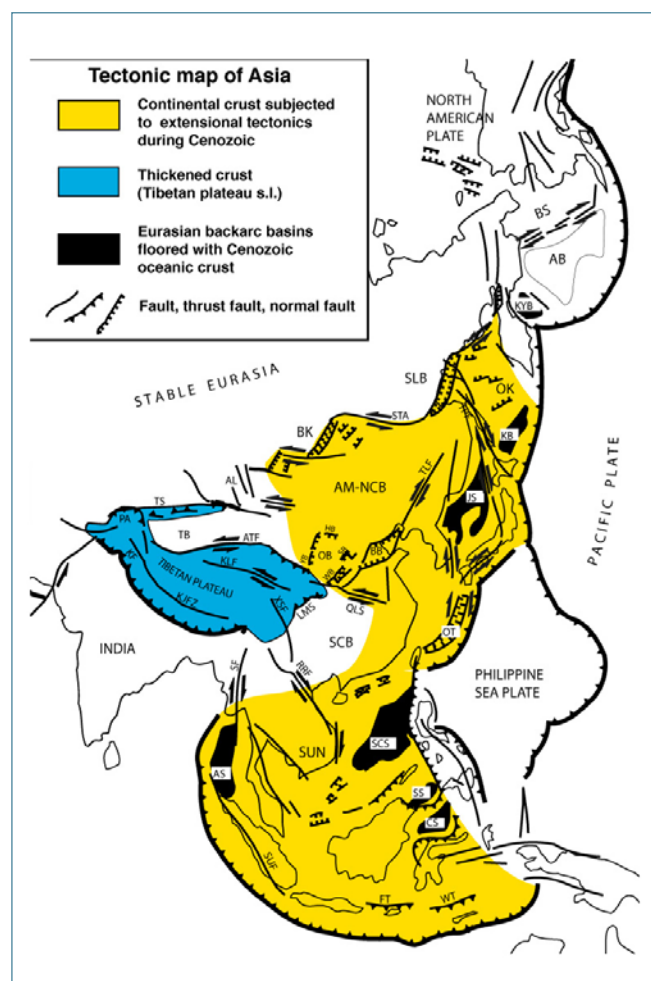


Figure 68. Carte tectonique de l'Asie. AB, bassin des Aléoutiennes ; AL, Altai ; AM plaque Amour ; AS, mer d'Andaman ; ATF faille de l'Altyn Tagh ; BB, bassin de Bohai ; BK, rift Baïkal ; BS, mer de Bering ; CS, mer des Célebes ; FT, chevauchement de Flores ; HB, bassins d'Hetao ; JS, mer du Japon ; KB, bassin des Kouriles ; KF, faille de Karakorum ; KJFZ, zone de faille de Karakorum-Jiali ; KLF faille des Kunlun ; KYB, bassin de Komandorsky ; LMS, Longmen Shan ; OB, bloc Ordos ; OK, mer d'Okhotsk Sea ; OT, fossé d'Okinawa ; PA, Pamir ; QLS, Qinling Shan ; RRF, faille de la Rivière Rouge ; SB, bassins du Shanxi ; SCB, bloc Chine du Sud ; SCS, mer de Chine du Sud ; SF, faille de Sagaing ; SLB, bassin de Shantar-Liziansky Basin, SS, mer de Sulu ; STA, chaîne des Stanovoy ; SUF, faille de Sumatra ; SUN, Sundaland ; TB, bloc Tarim ; TLF, faille de Tan-Lu ; TPF, faille de Tym-Poronaysk ; WB, bassin de Weihe ; WT, chevauchement de Wetar ; XSF, faille de Xanshuihe ; YB, bassins du Yinshuan.

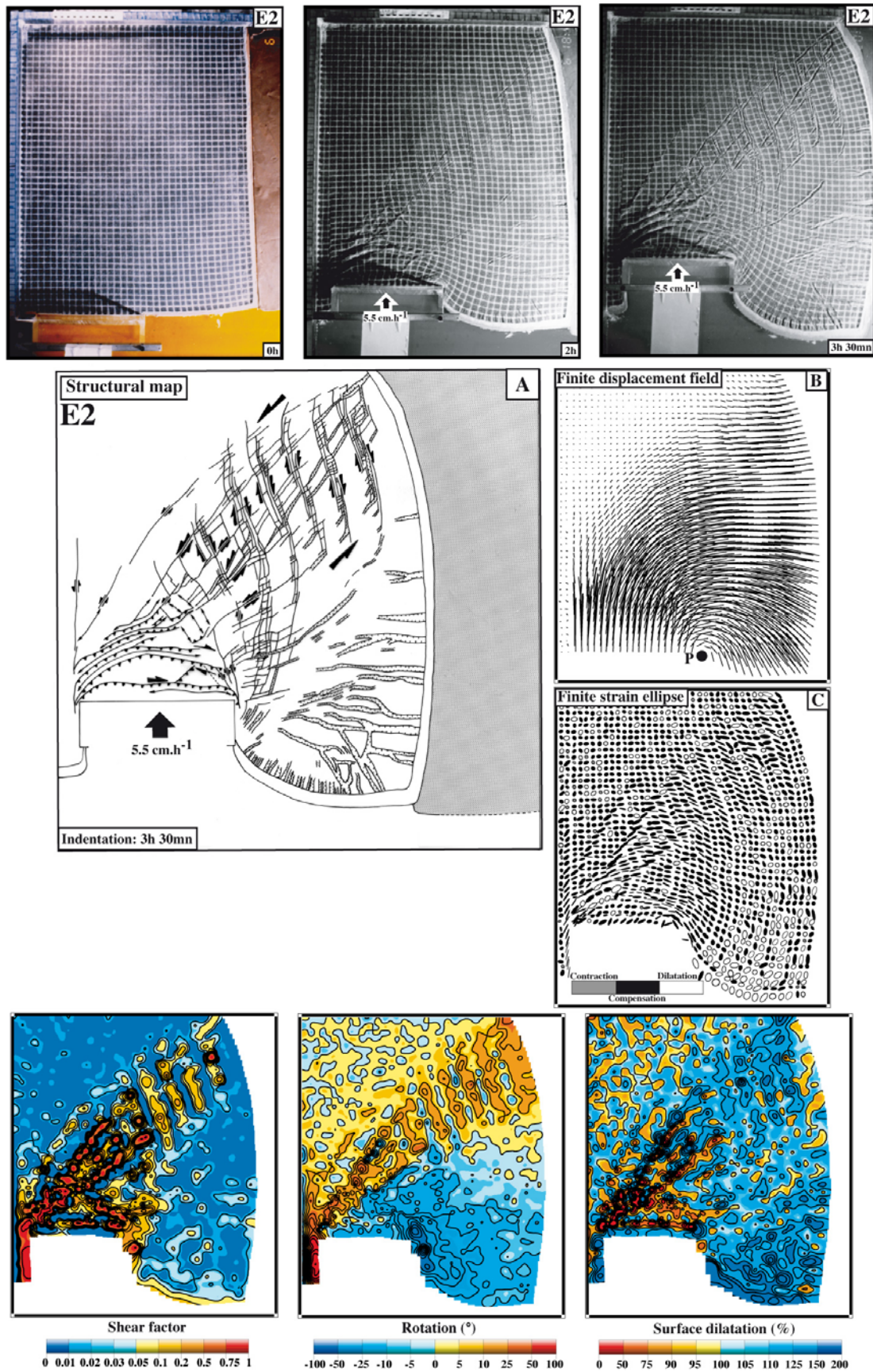


Figure 69. Exemple d'expérience avec confinement latéral pour limiter l'étalement gravitaire. En haut, trois stades de déformation de l'expérience E2. (a) Carte structurale. (b) Champ de déplacement fini par rapport à la boîte expérimentale. (c) Ellipse de déformation finie. En bas, intensité du cisaillement, rotation des axes principaux de la déformation, rapport de la surface finale sur la surface initiale.

finalisé et publié qu'en 2004). Nous avons utilisé un modèle rhéologique de lithosphère continentale à trois couches (croûte supérieure, croûte inférieure, manteau lithosphérique) reposant sur une asthénosphère de faible viscosité et déformé sur sa bordure sud par un poinçon rigide progressant vers le nord (Figure 69). Le modèle de lithosphère a été dimensionné pour être gravitairement instable et s'étaler sous son propre poids, à condition que les conditions aux limites le permettent (confinement plus ou moins fort sur la bordure est du modèle). La géométrie de la déformation inclut une zone épaissie au front du poinçon, une zone de cisaillement sénestre majeure orientée SO-NE à partir du coin NO du poinçon, des zones de cisaillement dextres antithétiques ~N-S plus ou moins développées à partir de la bordure est du poinçon, et un domaine purement extensif dans la partie sud-est du modèle. Dans la partie SE du modèle, l'ouverture des grabens est entièrement gouvernée par l'étalement gravitaire, tandis que, dans la partie NE du modèle où les

grabens s'ouvrent le long de failles décrochantes, elle est contrôlée à la fois par l'étalement gravitaire et l'indentation (Figure 70). Ces résultats sont comparés à la déformation Oligo-Miocène de l'Asie consécutive à la collision de l'Inde.

Nos expériences apportent une base physique aux modèles qui favorisent la déformation distribuée au sein d'une vaste région lentement extrudée vers l'est s'étendant du lac Baïkal à la mer d'Okhotsk et à l'Asie du sud-est et l'Indonésie. Dans ce domaine, l'ouverture des bassins arrière-arc (mer du Japon, mer de Chine du sud) et des grabens continentaux (grabens de Chine du nord) est associée à de grands décrochements dextres N-S qui accommodent la pénétration vers le nord de l'Inde dans l'Eurasie (Kimura et Tamaki, 1986 ; Davy et Cobbold, 1988 ; Jolivet et al., 1990, 1992 ; Worrall et al., 1996 ; Fournier et al., 2004).

3.4.4. Extension post-orogénique dans les Alpes et évolution du secteur de Barles

Au début des années 80', l'étude de la déformation ductile dans les domaines métamorphiques a permis de mettre en évidence le rôle de l'extension et des failles de détachement dans l'exhumation des roches métamorphiques (Basin and Range, domaine Égéen). Parallèlement, l'extension a été décrite au sein des orogènes actifs (Alpes, Himalaya-Tibet, Taïwan), attestant de l'effondrement gravitaire des chaînes de montagne sous leur propre poids. En Corse alpine, nous avons décrit l'extension ductile tardi-orogénique, synchrone de l'ouverture des bassins Liguro-Provençal et Tyrrhénien, accommodant l'exhumation des unités HP-BT

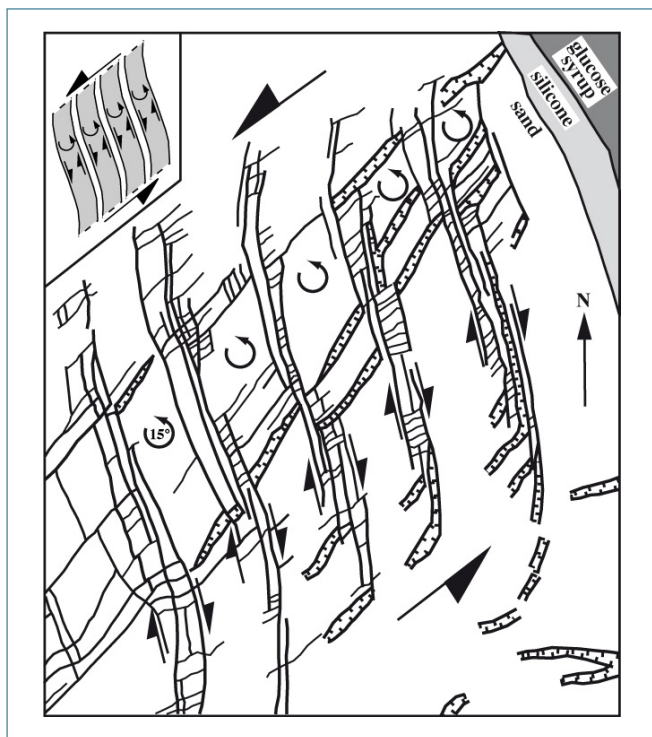


Figure 70. Carte structurale de détail de la partie NE du modèle E2.



Figure 71. Panorama du Vélodrome depuis Esclançon (point coté 1151 m), regard vers l'ouest.

pendant leur rétromorphose dans le faciès des schistes verts, et nous avons calibré des chemins P-T d'exhumation (Jolivet et al., 1990, 1991 ; Fournier et al., 1992). Dans le domaine des schistes lustrés des Alpes occidentales internes, nous avons caractérisé l'extension cassante qui prévaut depuis 30-35 Ma en continuité avec l'exhumation ductile des roches HP-BT, et documenté la rotation de l'extension (Agard et al., 2003). Nous ne détaillerons cependant pas ces travaux dans ce mémoire, mais nous nous focaliserons sur la déformation de l'avant-pays alpin.

En effet, parmi nos travaux, celui qui aura finalement suscité le plus d'intérêt dans la communauté géologique, est un travail presque de routine dans une région connue de tous : l'étude microtectonique du secteur de Barles. C'est d'autant plus surprenant, qu'une telle étude aurait dû être réalisée depuis longtemps tant la zone a été parcourue par les géologues depuis les années 70'. Notre travail apporte des résultats inattendus qui remettent en cause l'interprétation du pli du *Vélodrome* comme exemple type de pli de croissance (growth fold) formé au fur et à mesure du dépôt des séries molassiques par leur basculement progressif. Le *Vélodrome* a-t-il réellement enregistré pendant 10-15 millions

d'années la déformation progressive au front des Alpes ? Les données microtectoniques que nous avons récoltées pendant 10 ans à l'occasion des stages de terrain des étudiants de L3 de l'UPMC suggèrent que non.

Le *Vélodrome* est un grand pli couché déversé vers le sud, formé pendant le Néogène au front des Alpes (Figure 71). Il est constitué par des séries molassiques composées essentiellement de sables, de grés et de conglomérats produits par l'érosion de la chaîne alpine. Les molasses se sont accumulées au pied des reliefs alpins dans le bassin sédimentaire de Valensole, en bordure duquel le pli du *Vélodrome* s'est formé. Les données microtectoniques montrent que toutes les couches molassiques du *Vélodrome*, depuis la Molasse Rouge Oligocène à la base jusqu'aux Conglomérats de Valensole Miocène moyen à supérieur au sommet, ont été fracturées après leur dépôt, alors qu'elles étaient encore horizontales, par deux systèmes de failles (failles conjuguées inverses et décrochantes), enregistrant une compression orientée NNE-SSW (Figures 72 et 73). Ces failles ont accommodé du raccourcissement parallèle aux couches lors d'une phase de serrage précoce (chargement en contraintes), puis ont été

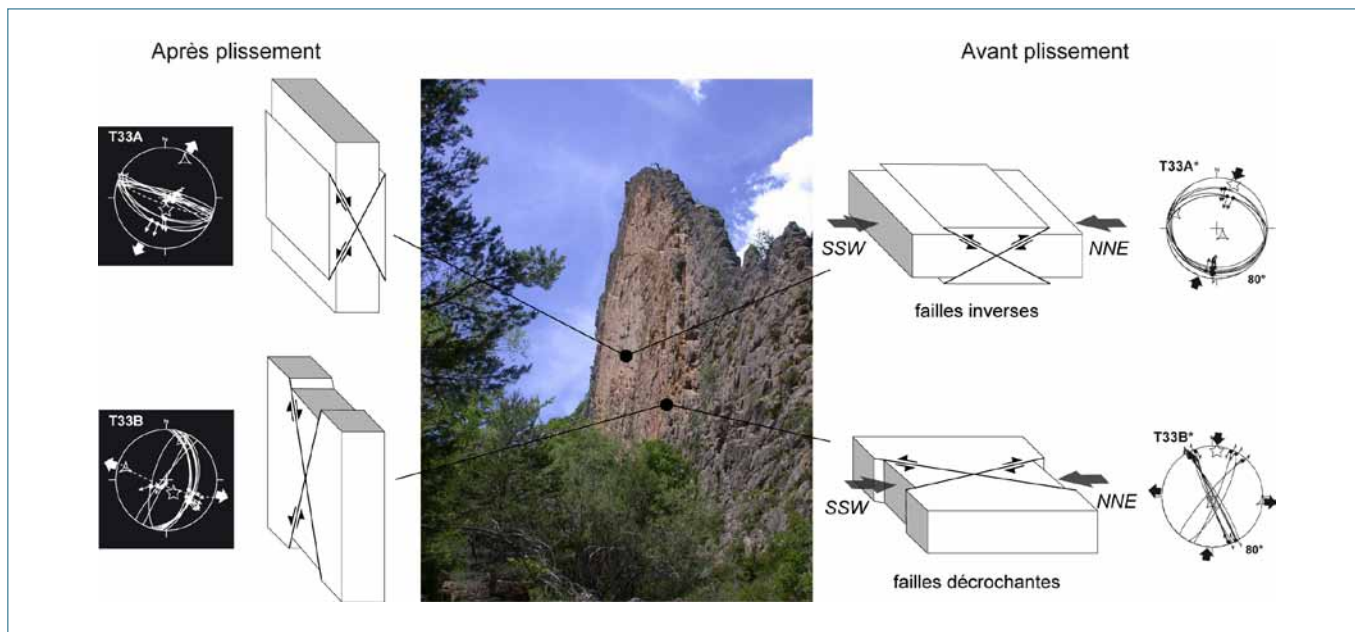


Figure 72. La lame de Facibelle dans le Vélodrome est une barre de grès de plusieurs mètres d'épaisseur, initialement horizontale et mise à la verticale pendant le plissement du Vélodrome. Des failles conjuguées inverses (site T33A) et décrochantes (T33B) sont observables dans cette barre. Elles se sont formées en régime compressif NNE-SSW alors que la couche était encore horizontale (sur fond blanc) et ont été basculées lors du plissement (sur fond noir). Elles sont actuellement en position de failles normales conjuguées indiquant deux directions d'extension virtuelles orthogonales.

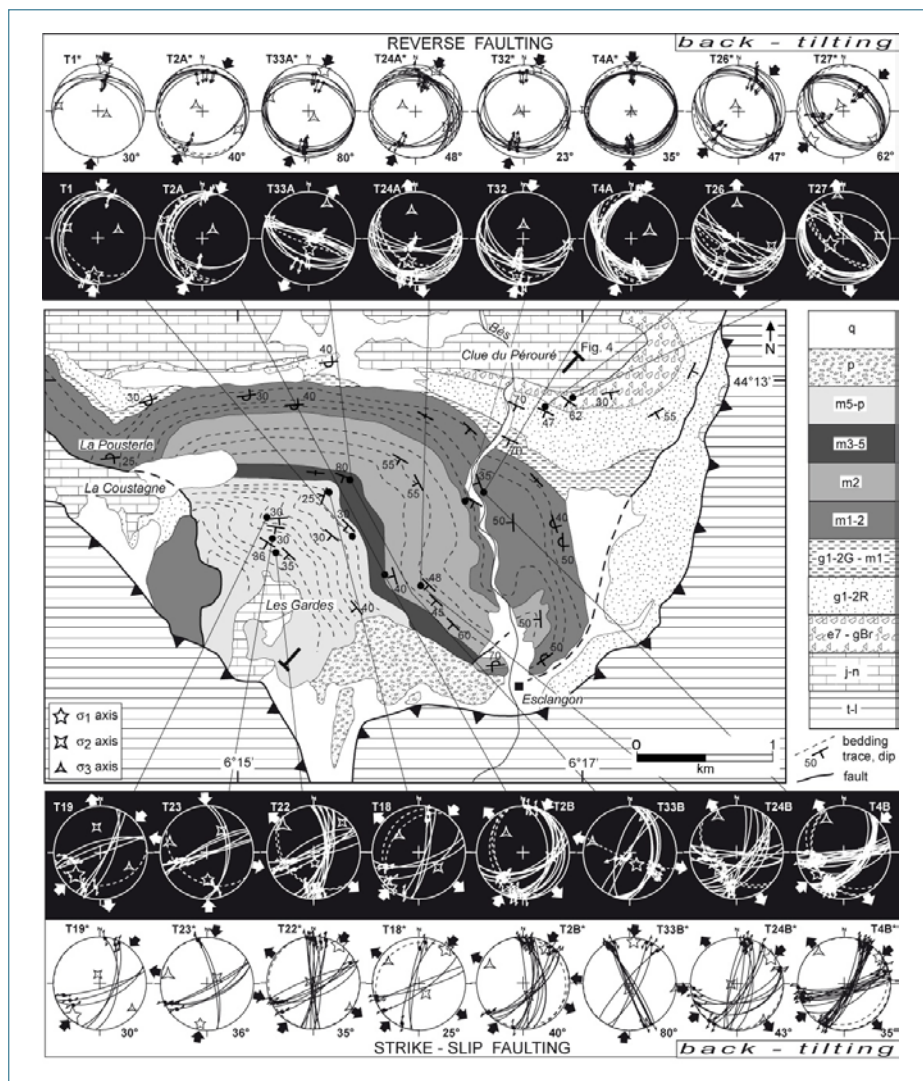


Figure 73. Les systèmes de failles conjuguées mesurés dans les séries molassiques du Vélodrome indiquent des directions de contraintes très dispersées (sur fond noir). Une fois les strates remises à l'horizontale, deux systèmes de failles inverses (en haut) et décrochantes (en bas) apparaissent, indiquant de manière cohérente une même direction de compression orientée entre N-S et NE-SW (sur fond blanc). Ces failles ont donc été basculées postérieurement à leur formation. Elles montrent que la fracturation dans les séries molassiques s'est produite quand les strates étaient encore horizontales et a accommodé du raccourcissement parallèle aux couches. Le plissement du Vélodrome apparaît postérieur aux couches les plus jeunes affectées par cette fracturation, c'est-à-dire les Conglomérats de Valensole d'âge Miocène moyen à supérieur.

basculées passivement pendant la phase de plissement du *Vélodrome*. L'interprétation la plus simple de ces données est que Le plissement du *Vélodrome* est postérieur au dépôt de toute la série molassique, y compris des Conglomérats de Valensole, et qu'il s'est produit tardivement, au Miocène supérieur-Pliocène, pendant la mise en place de la Nappe de Digne.

Cette interprétation ne poserait pas problème si, depuis longtemps, des variations de pendages dans les molasses marines et les Conglomérats de Valensole n'avaient été prises comme preuves de l'existence de

discordances progressives dans deux secteurs du *Vélodrome*, au nord près du col de La Pousterle et à l'est près d'Esclangon (Gigot et al., 1974; Haccard et al., 1989; Crumeyrolle et al., 1991; Gidon and Paris, 1992). À la suite de ces interprétations, le *Vélodrome* a été considéré comme un pli de croissance formé pendant le dépôt des molasse miocènes, avant la mise en place de la Nappe de Digne.

Plusieurs arguments mettent cependant en doute l'existence de discordances progressives. Premièrement, on ne les observe jamais sur le terrain. Dans le secteur de La Pousterle, les

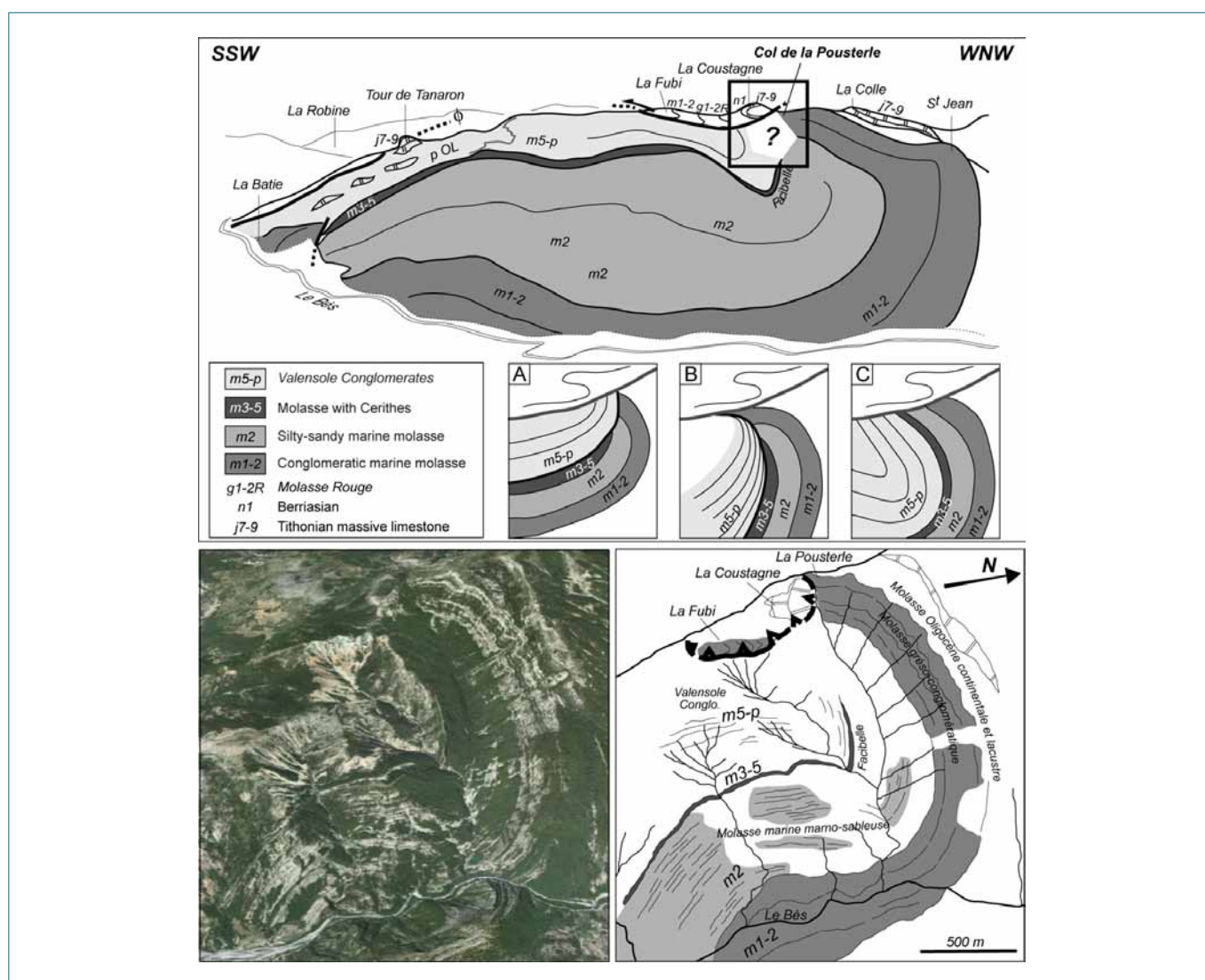


Figure 74. Où sont les discordances progressives dans le Vélodrome ? En haut : vue panoramique du Vélodrome depuis Esclangon (1151 m), d'après Haccard et al. (1989b). Les inserts montrent trois configurations possibles des dépôts molassiques près de La Pousterle: (a) Les Conglomérats de Valensole reposent en discordance (90°) sur les molasses marines (m1-2 et m2), d'après Haccard et al. (1989b). (b) Des onlaps et un basculement progressifs des Conglomérats de Valensole sont suggérés par Gidon et Paris (1992). (c) Les séries molassiques conformes sont plissées après le dépôt des Conglomérats de Valensole (m5-p). En bas : vue aérienne du Vélodrome drapée sur un modèle numérique de terrain à 25 m de résolution : les discordances progressives et les éventails sédimentaires caractéristiques des plis de croissance ne sont pas observables.

discordances progressives sont déduites d'observations qualitatives, comme le panorama du *Vélodrome* (Figure 74), avec des interprétations conflictuelles (Figure 74 en haut ; Haccard et al., 1989b; Gidon and Pairis, 1992; voir aussi le site GEOL ALP de Maurice Gidon : http://www.geol-alp.com/gap_digne/_lieux/_ss_barles_lieux/velodrome_det.html).

Sur les photographies aériennes, les éventails sédimentaires caractéristiques des plis de croissance ne sont pas visibles (Figure 74 en bas ; IGN-BRGM Géoportail; <http://www.geoportail.fr/>). Sur le terrain, le secteur de La Pousterle se caractérise par de mauvaises conditions d'affleurement qui n'ont jamais permis d'observer de discordances jusqu'ici. Dans le secteur d'Esclangon, les onlaps progressifs de la molasse marine sur la Molasse Rouge, décrits par Crumeyrolle et al. (1991) d'après photographies aériennes, correspondent en réalité à un contact

tectonique entre l'unité tectonique de Molasse Rouge d'Aiguebelle (Gidon, 1989) et les molasses conglomératiques du *Vélodrome*. Deuxièmement, les deux discordances suggérées sont diachrones. Celle de La Pousterle serait post-molasses marno-sableuses (les Conglomérats de Valensole reposant sur les molasses marines marno-sableuses et grésos-conglomératiques avec un angle de discordance de 90°), tandis que celle d'Esclangon serait intra-molasses marno-sableuses (le sommet des molasses marno-sableuses venant directement en contact avec leur base replissée en série inverse). Les deux discordances signeraient ainsi deux événements tectoniques distincts, correspondant à deux compressions orthogonales, avec des effets localisés en bordure du *Vélodrome*. Troisièmement, régionalement on n'observe pas ces discordances. Les profils sismiques et les données de puits dans la partie ouest du bassin de Valensole montrent que

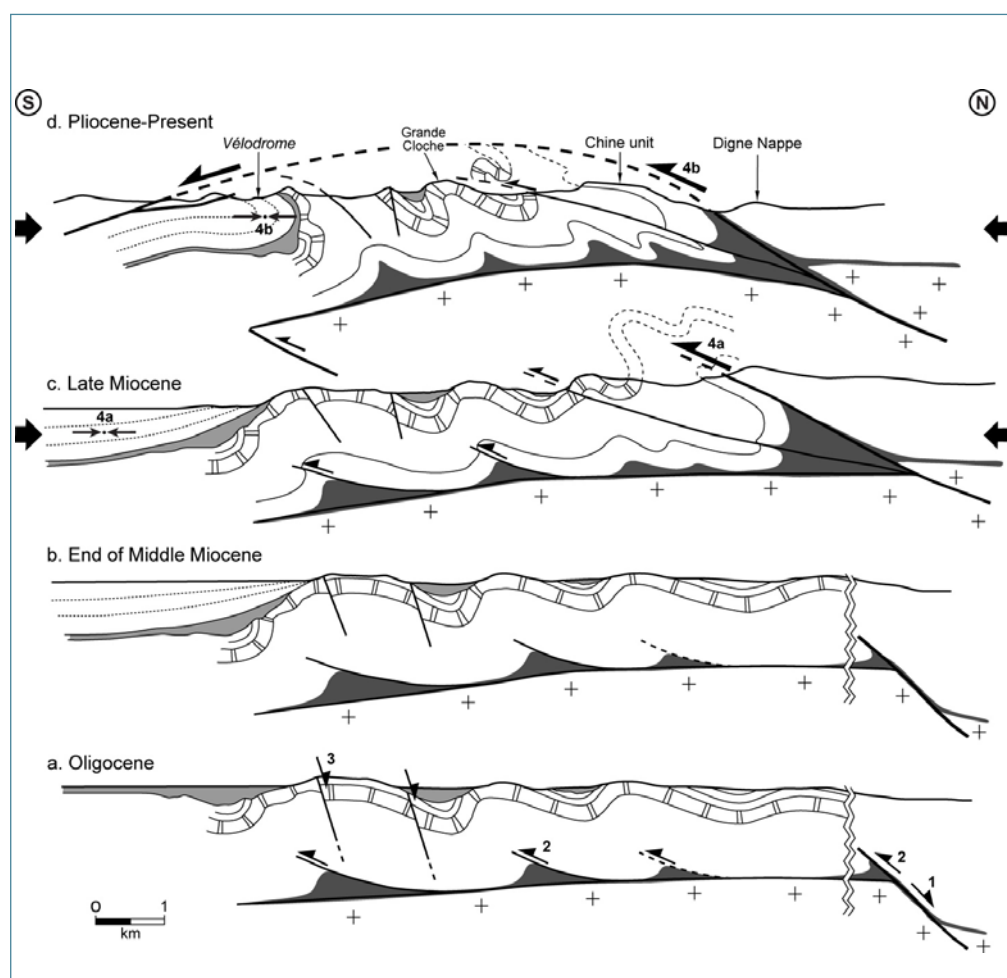


Figure 75. Quatre étapes de l'évolution de la déformation cénozoïque dans le secteur de Barles : (a) discordance oligocène dépliée (après la première phase de plissement et la phase d'extension éocène supérieur); (b) fin du dépôt des séries molassiques dans le bassin d'avant-pays (Conglomérats de Valensole inclus); (c) première phase de fracturation accommodant du raccourcissement parallèle aux couches (phase 4a) dans les séries molassiques et initiation de la mise en place de la nappe de Digne; (d) phase finale de fracturation après le plissement du Vélodrome et pendant la mise en place de la nappe de Digne.

tous les dépôts marins et continentaux Miocènes sont concordants et qu'ils ont été plissés tardivement pendant le Miocène supérieur ou le Pliocène (Roure et Coletta, 1996). Toutes ces remarques suggèrent que l'existence de discordances progressives dans le *Vélodrome* n'est pas fermement établie.

Pour réconcilier les données microtectoniques et stratigraphiques dans un modèle de déformation progressive, il faudrait observer, dans les formations molassiques qui ont été le plus basculées, plusieurs systèmes de failles conjuguées ayant enregistré le serrage horizontal et requérant différentes valeurs de débasculement. Ou alors, il

faudrait considérer que le plissement contemporain du dépôt est extrêmement modéré et inférieur aux marges d'erreur des données microtectoniques ($< 20^\circ$).

Tout modèle d'évolution du *Vélodrome* devra prendre en compte les données microtectoniques qui sont mesurables et vérifiables sur le terrain. Dans un contexte tectonique particulièrement complexe, caractérisé par des déformations superposées et un intense cisaillement simple lié à la mise en place de la nappe de Digne, les méthodes microtectoniques s'avèrent un outil puissant pour déchiffrer l'histoire de la déformation (Figure 75).

3.4.5. Conclusion

À travers divers exemples, la géométrie de la déformation extensive a été étudiée dans des contextes géodynamiques allant du rift axial des dorsales lentes aux bassins arrière-arcs, en passant par la déformation intracontinentale. Ces exemples montrent que, dans des régimes cinématiques relativement stationnaires, les déformations sont complexes et s'adaptent à la géométrie des systèmes, aux conditions aux limites, à l'héritage structural (zones de faiblesse), et à l'état thermique et la rhéologique de la lithosphère. Pourtant, le contexte extensif apparaît intuitivement plus simple que les zones de collision ou les zones de décrochement pour étudier la déformation. Dans une croûte en extension, il y a peu de contraintes géométriques sur le mouvement des blocs faillés et le glissement sur les failles est bien représentatif du

champ de contraintes et de la cinématique aux limites. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle, après avoir travaillé dans des contextes de grandes déformations — extension ductile en Corse alpine, contexte décrochant avec une mosaïque complexe de rotations dans la mer du Japon — je me suis intéressé aux systèmes extensifs a priori plus simples. Force est de constater que la déformation de la lithosphère, à cause de son hétérogénéité, n'est jamais simple à appréhender même en contexte extensif et que, dans ce domaine comme dans les autres, les incertitudes sur les interprétations restent importantes. À cet égard, l'affaire du *Vélodrome* est symptomatique de la versatilité des certitudes en géologie : il aura suffi de quelques mesures de failles pour mettre en doute ce qui pourrait finalement devenir une légende qui aura duré 40 ans (plus d'une génération de géologues !).



3.5. CONCLUSION : BILAN DES RECHERCHES

Après une dizaine d'années de travaux dans le golfe d'Aden, on commence à avoir quelques certitudes sur le développement de cet archétype de bassin océanique jeune. Le calendrier et la cinématique de l'océanisation sont maintenant bien contraints. L'accrétion a démarré il y a 20 Ma dans le golfe d'Aden oriental, au niveau de la zone de fracture d'Owen, et la dorsale s'est propagé très rapidement, en moins de 4 Ma, à l'autre extrémité du golfe en direction du point chaud Afar. Le taux de propagation moyen est de l'ordre de 35 cm an^{-1} et excède 50 cm an^{-1} sur certaines portions, notamment dans le golfe d'Aden occidental. À cause de cette vitesse de propagation très rapide, il est difficile de savoir si la propagation a été continue ou discontinue. Seule l'obliquité des anomalies par rapport à la transition océan-continent permettrait de trancher, mais dans tous les cas l'angle sera très faible. Cependant, tout laisse à penser que la principale discontinuité structurale du golfe, la faille transformante d'Alula-Fartak, a aussi été une discontinuité temporelle au niveau de laquelle la propagation a stagné pendant environ 1 Ma.

La propagation est « passive » et résulte de la rotation rigide des plaques Arabie et Somalie autour d'un pôle d'Euler quasiment stationnaire. Cette cinématique de propagation ne correspond pas à un modèle de propagation « forcé » de type Hey et al. (1980), dans lequel le pôle de rotation migre à la pointe du propagateur, mais à un modèle de

propagation passif de type Martin (1984) dans lequel la propagation résulte d'une rotation rigide de deux plaques autour d'un pôle stationnaire voisin.

La faille transformante d'Alula-Fartak marque un changement radical du mode de propagation et de mise en place de la dorsale. À l'est de la faille transformante, les centres d'accrétion ont nucléés selon l'axe des grabens syn-rifts, c'est-à-dire, là où la lithosphère continentale était la plus amincie et la moins résistante. À l'ouest, la dorsale s'est dirigée directement vers le point chaud Afar en recoupant obliquement les grabens et horsts préexistants. La propagation est donc contrôlée à la fois par la géométrie du rifting et l'état thermique de l'asthénosphère. L'influence du point chaud s'exerce de manière prépondérante jusqu'à la transformante d'Alula-Fartak.

10 Ma est une date charnière dans l'évolution du golfe d'Aden. Elle correspond à une forte diminution du ralentissement du taux d'accrétion sur la dorsale de Sheba qui tend à se stabiliser. Une évolution comparable est enregistrée sur les dorsales voisines de Carlsberg et centrale Indienne, indiquant que les mouvements des plaques Arabie, Inde et Capricorne sont fortement couplés. Au niveau du point triple AOC, cette période correspond à un changement de configuration avec le développement du bassin de Beautemps-Beaupré. Régionalement, elle coïncide avec l'initiation de la compression

intraplaque au sud de l'Inde (~9 Ma) et à l'initiation du rifting dans le rift nord éthiopien (~11 Ma).

Bien que la cinématique «océanique» soit maintenant très précise, il est difficile de trancher le débat sur la possibilité d'un ralentissement récent de 15-20% de la vitesse d'ouverture du golfe d'Aden détectée par certaines solutions géodésiques. Ce ralentissement n'est pas enregistré par les anomalies magnétiques et serait donc plus récent que 2,6 Ma (anomalie 2Ay). Les estimations GPS ne sont pas cohérentes entre elles, ce qui suggère que les incertitudes sur les vitesses GPS sont encore actuellement de l'ordre de $\pm 2 \text{ mm an}^{-1}$, principalement à cause du mouvement mal résolu de la plaque Somalie. Pour les anomalies magnétiques, un point crucial est le déplacement des anomalies loin de l'axe d'accrétion, une source de biais systématique dans l'estimation des taux d'accrétion qui est causée par une combinaison de processus qui décalent la zone de transition des polarités magnétiques loin de leur position idéale. Une étude récente montre que ce déplacement est de $2,2 \pm 0,3 \text{ km}$ en moyenne pour les dorsales, ce qui représente une erreur sur les taux inférieure à 1 mm an^{-1} sur 2,6 Ma. En corrigeant les taux d'accrétion de cette valeur, les données magnétiques et géodésiques sont compatibles avec un taux d'accrétion quasi constant dans le golfe d'Aden pendant les cinq derniers millions d'années, même si un léger ralentissement ne peut être exclu.

Pendant la phase d'accrétion, plusieurs réorganisations ont affecté la géométrie de l'axe de la dorsale avec l'apparition ou la désactivation de failles transformantes. La principale réorganisation de l'axe d'accrétion s'est produite entre 8,8 Ma et 6,0 Ma et ne coïncide avec aucun événement géodynamique identifié.

Grâce au nouveau modèle cinématique haute résolution du mouvement Arabie-Somalie, une réévaluation de la cinématique Arabie-Inde va être réalisée. On déterminera si le mouvement sur la zone de fracture d'Owen a varié pendant les 20 derniers millions d'années.

La cinématique du rifting du golfe d'Aden est beaucoup moins bien contrainte que celle de l'océanisation. En premier lieu, l'âge du début du rifting est mal calé comme sur toutes les marges passives. La quantité d'extension pendant le rifting peut être estimée de manière grossière uniquement au niveau du segment Encens-Sheba où une coupe crustale de marge à marge a été réalisée (d'Acremont et al., 2006). Sur les autres segments, cette information n'est pas disponible. Cependant, de manière qualitative on observe que la quantité d'extension n'est pas homogène le long du golfe, comme le montre notamment le recouvrement variable des isobathes 500 m au début de l'océanisation (Figure 54). Dans la partie orientale, les marges continentales sont larges et très étirées avec un facteur d'étirement β qui peut atteindre 5 à 6 en pied de marge (secteur Encens-Sheba), alors que dans la partie occidentale, les marges sont étroites et l'étirement très limité. Dans l'hypothèse où la cinématique du rifting est similaire à celle de l'océanisation et décrite par un pôle voisin (les mêmes causes géodynamiques produisant les mêmes effets), la quantité d'extension pendant le rifting est nécessairement plus faible à l'ouest du golfe qu'à l'est, car le pôle de rotation est plus proche. Cependant, la cinématique à elle seule ne suffit pas à expliquer l'important déficit d'extension dans le golfe d'Aden occidental. Il y a véritablement un saut de la quantité d'extension observable en surface au passage de la transformante d'Alula-Fartak.

Pour réconcilier ces observations avec une cinématique d'ouverture rigide, il faut invoquer un mécanisme susceptible de produire plus ou moins d'extension dans la croûte supérieure, avec un découplage entre la croûte supérieure et le manteau lithosphérique. Un modèle de ce type a été récemment développé pour le bassin de Woodlark par Kington et Goodliffe (2008). Dans le bassin de Woodlark, la quantité d'extension prédite par la cinématique est très supérieure, pratiquement d'un facteur deux, à la quantité d'extension mesurée sur les failles ou calculée par subsidence. Dans leur modèle, la croûte supérieure est découplée du manteau lithosphérique par la croûte inférieure ductile et répond passivement à l'extension du manteau lithosphérique (Figure 76). Tant que

l'accrétion n'a pas démarré, l'extension dans la croûte supérieure est beaucoup plus faible que dans la croûte inférieure et le manteau lithosphérique. Le modèle prédit donc un étirement variable en fonction de la profondeur (depth-dependent stretching) communément observé sur les marges passives. Dès que l'accrétion démarre, la croûte supérieure se déplace à la même vitesse que le manteau lithosphérique et forme une plaque rigide. Dans le cas du golfe d'Aden où l'extension dans la croûte supérieure est plus forte à l'est qu'à l'ouest, il faut en plus supposer que le couplage entre croûte supérieure et manteau lithosphérique est plus fort à l'est qu'à l'ouest. Cela requiert une diminution de la ductilité de la croûte inférieure au passage de la faille transformante d'Alula-Fartak, donc un géotherme

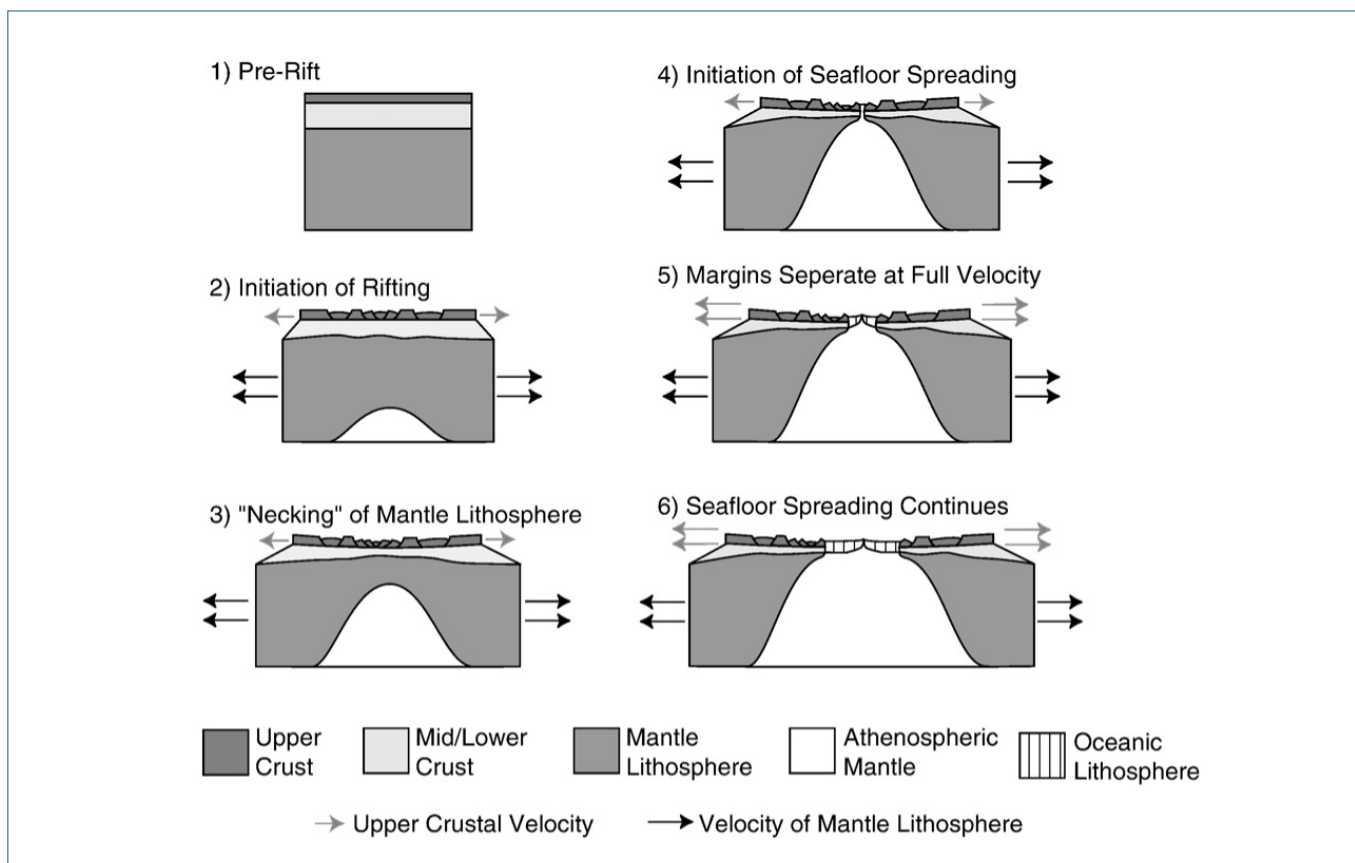


Figure 76. Modèle proposé par Kington et Goodliffe (2008) pour expliquer la différence entre l'extension prédite par la cinématique et l'extension mesurée dans la croûte supérieure. Avant l'initiation de l'accrétion océanique, le mouvement relatif des plaques est principalement accommodé par l'extension du manteau lithosphérique. La croûte supérieure est découplée du reste de la lithosphère par la croûte inférieure ductile et est étirée à une vitesse bien inférieure à celle d'écartement des plaques. Quand l'accrétion démarre, la croûte supérieure se déplace à pleine vitesse avec le manteau lithosphérique.

plus froid à l'est qu'à l'ouest. Une telle évolution pourrait être provoqué par la présence du point chaud Afar, dont l'influence à la fin du rifting s'étend jusqu'à la transformante d'Alula-Fartak.

Les modalités du rifting ont été précisées par la caractérisation de l'architecture 3D des marges, de leur segmentation, de l'asymétrie des marges conjuguées, du rôle potentiel des détachements, et par la reconstruction du champ de contraintes syn-rift. Des travaux de thèse en cours à l'iSTeP apporteront prochainement des résultats sur la structure profonde des marges et la transition océan-continent. Bien évidemment, la caractérisation de la structure des marges conjuguées jusqu'au Moho sur toute la longueur du golfe, depuis les marges volcaniques à l'ouest jusqu'aux marges non volcaniques à l'est, permettrait de progresser dans la compréhension du processus de rifting et de conclure sur l'asymétrie du rifting à l'échelle du golfe.

La fermeture du golfe avant l'océanisation montre que le rifting a été accommodé, au moins dans un premier temps, par la formation d'une série de grabens en échelon dextre, de direction moyenne N100°-110°E et alignés selon la direction du proto-golfe d'Aden N80°E. Le golfe d'Aden s'est donc développé en cisaillement simple transtensif et non pas en traction.

La part d'héritage structural guidant le rifting oblique reste difficile à évaluer dans le golfe d'Aden parce que l'on dispose de peu d'informations sur la structure profonde de la lithosphère arabo-africaine. Dans la partie orientale du golfe d'Aden où nous avons travaillé, aucune structure notable antérieure au rifting n'est reportée sur les cartes géologiques

(anciens rifts jurassique ou crétacé, failles de socle, etc...), ce qui n'est pas le cas à l'ouest où des structures ont été réactivées comme le bassin crétacé de Qamar au Yémen (Brannan et al., 1997 ; Bosence, 1997 ;) ou le rift mésozoïque de Nogal en Somalie (Granath, 2001). Il n'y a donc pas lieu d'invoquer un héritage structural pour le développement du rift dans la partie orientale du golfe. Néanmoins, on peut aborder la question de l'héritage pour les failles transformantes. Le golfe d'Aden est segmenté par deux failles transformantes principales, celle d'Alula-Fartak et celle de Socotra, au niveau desquelles les marges continentales sont aussi segmentées comme l'atteste l'échancrure des lignes de côtes de part et d'autre du golfe. La segmentation de la dorsale coïncide donc avec celle des marges et apparaît héritée de celle-ci. L'orientation NNE-SSW des failles transformantes correspond à celle de structures de socle en Oman (antiforme du Huqf, bassins de sel infra-Cambrien d'Oman sud et de Ghaba) et la transformante de Socotra se localise dans la prolongation de la bordure orientale du bassin de sel d'Oman sud (Al-Siyabi, 2005 ; Grosjean et al., 2009). La réactivation d'une ancienne structure héritée de la lithosphère continentale paraît donc vraisemblable. On ne dispose malheureusement pas d'information équivalente pour la faille transformante d'Alula-Fartak. L'héritage n'est cependant pas nécessaire pour expliquer la formation des failles transformantes puisque de nombreuses failles transformantes apparaissent et disparaissent pendant l'ouverture du golfe (comme le montre l'évolution de l'axe de la dorsale) sans relation avec la segmentation des marges. Il n'est pas non plus suffisant, puisque dans le cas de la zone de transfert d'Hadibo, qui segmente la marge au niveau de Socotra, il n'y a pas de prolongation en mer par une transformante.

L'héritage structural n'est donc ni nécessaire ni suffisant pour expliquer la formation des failles transformantes, mais il semble qu'il détermine la localisation des failles transformantes majeures qui sont les plus stables dans le temps. La segmentation de premier ordre des dorsales serait donc contrôlée par l'héritage de la lithosphère continentale.

Dans le cadre général de la divergence lithosphérique, je me suis attaché dans ce mémoire à caractériser la cinématique et la déformation associées à deux processus géodynamiques

fondamentaux : le rifting continental et l'accrétion océanique. Dans l'exemple du golfe d'Aden, c'est la cinématique de l'océanisation qui est actuellement la mieux contrainte grâce à la puissance du paléomagnétisme. Cependant, les travaux de recherche récents sur les marges se concentrent sur un processus intermédiaire entre rifting continental et océanisation : le développement de la transition océan-continent. Nul doute que de nouvelles idées sur la déchirure continentale émergeront des résultats de ces travaux novateurs.

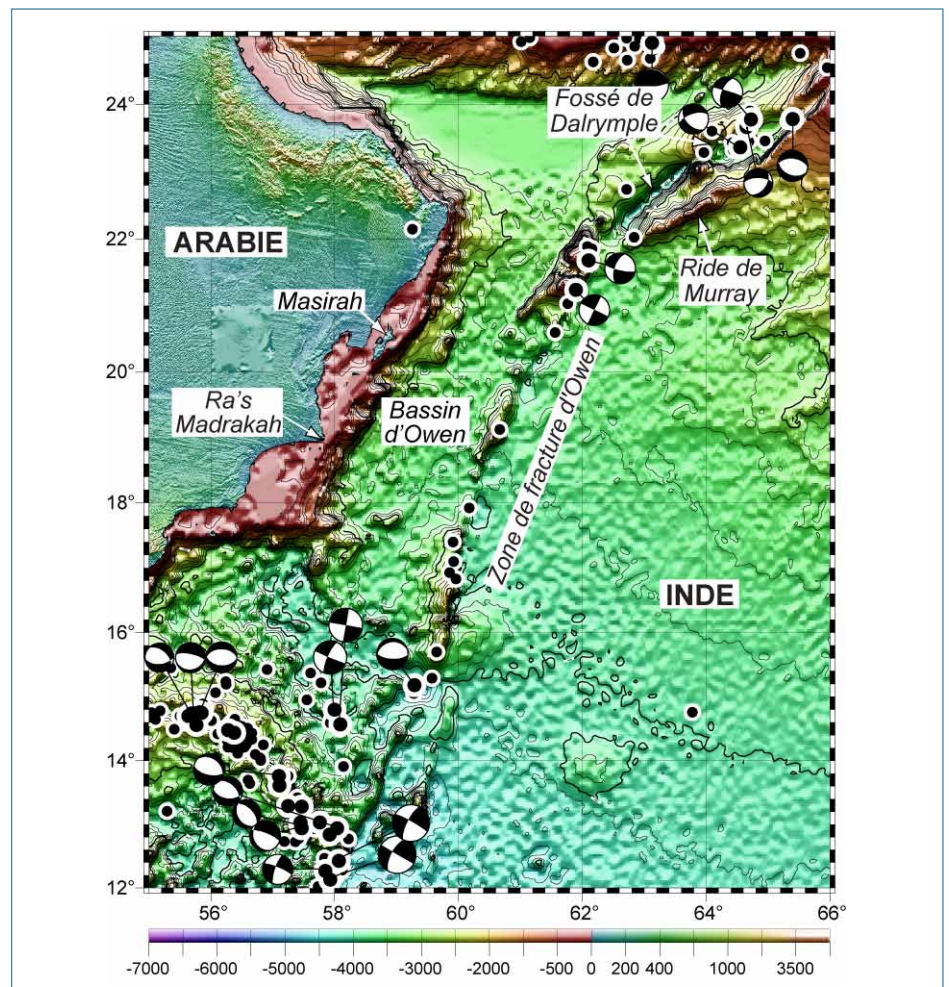
4. PERSPECTIVES DE RECHERCHE

4.1. Localisation et évolution des frontières de plaques : la frontière Arabie-Inde

Un des enjeux actuels de la tectonique est de comprendre la localisation et l'évolution spatiale et temporelle des frontières de plaques en fonction des conditions aux limites (cinématique des plaques) et de la rhéologie de la lithosphère. Les grandes failles qui forment les frontières transformantes en domaine continental, comme la faille de San Andreas en

Californie, la faille Alpine en Nouvelle-Zélande, la faille nord Anatolienne en Turquie, ou la faille de la Mer Morte au Moyen-Orient, ont été étudiées dans cette optique. Le caractère permanent ou transitoire de ces grandes failles a été investigué par les géologues de terrain et la structure crustale de certaines d'entre elles (e.g., faille de San Andreas, faille du Levant) a été explorée avec des méthodes géophysiques (Holbrook et al., 1996 ; Weber et al., 2004, 2009 ; Ritter et al., 2005 ; Mooney et al., 2007). Le problème principal qui est posé est celui de l'évolution et donc de la durée de vie de ces

Figure 77. La zone de fracture d'Owen (ZFO) à la frontière de plaque Arabie-Inde correspond à une faille en arc de cercle de 800 km de long, bordée à l'ouest par une ride topographique discontinue nommée ride d'Owen. Le soulèvement de la ride d'Owen a été daté par forage du Miocène inférieur (~20 Ma ; Whitmarsh et al., 1974 ; Mountain et Prell, 1990), c'est-à-dire contemporain de la transition rifting-accrétion dans le golfe d'Aden. La ZFO est caractérisée par une sismicité peu intense et les mécanismes au foyer indiquent un mouvement dextre le long de la faille (Gordon et DeMets, 1989).



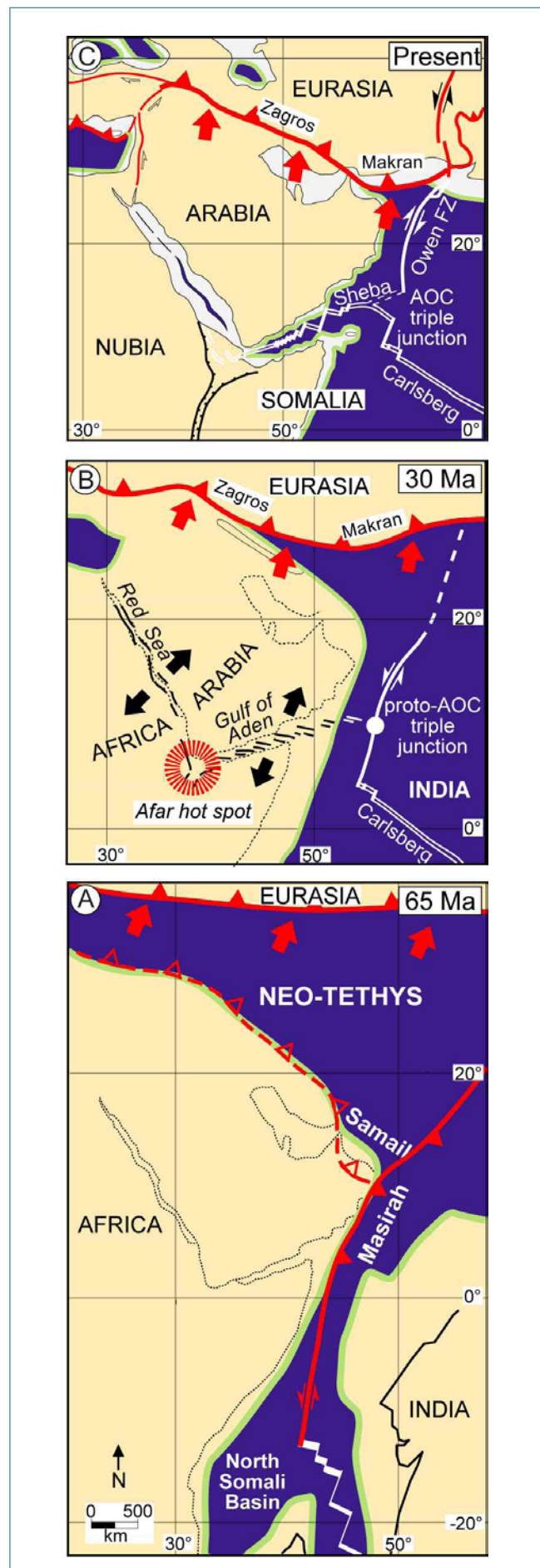
structures : peuvent-elles disparaître au cours des temps géologiques – quand le mouvement qui leur a donné naissance s’annule – ou bien restent-elles des zones de faiblesse permanentes prêtes à rejouer au moment des grandes crises tectoniques ? Les méthodes modernes d’analyse tant géologiques que géophysiques (datations, forages, sismique, sismologie, géodésie) ont mis en évidence une grande hétérogénéité spatiale au niveau de ces grandes failles (Ben-Zion and Sammis, 2003 ; Le Pichon et al., 2005) : la faille naît éventuellement à la limite d’une discontinuité lithosphérique, puis les ruptures répétées finissent par juxtaposer des matériaux de nature très variable de part et d’autre, en particulier en domaine continental. Des réseaux de failles parallèles peuvent alors jouer alternativement ou simultanément («couloir» décrochant).

Nous proposons ici d’aborder la problématique de l’initiation et de la migration des frontières de plaques à travers l’exemple de la frontière Arabie-Inde, aujourd’hui localisée au niveau d’une grande faille transformante du domaine océanique : la zone de fracture d’Owen (Figure 77).

L’histoire de la frontière Arabie-Inde — initialement frontière entre Afrique-Arabie et Inde-Madagascar — commence avec l’éclatement de la Pangée au Jurassique moyen dans cette zone et se poursuit avec la fermeture de la Téthys par convergence de l’Afrique et de l’Inde vers l’Eurasie. Plusieurs évènements géodynamiques successifs ont affecté l’évolution de cette frontière depuis sa formation (Figure 78) :

(1) L’ouverture du bassin de Somalie à partir du Jurassique moyen (~160 Ma) séparant le bloc Inde-Madagascar du bloc Afrique-Arabie.

Figure 78. Evolution géodynamique de la frontière de plaques Arabie-Inde depuis la transition K/T (d’après Dercourt et al., 1993; Stampfli et Borel, 2002).



(2) La séparation de Madagascar et du bloc Seychelles-Inde au Crétacé supérieur (83 Ma, âge de la plus ancienne anomalie A34 identifiée dans le bassin des Macareignes ; Schlich, 1982 ; Dyment, 1991), la remontée rapide vers le nord de l'Inde, et la mise en place des ophiolites de Masirah sur la marge est-omanaise dans l'intervalle Maestrichtien supérieur-Paléogène (66-56 Ma; Figure 78a). Cet événement est distinct de l'obduction des ophiolites d'Oman (ophiolites de Samail) au Turonien moyen-Santonien (91-83 Ma ; Coleman, 1981 ; Beurrier et al., 1987).

(3) La mise en place de la dorsale de Carlsberg au début du Tertiaire entre les blocs continentaux des Seychelles et de l'Inde (Norton et Sclater, 1979; Patriat et Segoufin, 1988). Elle est suivie par une période de convergence relative Inde-Arabie vers 45 Ma (Royer et al., 2002), peut-être absorbée par subduction d'une partie du plancher océanique indien au niveau de la frontière Arabie-Inde.

(4) Le rifting dans le golfe d'Aden qui débute à l'Oligocène (~30 Ma) et se poursuit par l'accrétion océanique initiée vers 20 Ma dans le golfe d'Aden oriental (Figure 78b).

(5) La collision de la plaque Arabie avec l'Eurasie qui débute vers 25 Ma au niveau du Zagros (Figures 78b et c ; Agard et al., 2005).

D'un point de vue cinématique, l'accrétion sur la dorsale de Carlsberg s'est déroulée en trois phases avec une phase d'accrétion très rapide (taux plein d'environ 12 cm an^{-1} ; phase 1) entre 61 et 51 Ma (A27-A23), suivi d'une phase de divergence très lente ($< 1,2 \text{ cm an}^{-1}$; phase 2) entre 39 et 23 Ma (A18-A6b) à la suite de la collision Inde-Asie, puis d'une phase lente (environ $2,4 \text{ cm an}^{-1}$) depuis 23 Ma (A6b) jusqu'à aujourd'hui (phase 3 ; Figure 79 ; Mercuriev et al. ; 1996 ; Merkuriev et DeMets, 2006). La transition de la phase 2 à la phase 3 est

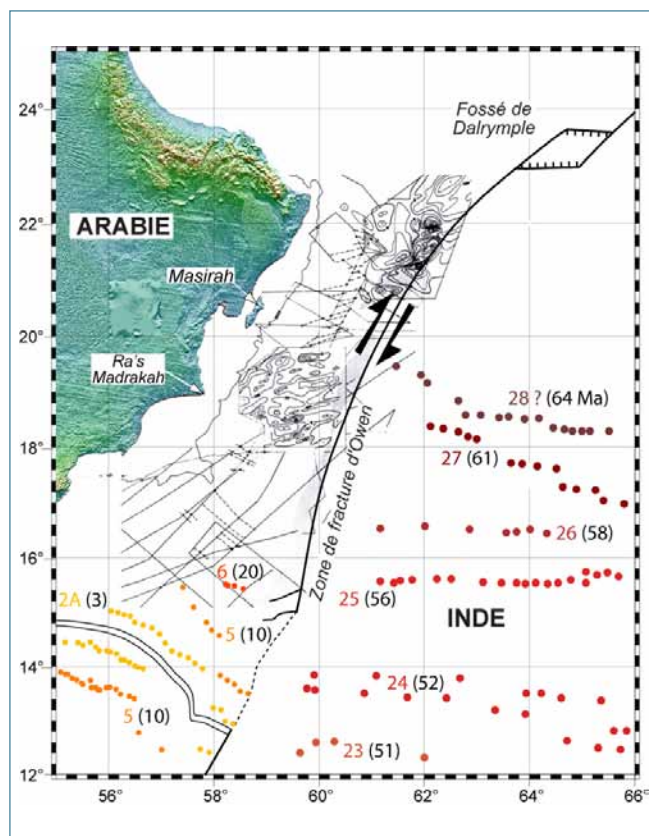


Figure 79. Données magnétiques existantes de part et d'autre de la frontière de plaque. Les tracés en traits fins à l'ouest de la ZFO correspondent à une carte d'intensité établie par Whitmarsh (1979). Les pointés d'anomalies magnétiques 23 à possiblement 28 relevés sur la plaque Indienne sous l'éventail sous-marin profond de l'Indus (Royer et al., 2002 ; Chaubey et al., 2002) et ceux obtenus récemment d'après les données de la campagne AOC (secteur du point triple) sont reportés. Les âges en Ma sont indiqués entre parenthèses.

contemporaine (1) de l'initiation de l'accrétion dans le golfe d'Aden oriental et (2) d'une décroissance marquée du taux d'accrétion, de lent à ultra-lent, sur la dorsale sud-ouest indienne (SWIR ; Patriat et al., 2008). A l'heure actuelle, le taux d'accrétion sur la dorsale de Carlsberg est de l'ordre de $2,2 \text{ cm an}^{-1}$ à son extrémité nord-ouest, c'est-à-dire sensiblement plus lent que le taux d'accrétion sur la dorsale de Sheba orientale ($2,4 \text{ cm an}^{-1}$).

Au contraire de la dorsale de Carlsberg, l'origine et l'âge du bassin d'Owen, situé entre la marge continentale arabe et la zone de fracture d'Owen, sont très mal connus. La croûte océanique

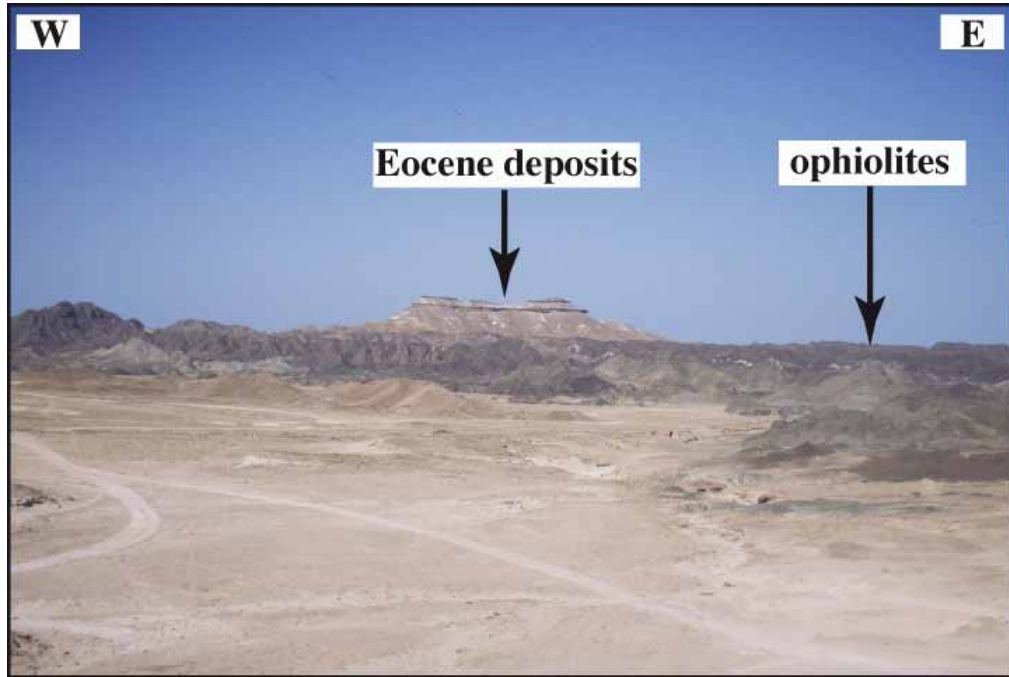


Figure 80. *Discordance des séries éocènes sur l'ophiolite de Ra's Madrasah. Les ophiolites de Masirah et Ra's Madrasah sont les vestiges d'un plancher océanique Jurassique supérieur formé à la latitude du bassin de Somalie entre les plaques Afrique-Arabie et Inde-Madagascar et obducté sur la marge est-omanaise dans l'intervalle Maestrichtien supérieur-Paléogène (66-56 Ma). La croûte océanique de Masirah s'est donc formée avant celle de l'ophiolite de Semail en Oman, d'âge Albien supérieur-Cénomaniens (104-94 Ma), et a été obductée après.*

de ce bassin pourrait être d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur comme celle du bassin Nord Somalien (Bunce et al., 1967; Whitmarsh, 1979; Stein et Cochran, 1985; Cochran, 1988), ou comme les ophiolites de la marge omanaise de Masirah et Ra's Madrasah (Figure 80; Beurrier, 1987; Smewing et al., 1991; Peters and Mercolli, 1998). Cependant la profondeur du socle (sans sédiments) dans le bassin d'Owen est plus d'1 km inférieure à celle attendue pour une croûte d'âge Jurassique supérieur (Mountain and Prell, 1990). D'autre part, les corrélations de profils sismiques avec le forage DSDP 224 suggèrent un âge Crétacé supérieur ou Tertiaire pour le socle du bassin d'Owen (voir Figure 81 d'après Edwards et al., 2000 pour une synthèse).

Au cours de son histoire, la frontière Arabie-Inde a donc été successivement une marge passive au Jurassique, une zone d'obduction à la transition K/T située 200 km plus à l'Ouest qu'actuellement, éventuellement une zone de subduction au début du Tertiaire, puis une frontière transformante dont le sens s'est inversé de sénestre à dextre au Miocène. Nos données récentes montrent qu'actuellement elle change encore de configuration au niveau du point triple Arabie-Inde-Somalie. **C'est donc un objet approprié pour étudier les changements de configuration des frontières de plaques au cours du temps en fonction des variations cinématiques.**

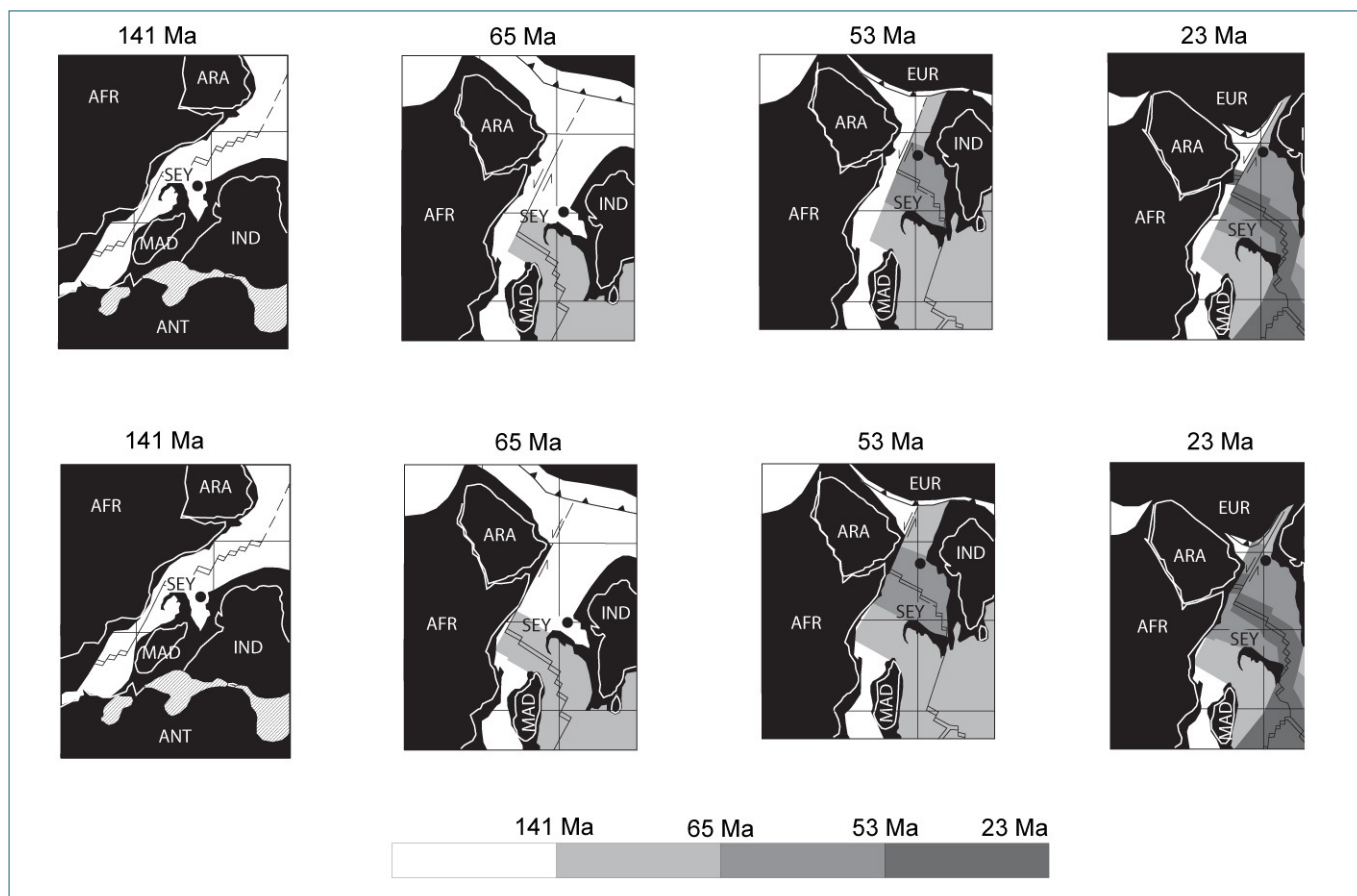


Figure 81. Deux scénarios pour la formation du bassin d'Owen, d'après Edwards et al. (2000). En haut, la frontière de plaque est localisée le long de la ZFO depuis ~90 Ma et le bassin d'Owen correspond à l'ancienne marge passive du continent Afrique-Arabie (Whitmarsh, 1979). En bas, la frontière de plaque saute vers l'Est au début du Tertiaire depuis la marge continentale arabe jusqu'à la ZFO. La croûte océanique du bassin d'Owen est d'âge Tertiaire.

Pourquoi étudier une frontière transformante en mer, et pourquoi la faille d'Owen ?

- À l'instar d'autres grandes zones de fracture en domaine océanique comme le Macquarie Ridge Complex à la frontière Australie-Pacifique (Massel et al., 2000 ; Lebrun et al., 2003), la zone de fracture Rivera dans le Pacifique central (Michaud et al., 1997), ou la zone de fracture de la Romanche (Sage et al., 2000), la zone de fracture d'Owen est de dimension comparable aux grandes failles transformantes intracontinentales (de l'ordre de 1000 km). Les processus physiques impliqués sont donc similaires. Sa localisation actuelle en domaine océanique, c'est-à-dire dans un milieu relativement

homogène, permet de s'affranchir des effets complexes de l'héritage structural contrairement aux sutures continentales qui résultent généralement d'une succession de phases géologiques très anciennes. En effet, par opposition au domaine continental, il y a un consensus sur la rhéologie de la lithosphère océanique (e.g., Watts and Burov, 2003). Même dans l'hypothèse où la ZFO réactiverait une ancienne zone de fracture océanique, l'effet de l'héritage serait moins complexe qu'en domaine continental.

- La ZFO forme la limite entre deux des grandes plaques lithosphériques, l'Inde et l'Arabie. Le tracé actuel de la faille active est facilement identifiable, tant sur le plan morphologique (miroir de faille cartographié lors de la campagne AOC) que

sismique (séismes sur la faille uniquement). Le jeu est dextre pur le long d'un petit cercle du mouvement Inde-Arabie, et de l'ordre de 3 mm/an. Ce mouvement est parfaitement détecté par la solution géodésique la plus récente (ITRF-2005). La zone de fracture d'Owen est donc une structure majeure qui a valeur de frontière lithosphérique localisée, il ne s'agit pas d'une zone de déformation diffuse comme souvent en domaine continental.

- Les conditions aux limites sont connues grâce aux reconstructions du mouvement Inde-Arabie (Afrique) déduites des anomalies magnétiques. On a rarement accès aux détails de la cinématique passée en domaine continental.

- La trace de la faille a évolué au cours du temps. Elle s'est probablement installée initialement à la limite lithosphère océanique – lithosphère continentale étirée, et actuellement elle se situe à plus de 200 km à l'est de cette limite. Il y donc eu migration de la faille au cours du temps avec éventuellement abandon progressif d'anciennes traces au niveau du bassin d'Owen. On peut espérer caractériser cette migration (où, quand, voire comment) à l'aide de profils sismiques imageant les sédiments et la croûte, en corrélant les profils sismiques avec les forages DSDP et ODP pour dater les horizons : les déformations liées à cette migration ont pu être enregistrées dans les sédiments, dans la structure de la croûte, dans la position du Moho.

Comment réaliser l'étude de la frontière Arabie-Inde ?

Les objectifs suivants peuvent être atteints avec une campagne océanographique et des outils appropriés :

- cartographier la frontière de plaque actuelle au niveau de la zone de fracture d'Owen avec un sondeur multifaisceaux pour localiser le tracé de la faille active et quantifier des décalages finis ;

- déterminer l'âge de la croûte océanique du bassin d'Owen à l'aide de profils magnétiques orientés parallèlement et perpendiculairement à la marge pour compléter les données existantes ;

- identifier les failles actives et les instabilités gravitaires associées aux reliefs de la ride d'Owen avec des profils sismiques de sub-surface 3.5 kHz ;

- étudier l'origine des reliefs qui jalonnent la zone de fracture d'Owen avec la sismique multitrace pour déterminer s'ils sont associés à de la compression (sédiments plissés, failles inverses), ou à une grande faille normale comme le suggèrent les profils sismiques du Leg DSDP 23, ou encore à des édifices volcaniques ;

- préciser la géométrie en profondeur de la zone de fracture d'Owen et du Moho de part et d'autre de la faille avec des profils de sismique multitrace et de gravimétrie perpendiculaires à la ZFO qui mettront en évidence sa géométrie profonde et la structure crustale (épaisseur, nature de la croûte) ;

- étudier la structure du bassin d'Owen et de la marge continentale arabe avec l'analyse conjointe des données de sismique multitrace, de gravimétrie et de magnétisme : principales discontinuités, géométrie des corps sédimentaires (datés par corrélations avec les forages), nature de la croûte sous-jacente ;

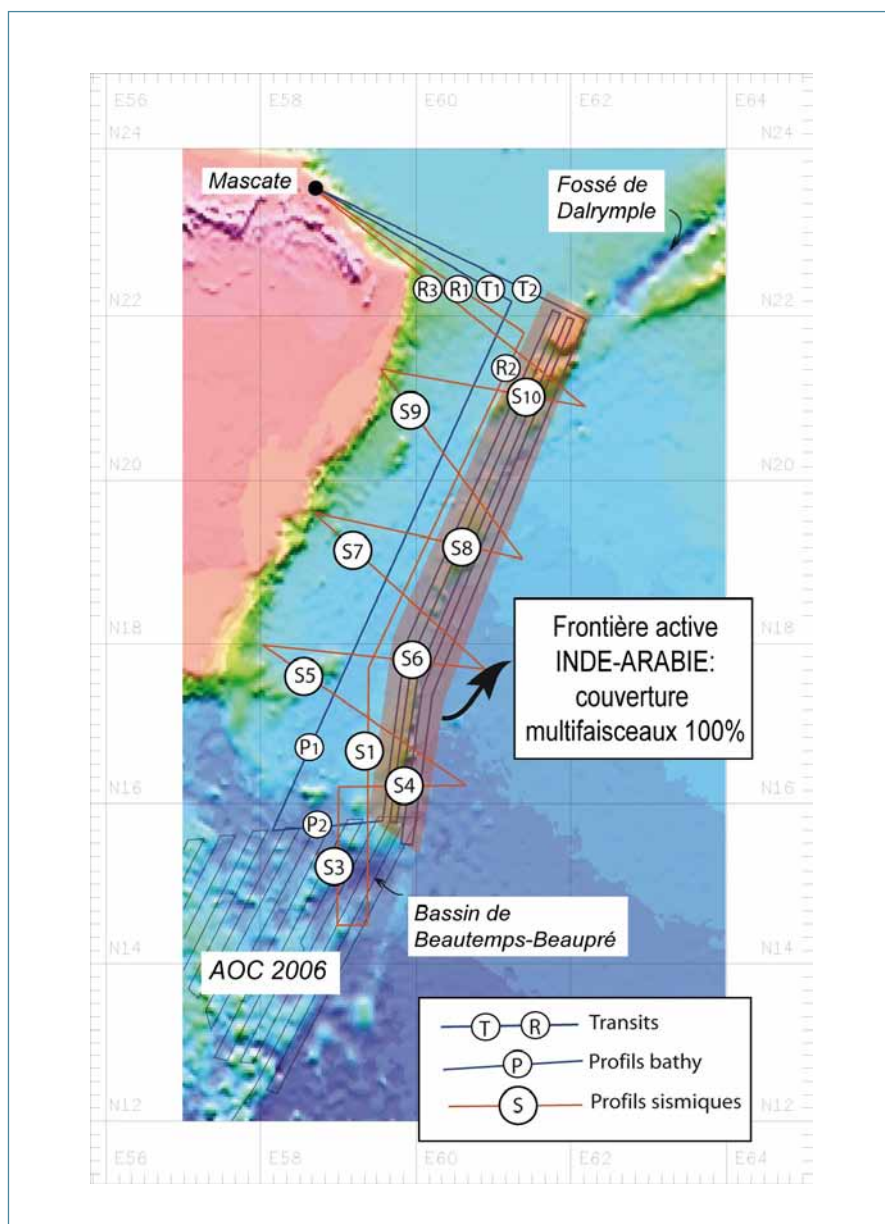
- reconstituer le calendrier tectonique de la frontière de plaques Arabie-Inde à partir des données structurales et cinématiques et caler dans le temps (1) l'âge du saut de frontière depuis la marge omanaise jusqu'à la zone de fracture d'Owen et (2) l'âge de la localisation de la frontière actuelle sur la faille active. Nous espérons ainsi mieux comprendre quels sont les facteurs qui favorisent la pérennité d'une faille ou d'un couloir de faille en limite de plaque ou au contraire qui provoquent sa migration au cours du temps.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons monté le projet de campagne Owen afin d'acquérir des données bathymétriques, gravimétriques, magnétiques, et des profils 3.5 kHz le long de la ZFO et dans le bassin d'Owen, ainsi que des profils de sismique réflexion multitrace dans le bassin d'Owen le long de plusieurs transects allant de la marge continentale arabe à l'ouest jusqu'à la ZFO à l'Est (Figure 82).

La campagne Owen a été conçue en deux legs, un premier leg de reconnaissance géophysique

à vitesse élevée (11 nœuds) de la frontière de plaque actuelle (acquisition multifaisceaux, gravimétrique, magnétique et 3,5 kHz), et un second leg de sismique multitrace à vitesse réduite (5 nœuds) où l'ensemble des capteurs géophysiques reste en opération.

Le premier volet de la campagne Owen a été réalisé en mars 2009 sur le BHO Beautemps-Beaupré et a permis de suivre la faille active sur 800 km (Figure 83). Le second volet sera effectué ultérieurement. L'ensemble du travail sera réalisé dans le cadre de la thèse de M. Rodriguez qui commence en septembre 2009.



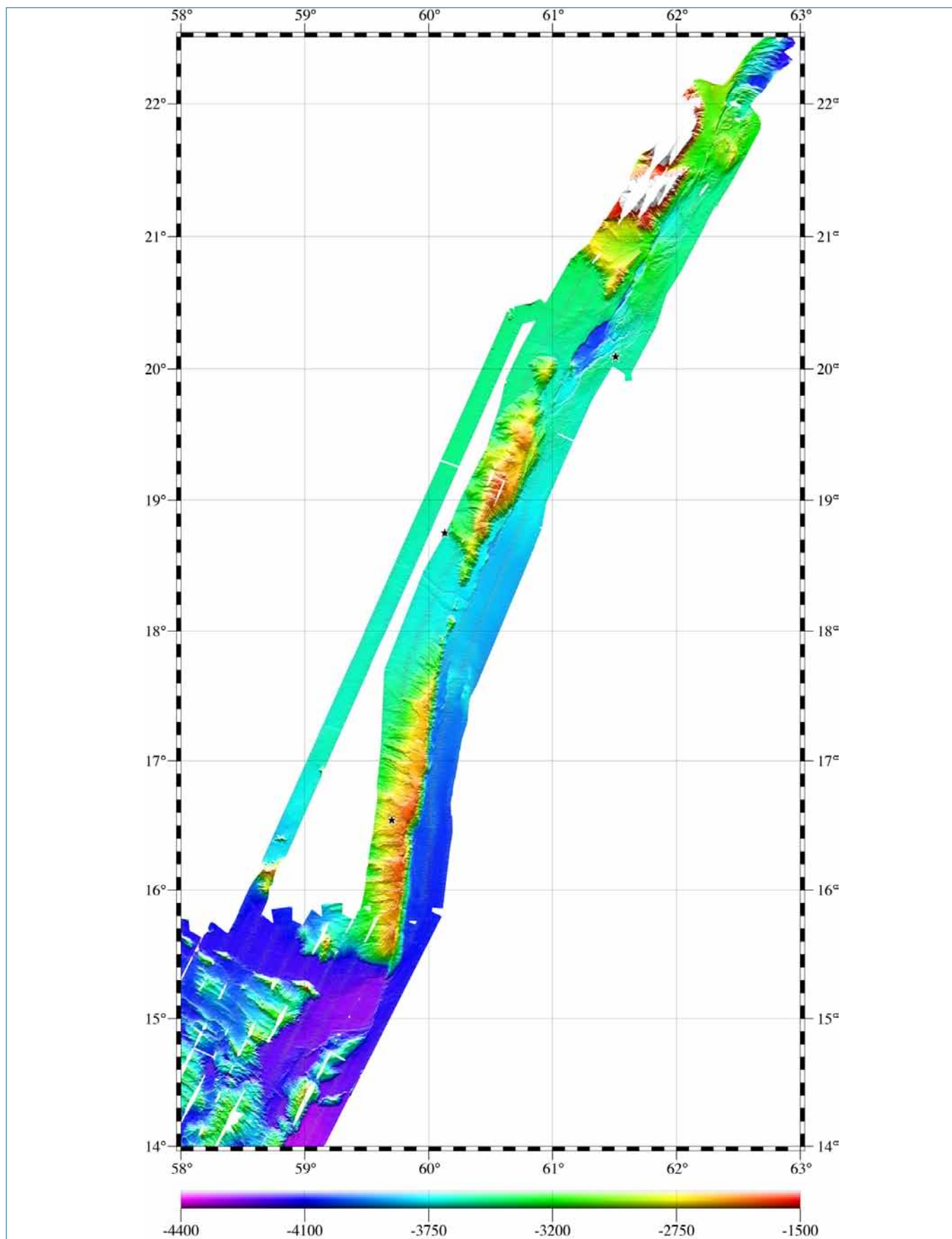


Figure 83. Couverture bathymétrique de l'ensemble de la zone Owen. La faille active est observée sur 800 km entre le bassin de Beautemps-Beaupré au sud et le fossé de Dalrymple au nord. Les étoiles localisent les forages DSDP.

4.2. Anatomie d'une obduction : le système Oman-Makran

Dans le cadre de la demande ANR O:NLAP sur l'obduction (porteur du projet: P. Agard), nous nous envisageons d'explorer avec des moyens géophysiques la géométrie à l'échelle crustale de l'ophiolite d'Oman pour mieux contraindre le processus d'obduction. En effet, bien que cette ophiolite soit la plus étudiée au monde, sa structure

profonde à terre et en mer reste encore mal connue (Figure 84). Un point crucial est la relation entre l'ophiolite et la lithosphère océanique du golfe d'Oman, dernier panneau de lithosphère Téthysienne dont l'ophiolite est issue, et qui disparaît actuellement en subduction sous l'Eurasie. Les deux lithosphères sont-elles en continuité ou totalement découplées par des accidents tectoniques, ou encore sont-elles affectées par des plis de grande longueur d'onde comme cela a été proposé (Coleman, 1981) ?

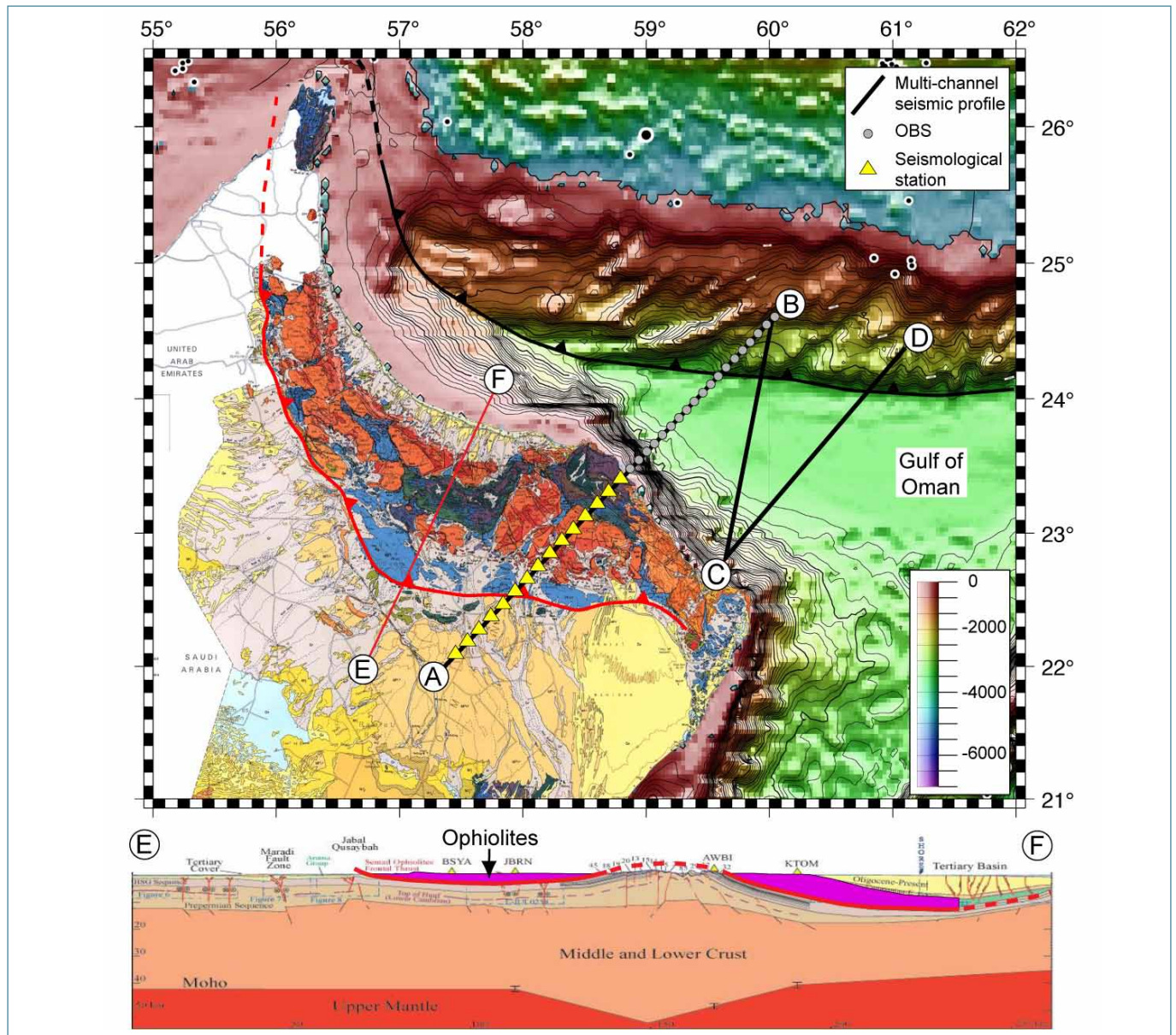


Figure 84. Carte combinée géologique et bathymétrique d'Oman, montrant la localisation du profil sismique terre-mer proposé (A-B). Deux profils complémentaires de sismique multitrace (B-C et C-D) seront tirés à travers le golfe d'Oman pour suivre les structures. La coupe E-F a été obtenue à partir de données géologiques de surface, de données gravimétriques et de quatre fonctions-récepteurs pour la profondeur du Moho (Al-Lazki et al., 2003).

Pour préciser les modalités de mise en place de la nappe ophiolitique et les relations entre l'ophiolite d'Oman et le domaine océanique adjacent, nous proposons de réaliser un grand profil sismique terre-mer depuis l'ophiolite d'Oman jusqu'au golfe d'Oman et au prisme du Makran. L'objectif est d'imager ce système géodynamique complexe depuis l'obduction jusqu'à la subduction. Le profil principal est orienté parallèlement à la direction de mise en place de l'ophiolite et perpendiculairement aux grandes structures (i.e., l'ophiolite et les fenêtres du Saih Hatat et du Jebel Akdar).

Il est prévu une mise en œuvre couplée de sismique réflexion multitrace et de sismique réfraction combinant OBS et stations sismologiques terrestres. La coupe à l'échelle crustale sera contrôlée par une modélisation gravimétriques à partir de données existantes et si possible de nouvelles mesures. L'objectif est d'obtenir une coupe de bonne résolution jusqu'à la profondeur du Moho. Elle fournira des contraintes sur la géométrie des unités, des failles, la longueur d'onde des plis... La demande ANR sera déposée à nouveau cette année.



5. BIBLIOGRAPHIE

- Abbate, E. P., Bruni, P., Fazzuoli, M. and Sagri, M., (1988), The Gulf of Aden continental margin of Northern Somalia: Tertiary sedimentation, rifting and drifting. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 31: 427-445.
- Abbate, E. P., M. L. Balestrieri, and G. Bigazzi (2001), Uplifted rift-shoulder of the Gulf of Aden in northwestern Somalia: palinspastic reconstructions supported by apatite fission-track data, in P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson, and S. Crasquin-Soleau Eds, *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, Mém. Mus. Natn. Hist. Nat., 186, 629-640.
- Abbate, E. P., P. Bruni and M. Sagri (1993), Tertiary basins in the Northern Somalia continental margin: their structural significance in the Gulf of Aden rift system. In: *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema, Rotterdam, pp. 291-294.
- Abelson, M., Agnon, A., 1997. Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation. *Earth Planetary Science Letter* 148, 405-421.
- Abers, G. A. (2001), Evidence for seismogenic normal faults at shallow dips in continental rifts, In: Wilson RCL, Whitmarsh RB, Taylor B, Frotzheim N (eds) *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: Evidence from Land and Sea*, Geol. Soc. London Spec. Pub., 187, 305-318.
- Abers, G.A., C. Z. Mutter, and J. Fang (1997), Shallow dips of normal faults during rapid extension: Earthquakes in the Woodlark-D'Entrecasteaux rift system, Papua New Guinea, *J. Geophys. Res.*, 102, 15301-15317.
- Achache, J., V. Courtillot, and J. Besse, Paleomagnetic constraints on the late Cretaceous and Cenozoic tectonics of southeastern Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63, 123-136, 1983.
- Acocella, V., Korme, T., 2002. Holocene extension direction along the Main Ethiopian Rift, East Africa. *Terra Nova* 14, 191-197.
- Agard, P., J. Omrani, L. Jolivet, and F. Mouthereau (2005), Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *Int. J. Earth Sci.*, 94, 401-419, doi: 10.1007/s00531-005-0481-4.
- Agard, P., M. Fournier, and O. Lacombe (2003), Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Schistes Lustrés) following late ductile exhumation: a record of synextension block rotation, *Terra Nova*, 15, 306-314.
- Al-Lazki, A. I., D. Seber, E. Sandvol and M. Barazangi 2002. A crustal transect across the Oman Mountains on the eastern margin of Arabia. *GeoArabia*, 7, 47-78.
- Allen, M., J. Jackson and R. Walker 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530
- Allen, M.B., and H.A. Armstrong (2008), Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 265, 52-58.
- Al-Siyabi, H.A. (2005), Exploration history of the Ara intrasalt carbonate stringers in the South Oman Salt Basin, *GeoArabia*, 10, 39-72.
- ANDERSON E. M. (1951). - *The Dynamics of Faulting*. - 2nd ed., 206 pp, Oliver and Boyd, White Plains, N. Y.
- Angelier, J. (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets, *J. Geophys. Res.*, 89, 5835-5848.
- Angelier, J. (1985), Extension and rifting: the Zeit region, Gulf of Suez, *J. Struct. Geol.*, 7, 605-612.
- Angelier, J. (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103: 363-376.
- Angelier, J. (1994), Fault slip analysis and palaeostress reconstruction, in *Continental Deformation*, edited by P.L. Hancock, pp. 53-100, Pergamon, Tarrytown, N.Y.
- Appelgate, B., Shor, A. N., 1994. The northern Mid-Atlantic and Reykjanes Ridges: Spreading center morphology between 55°50'N and 63°00'N. *Journal of Geophysical Research* 99, 17,935-17,956.
- Argand, E., La tectonique de l'Asie, Congrès géologique International, XIII Session, Belgique, 171-372, 1922.
- Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. & Stein S. (1989) Closure of the Africa-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *J. Geophys. Res.*, 94, 5585-5602.
- Argus, D. F., and R. G. Gordon, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 2039-2042, 1991.
- Armijo, R., P. Tapponnier and H. Tonglin, Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet, *J. Geophys. Res.*, 94, 2787-2838, 1989.
- Armijo, R., P. Tapponnier, J. L. Mercier and H. Tonglin, Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 91, 13,803-13,872, 1986.
- Atwater, T., and K. C. Macdonald, Are spreading centres perpendicular to their transform faults?, *Nature*, 270, 715-719, 1977.
- Audin, L., 1999. Pénétration de la dorsale d'Aden dans la dépression Afar entre 20 et 4 Ma, Ph D thesis, Univ. Paris 7, 300 pp.
- Audin, L., et al. (2004), Palaeomagnetism and K-Ar and 40 Ar/39 Ar ages in the Ali Sabieh area (Republic of Djibouti and Ethiopia): constraints on the mechanism of Aden ridge propagation into southeastern Afar during the last 10 Myr, *Geophys. J. Int.*, 158, 327-345.
- Audin, L., I. Manighetti, P. Tapponnier, F. Métivier, E. Jacques, and P. Huchon (2001), Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Goubbet Rift Floor: insights from the Tadjouraden cruise in the western Gulf of Aden, *Geophys. J. Int.*, 144, 391-414.
- Avouac, J. P. and P. Tapponnier, Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 895-898, 1993.
- Baker, J., L. Snee, and M. Menzies (1996), A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: Implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 138, 39-55.
- Barker, D. H. N., and J. A. Jr Austin (1998), Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula, *J. Geophys. Res.*, 103, 24,017-24,043.
- BAROUX E., BÉTHOUX N. & BELLIER O. (2001). - Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. - *Geophys. J. Int.*, 145, 336-348.
- Barton, P. J., Owen, T. R. E. & White, R. S. (1990) The deep structure of the east

- Oman continental margin: preliminary results and interpretation, *Tectonophysics*, 173, 319-331.
- Beauchamp, W. H., A. C. Ries, M. P. Coward, and J. A. Miles, Masirah graben, Oman: a hidden Cretaceous rift basin, *AAPG Bull.*, 79, 864-879, 1995.
- BEAUDOIN B. & GIGOT P. (1971). - Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse miocène de Digne Basses Alpes (France). - *Sedimentology*, 17, 241-256.
- Béchenec, F., J. Le Métour, J.-P. Platel, and J. Roger 1995. Doming and down-warping of the Arabian platform in Oman in relation to Eoalpine tectonics. In, M.I. Al-Husseini (Ed.), *Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO'94. Gulf PetroLink, Bahrain*, 167-178
- Bellahsen, N., C. Faccenna, F. Fucicello, J.-M. Daniel, and L. Jolivet (2003), Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 365-381.
- Bellahsen, N., M. Fournier, E. d'Acremont, S. Leroy, and J.-M. Daniel (2006), Fault reactivation and rift localization: The northeastern Gulf of Aden margin, *Tectonics*, 25, doi: 10.1029/2004TC001626.
- Bellier, O., J. Mercier, P. Vergely, C. Long and C Ning, Evolution sédimentaire et tectonique du graben Mésozoïque de la Wei He (province du Shanxi, Chine du Nord), *Bull. Soc. geol. France*, 4, 979-994, 1988.
- Ben-Zion, Y., and C.G. Sammis (2003), Characterization of fault zones, *Pure and Applied. Geophysics*, 160, 677-715.
- BERGERAT F. (1987). - Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. - *Tectonics*, 6, 99-132.
- Bergerat, F., A. Gudmundsson, J. Angelier, and T. Rögnvaldsson, Seismotectonics of the central part of the South Iceland Seismic Zone, *Tectonophysics*, 298, 319-335, 1998.
- Bernard, P., et al. (1997), The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift, *J. Seismol.*, 1, 131-150.
- Bertotti, G., A. Immenhauser and J. K. J. Taal-van Koppen 2005. Stratigraphic and regional distribution of fractures in Barremian–Aptian carbonate rocks of Eastern Oman: outcrop data and their extrapolation to Interior Oman hydrocarbon reservoirs. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 447–461, DOI 10.1007/s00531-005-0472-5.
- Beslier, M.-O., M. Ask, and G. Boillot (1993), Ocean-continent boundary in the Iberia Abyssal Plain from multichannel seismic data, *Tectonophysics*, 218, 383-393.
- Beurrier, M. (1987) Géologie de la nappe ophiolitique de Semail dans les parties orientales et centrales de l'Oman, Thèse Doc. Etat, Univ. Paris 6, 406 pp.
- Beurrier, M., C. Bourdillon de Grissac Grissac, P. De Wever and J-L. Lescuyer 1987. Biostratigraphie des radiolarites associées aux volcanites ophiolitiques de la nappe de Samail (Sultanat d'Oman) : Conséquences tectogénétiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 907-910.
- Beydoun, Z. R., and M. R. Bichan (1969), The Geology of Socotra Island, Gulf of Aden, *Quarterly J. Geol. Soc. Amer.*, 91, 699-706.
- Beydoun, Z.R. (1964), The stratigraphy and structure of the Eastern Aden Protectorate. *Overseas Geology and Mineral Resources. Supplement Series*, 5, Her Majesty's Stationary Office, London, 107 pp.
- Beydoun, Z.R. (1970), Southern Arabia and Northern Somalia: comparative geology, *Philos. Trans. R. Soc. London*, A 267, 267-292.
- Beydoun, Z.R. (1982), The Gulf of Aden and northwest Arabian Sea. In: Nairn A.E.M and Stehli F.G. Eds., *The oceans basins and margins*, vol.6: The Indian Ocean. Plenum Press, New York and London, 253-313.
- Beydoun, Z.R., 1966. Geology of Arabian peninsula. Eastern Aden protectorate and part of Dhofar. U. S. Geol. Survey Professional Paper, 560-H, 1-48.
- Bird, R.T. & Naar, D.F. (1994) Intratransform origins of midocean ridge microplates, *Geology*, 22, 987-990.
- Bird, R.T., Naar, D.F., Larson, R.L., Searle, R. C. & Scotese, C. R. (1998) Plate tectonic reconstructions of the Juan Fernandez microplate: Transformation from internal shear to rigid rotation, *J. Geophys. Res.*, 103, 7049-7067.
- Birse, A. C. R., W. F. Bott, J. Morrison, and M. A. Samuel (1997), The Mesozoic and Tertiary tectonic evolution of the Socotra area, eastern Gulf of Aden, Yemen, *Mar. Petrol. Geol.*, 14, 673-683.
- Bohnenstiehl, D.R., Tolstoy, M. & Chapp, E. Breaking into the plate: A 7.6 Mw fracture-zone earthquake adjacent to the Central Indian Ridge. *Geophys. Res. Lett.* 31, L02615, doi:10.1029/2003GL018981 (2004).
- Boillot, G., Agrinier, P., Beslier, M.O., Cornen, G., Froitzheim, N., Gardien, V., Girardeau, J., Gil-lbarguchi, J.-I., Kornprobst, J., Moullade, M., Schaerer, U., and J. R. Vanney (1995), A lithospheric syn-rift shear zone at the oceancontinent transition: Preliminary results of the GALINAUTE II cruise (Nautilic dives on the Galicia Bank, Spain), *C. R. Acad. Sci.*, 322, 1171–1178.
- Boillot, G., Froitzheim, N. (2001), Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions. In: Wilson, R.C.L., Whi tmarsh, R. B., Taylor, B., Froi tzheim, N. (Eds.), *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea. Geological Society, London, Special Publication*, pp. 9–30.
- Boillot, G., et al. (1987), Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain), *Tectonophysics*, 132, 335-342.
- Boillot, G., M.-O. Beslier, and M. Comas (1992), Seismic image of undercrusted serpentine beneath a rifted margin, *Terra Nova*, 4, 25– 33.
- Boillot, G., S. Grimaud, A. Mauffret, D.Mougenot, J. Kornprobst, J. Mergoil-Daniel and G. Torrent (1980), Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia bank, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 23-34.
- Bonini, M., Souriot, T., Boccaletti, M., Brun, J.-P., 1997. Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift. *Tectonics* 16, 347-362.
- Boote, D. R. D., D. Mou and R. I. Waite 1990. Structural evolution of the Suneinah Foreland, Central Oman Mountains. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds) *The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geol. Soc. London Spec. Pub.* 49, 397-418.
- Bosellini, A., 1992. The continental margins of Somalia: their structural evolution and sequence stratigraphy. In «*Geology and Geophysics of Continental Margins*» (eds J.S. Watkins, F. Ziqiang and K.J. McMillen), *Am. Ass. Petrol. Geologists, Memoir* 53, 185-205.
- Bosence, D.W.J. 1997. Mesozoic rift basins of Yemen. *Mar. Petrol. Geol.*, 14: 611-616.
- Bosworth W., P. Huchon P. and K. McClay (2005), The Red Sea and Gulf of Aden basins, *J. Afr. Earth Sci.*, 43, 344-378, 2005.
- Bosworth, W. (1985), Discussion on the structural evolution of extensional basin margins, *Geological Society of London Journal*, 142, 939–942.
- Bott, M.H.P. (1982), The mechanism of continental splitting, *Tectonophysics*, 81, 301-309.
- Bott, W. R., S. M. Richardson, N. A. Harbury, C. Johns, D. Scott, M. A. Samuel, F. S. Cranmer, B. A. Smith, and W. D. Hollard (1994), Remote Socotra and Ancillary Islands: recent field investigations of Paleozoic and Mesozoic outcrops and their relationship to speculative petroleum systems, *Geo'94: The Middle East Petroleum Geosciences – Selected Middle East Papers from the Middle East Geoscience Conf.* 1, 216-233.
- Bott, W.F., B.A. Smith, G. Oakes, A.H. Sikander, and A.I. Ibraham (1992), The tectonic framework and regional hydrocarbon prospectivity of the Gulf of Aden, *J. Petrol. Geol.*, 15, 211-243.
- Brannan, J., K.D. Gerdes, and I.R. Newth (1997), Tectono-stratigraphic development of the Qamar basin, Eastern Yemen, *Mar. Pet. Geol.*, 14, 701-730.

- Breton, J.-P., F. Béchenec, J. Le Métour, L. Moen-Maurel and P. Razin 2004. Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman Tethyan continental margin: insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). *GeoArabia* *GeoArabia*, 9, 41-58.
- Briaux, A., Aslanian, D., Géli, L. & Ondréas, H. (2002) Analysis of propagators along the Pacific-Antarctic Ridge: evidence for triggering by kinematic changes, *Earth planet. Sci. Lett.*, 199, 415-428.
- Brun, J.-P. (1999), Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Phil. Trans. R. Soc. Geol.*, 357, 695-712.
- Brun, J.-P. and M.-O. Beslier, Mantle Exhumation at Passive Margins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 161-173, 1996. Clifton, A.E., R.W. Schlische, M.O. Withjack, and R.V. Ackermann, Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models, *Journal of Structural Geology*, 22, 1491-1509, 2000.
- Brun, J.-P., and M. A. Gutscher (1992), Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary, *Tectonophysics*, 208, 139-147.
- Brun, J.-P., and M.-O. Beslier (1996), Mantle Exhumation at Passive Margins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 161-173.
- Brun, J.-P., F. Wenzel and ECORS-DEKORP working group (1991), Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data, *Geology*, 19, 758-762.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D., and J. Van den Driessche (1994), Analogue modeling of detachment fault systems, *Geology*, 22, 319-322.
- Buck, W. R. (1991), Modes of continental lithospheric extension, *J. Geophys. Res.*, 96, 20,161-20,178.
- Buck, W. R., L. L. Lavier, and A. Poliakov (1999), How to make a rift wide, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, 357, 671-693.
- Bunce, E. T., M. G. Langseth, R. L. Chase, and M. Ewing (1967), Structure of the Western Somali Basin, *J. Geophys. Res.*, 72, 2547-2555.
- Burchfiel, B. C. and L. H. Royden, North-south extension within the convergent Himalayan region, *Geology*, 13, 679-682, 1985.
- Burchfiel, B. C. and L. H. Royden, Tectonics of Asia 50 years after the death of Emile Argand, *Ecolgae Geol. Helv.*, 84, 599-629, 1991.
- Burchfiel, B. C., C. Zhiliang, K. V. Hodges, L. Yuping, L. H. Royden, D. Changrong and X. Jiene, The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 269, 1-41, 1992.
- Burg, J. P., M. Guiraud, G. M. Chen and G. C. Li, Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 391-400, 1984.
- Burke, K. (1996), The African Plate: South African, *J. Geology*, 99, 341-409.
- Byerlee, J. D., Brittle-ductile transition in rocks, *J. Geophys. Res.*, 73, 4741-4750, 1968.
- CALAIS E., BAYER R., CHERY J., COTTON F., FLOUZAT M., JOUANNE F., MARTINOD J., MATHIEU F., SCOTTI O., TARDY M. & VIGNY C. (2001). - REGAL: Réseau GPS permanent dans les Alpes, configuration et premiers résultats. - *Bull. Soc. géol. France*, 172, 141-158.
- CALAIS E., NOCQUET J.-M., JOUANNE F. & TARDY M. (2002). - Current extension in the central part of the Western Alps from continuous GPS measurements, 1996-2001. - *Geology*, 30, 651-654.
- Calais, E., C. DeMets, and J.-M. Nocquet (2003), Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 81-92, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- Cande, S.C. and D.V. Kent (1992), A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 97, 13917-13951.
- Cande, S.C. and D.V. Kent (1995), Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- Cann, J.R., D.K. Blackman, D.K. Smith, E. McAllister, B. Janssen, S. Mello, E. Avgerinos, A.R. Pascoe, and J. Escartin (1997), Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 385, 329-332.
- Cannat, M., D. Sauter, V. Mendel, E. Ruellan, K. Okino, J. Escartin, V. Combier, and M. Baala (2006), Modes of sea floor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge, *Geology*, 34, 605-608.
- Carbon D. 1996. Tectonique post-obduction des montagnes d'Oman dans le cadre de la convergence Arabie-Iran, Ph.D. thesis, Univ. Montpellier II, pp. 408.
- Carbotte, S. M., Macdonald, K. C., 1994. Comparison of seafloor tectonic fabric at intermediate, fast, and super fast spreading ridges: Influence of spreading rate, plate motions, and ridge segmentation on fault patterns. *Journal of Geophysical Research* 99, 13,609-13,632.
- Chalmers, J.A., and T.C.R. Pulvertaft (2001), Development of the continental margins of the Labrador Sea - a review, In: Wilson, R.C.L., Whitmarsh, R.B., Taylor, B. & Froitzheim, N. (eds) *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A comparison of Evidence from Land and Sea*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 187, 77-105.
- Chamot-Rooke N., and X. Le Pichon, GPS determined eastward Sundaland motion with respect to Eurasia confirmed by earthquakes slip vectors at Sunda and Philippine trenches, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, 439-455, 1999.
- Chamot-Rooke, N. and X. L. Pichon, Zenisu ridge: Mechanical model of formation, *Tectonophysics*, 160, 175-194, 1989.
- Chamot-Rooke, N., F. Jestin, B. De Voogd, and the Phèdre Working Group (1993), Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile, *Geology*, 21, 1043-1046.
- Chamot-Rooke, N., V. Renard, and X. Le Pichon (1987), Magnetic anomalies in the Shikoku Basin: a new interpretation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83, 214-228.
- Chase, C.G. (1978), Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 355-368.
- Chaubey, A., et al. (1998), Early Tertiary Seafloor Spreading Magnetic Anomalies and Paleopropagators in the Northern Arabian Sea, *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 41-53.
- Chaubey, A.K., J. Dymant, G.C. Bhattacharya, J.-Y. Royer, K. Srinivas, and V. Yatheesh (2002), Paleogene magnetic isochrons and paleo-propagators in the Arabian and Eastern Somali basins, Northwest Indian Ocean. In: P. Clift, D. Kroon, C. Gaedicke and J. Craig (eds), *The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region*. Geological Society Special Publication, 195, 71-85.
- Chemenda, A. L., M. Mattauer and A. N. Bokun 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: New modelling and field data from Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 173-182.
- Chen, W. P., and J. Nabelek, Seismogenic strike-slip faulting and the development of the North China basin, *Tectonics*, 7, 975-989, 1988.
- Chen, Y., V. Courtillot, J. P. Cogné, J. Besse, Z. Yang, and R.J. Enkin, The configuration of Asia prior to the collision of India: Cretaceous paleomagnetic constraints, *J. Geophys. Res.*, 98, 21,927-21,941, 1993.
- Chian, D., C. Keen, I. Reid, and K.E. Loudon (1995), Evolution of non volcanic rifted margins: New results from the conjugate margins of the Labrador Sea, *Geology*, 23, 589-592.
- Choukroune, P., B. Auvray, J. Francheteau, J.C. Lépine, F. Arthaud, J.P. Brun, J.M. Auzende, B. Sichler, and Y. Khobar (1986), Tectonics of the westernmost Gulf of Aden and the Gulf of Tadjoura from submersible observations, *Nature*, 319, 396-399.
- Choukroune, P., J. Francheteau, B. Auvray, J.M. Auzende, J.P. Brun, B. Sichler, F. Arthaud, and J.C. Lépine (1988), Tectonics of an incipient oceanic rift, *Mar. Geophys. Res.*, 9, 147-163.

- Christensen, D. H., and L. J. Ruff, Seismic coupling and outer rise earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 93, 13,421-13,444, 1988.
- Chu, D., and R. Gordon (1998), Current plate motions across the Red Sea, *Geophys. J. Int.*, 135, 313-328, doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00658.x.
- CLAUZON G., AGUILAR J.-P. & MICHAUX J. (1989). - Relation temps - sédimentation dans le Néogène méditerranéen français. - *Bull.Soc. géol. France*, (8), V, 2, 361-372.
- CLAUZON, G. (1975). - Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes-de-Haute-Provence). - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, 2433-2436.
- CLAUZON, G. (1979). - Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. - *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 29, 15-40.
- CLAUZON, G., AGUILAR, J.P. & MICHAUX J. (1987). - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 M.a. au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, 133-137.
- Clifton, A. E., and R. W. Schlische (2001), Nucleation, growth, and linkage of faults in oblique rift zones: Results from experimental clay models and implications for maximum fault size. *Geology* 29, 455-458.
- Clifton, A. E., and R. W. Schlische (2003), Fracture populations on the Reykjanes Peninsula, Iceland: Comparison with experimental clay models of oblique rifting. *Journal of Geophysical Research* 108, 1-17.
- Clifton, A. E., Schlische, R.W., Withjack, M.O., Ackermann, R.V., 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models. *Journal of Structural Geology* 22, 1491-1509.
- COADOU A., BEAUDOIN B. & MOUTERDE R. (1971). - Variations lithologiques et corrélations stratigraphiques dans le Lias moyen et supérieur de Barles et du plateau de Chine (Alpes de Haute-Provence). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIII, 5-12.
- Cobbold, P. R. and P. Davy, Indentation tectonics in nature and experiments. 2. Central Asia, *Bulletin of the Geological institutions of Upsalla*, 14, 143-162, 1988.
- Coblentz, D.D., and M. Sandiford, (1994), Tectonic stresses in the African Plate; constraints on the ambient lithospheric stress state, *Geology*, 22, 831-834.
- Coblentz, D.D., Richardson, R.M., Sandiford, M. (1994), On the gravitational potential of the Earth's lithosphere, *Tectonics*, 13, 929-945.
- Cochran, J. R. (1981), The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin, *J. Geophys. Res.*, 86, 263-287.
- Cochran, J. R. (1982), The magnetic quiet zone in the eastern of the Gulf of Aden: implications for the early development of the continental margin, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 68, 171-201.
- Cochran, J. R. (1988), Somali Basin, Chain Ridge, and origin of the Northern Somali Basin gravity and geoid low, *J. Geophys. Res.*, 93, 11,985-12,008.
- Cochran, J. R. (1990), Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal Fan sedimentation at the ODP LEG 116 Sites, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 116, 397-414.
- Cochran, J. R. (2005), Northern Red Sea: Nucleation of an oceanic spreading center within a continental rift, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, Q03006, doi:10.1029/2004GC000826.
- Cochran, J. R., and G. D. Karner (2007), Constraints on the deformation and rupturing of continental lithosphere of the Red Sea: the transition from rifting to drifting, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 282, 265-289.
- Cohen, S. C. and R. C. Morgan, Intraplate deformation due to continental collisions: a numerical study of deformation in a thin viscous sheet, *Tectonophysics*, 132, 247-259, 1986.
- Coleman, M. and K. Hodges, Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension, *Nature*, 374, 49-52, 1995.
- Coleman, R.G. 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *J. Geophys. Res.*, 86, 2497-2508.
- Coletta, B., P. LeQuelléc, J. Letousey, and I. Moretti (1988), Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt), *Tectonophysics*, 153, 221-233.
- Collier, J.S., V. Sansom, O. Ishizuka, R.N. Taylor, T.A. Minshull, and R.B. Whitmarsh (2008), Age of Seychelles-India break-up, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 264-277.
- Corti, G. (2008), Control of rift obliquity on the evolution and segmentation of the main Ethiopian rift, *Nature Geoscience*, 1, 258-262, doi:10.1038/ngeo160
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D. (2003), Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma, *Earth-Science Reviews* 63, 169-247.
- Courtillot, V. (1980), Opening of the Gulf of Aden and Afar by progressive tearing, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 343-350.
- Courtillot, V. (1982), Propagating rifts and continental breakup, *Tectonics*, 1, 239-256.
- Courtillot, V. and G.E. Vink (1983), How continents break up, *Sci. Am.*, 249, 40-47.
- Courtillot, V., Armijo, R. and Tapponnier, P., 1987. Kinematics of the Sinai triple junction and a two-phase model of Arabia-Africa rifting. In *Continental Extensional Tectonics*, edited by M.P. Coward, J.F. Dewey, and P.L. Handcock, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 28, pp. 559-573.
- Courtillot, V., C. Jaupart, I. Manighetti, P. Tapponnier, and J. Besse (1999), On causal links between flood basalts and continental breakup, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 166, 177-195.
- Cowie, P. A., J. R. Underhill, M. D. Behn, J. Lin and C. E. Gill (2005), Spatio-temporal evolution of strain accumulation derived from multi-scale observations of Late Jurassic rifting in the northern North Sea: A critical test of models for lithospheric extension, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234, 401-419.
- Crétaux, J.-F., L. Soudarin, A. Cazenave, and F. Boullé, Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system, *J. Geophys. Res.*, 103, 30,167-30,181, 1998.
- CRUMEYROLLE P., RUBINO J.-L. & CLAUZON G. (1991). - Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. - *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 12, 373-390.
- CURNELLE R. & DUBOIS P. (1986) - Évolution mésozoïque des grands bassins français : bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 529-546.
- d'Acremont, E., S. Leroy, M. Maia, P. Patriat, M.-O. Beslier, N. Bellahsen, M. Fournier, and P. Gente (2006), Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden: insights from magnetic and gravity data (Encens Sheba Cruise), *Geophys. J. Int.*, 165, 786-803.
- d'Acremont, E., S. Leroy, M.-O. Beslier, N. Bellahsen, M. Fournier, C. Robin, M. Maia, and P. Gente (2005), Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data, *Geophys. J. Int.*, 160, 869-890.
- d'Acremont, E. (2002), De la déchirure continentale à l'accrétion océanique : ouverture du golfe d'Aden oriental, PhD Thesis, University Paris 6, 330 pp.
- Dauteuil, O. and J.-P. Brun (1996), Deformation partitionning in a slow-spreading ridge undergoing oblique extension (Mohs Ridge, Norwegian Sea). *Tectonics* 17, 303-310.
- Dauteuil, O. and J.-P. Brun (1993), Oblique rifting in a slow-spreading ridge. *Nature*, 361: 145-148.
- Dauteuil, O., P. Huchon, F. Quemeneur, and T. Souriot (2001), Propagation of an oblique spreading centre: the western Gulf of Aden, *Tectonophysics*, 332, 423-442.

- Davis, G.A., and G.S. Lister (1988), Detachment faulting in continental extension; perspectives from the southwestern U.S. Cordillera, in *Processes in continental lithospheric deformation*, edited by S.P.J. Clark, pp. 133-159.
- Davis, M., Kusznir, N.J., 2004. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. In: Karner, G.D., Kohlstedt, D., Driscoll, N., Taylor, B. (Eds.), *Rheology and deformation of the lithosphere at continental margins*. Columbia University Press, New York, pp. 92-137.
- Davy, P. and P. R. Cobbold, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25, 1991.
- Davy, P. and P. R. Cobbold, Indentation tectonics in nature and experiments. Experiments scaled for gravity, *Bulletin of the Geological Institutions of Upsalla*, 14, 129-141, 1988.
- Davy, P., A. Hansen, E. Bonnet, and S. -Z. Zhang, Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: Implications for deformations of the continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 6281-6294, 1995
- de Boisgrollier, T., C. Petit, M. Fournier, P. Leturmy, J.-C. Ringenbach, V.A. San'kov, S.A. Anisimova, and S.N. Kovalenko (2009), Palaeozoic orogeneses around the Siberian craton: structure and evolution of the Patom belt and foredeep, *Tectonics*, 28, TC1005, doi:10.1029/2007TC002210
- DEBELMAS J. & KERCKHOVE C. (1980). - Les Alpes franco-italiennes. - *Géol. Alpine*, 56, 21-58.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1970). - The western Alps: paleogeography and structure. - *Earth-Science Reviews*, 6, 221-256.
- Delescluse, M., and N. Chamot-Rooke (2007), Instantaneous deformation and kinematics of the India-Australia Plate, *Geophys. J. Int.*, 168, 818-842.
- Delescluse, M., L. Montési, and N. Chamot-Rooke (2008), Fault reactivation and selective abandonment in the oceanic lithosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L16312, doi: 10.1029/2008GL035066
- DeMets, C. (2008), Arabia's slow dance with India, *Nature Geoscience*, 1, 10-11, doi:10.1038/ngeo.2007.56
- DeMets, C., and D. S. Wilson (2008), Toward a minimum change model for recent plate motions: calibrating seafloor spreading rates for outward displacement, *Geophys. J. Int.*, 174, 825-841, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03836.x
- DeMets, C., R. G. Gordon, and J.-Y. Royer (2005), Motion between the Indian, Capricorn, and Somalian plates since 20 Ma: Implications for the timing and magnitude of distributed deformation in the equatorial Indian Ocean, *Geophys. J. Int.*, 161, 445-468.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions of the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.
- Dercourt J., L.E. Ricou, and B. Vrielynck (1993), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*: Gauthier-Villars, Paris, 307 pp.
- Deverchère, J., C. Petit, N. Gileva, N. Radziminovitch, V. Melnikova, and V. San'kov (2001), Depth distribution of earthquakes in the Baikal Rift System and its implications for the rheology of the lithosphere, *Geophys. J. Int.*, 146(3), 714-730.
- Deverchère, J., F. Houdry, M. Diamant, N. V. Solonenko, and A. V. Solonenko (1991), Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift, *Geophys. Res. Letters*, 18(6), 1099-1102.
- Deverchère, J., F. Houdry, N. V. Solonenko, A. V. Solonenko and V. A. Sankov, Seismicity, active faults and stress field of the north Muya region, Baikal rift: new insights on the rheology of extended continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 98, 19,895-19,912, 1993.
- Dewey J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (eds) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 135, 1-14.
- Dewey, J. F., R. M. Shackleton, Chang Chengfa, and Sun Yiyin, The tectonic evolution of the Tibetan plateau, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 327, 379-413, 1988.
- Dewey, J. F., S. Cande and W. C. I. Pitman, Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone, *Eclogae geol. Helv.*, 82, 717-734, 1989.
- Dominguez, S., S.E. Lallemand, J. Malavieille, and the ACT Scientific Crew, The Gagau Ridge subduction and its interaction with the southern Ryukyu arc-trench system (Taiwan), *Terra Nova*, 9, 347, 1997.
- Dyment, J. (1993), Evolution of the Indian Ocean triple junction between 65 and 49 Ma (Anomalies 28 to 21), *J. Geophys. Res.*, 98, 13863-13877.
- Dyment, J. (1998), Evolution of the Carlsberg ridge between 60 and 45 Ma: Ridge propagation, spreading asymmetry, and the Deccan-reunion hotspot, *J. Geophys. Res.*, 103, 24067-24084.
- Dyment, J. 1991. Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'océan Indien : apport des anomalies magnétiques. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Dziwonski, A. M., Chou, T. A. & Woodhouse, J. H. (1981) Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852.
- Ebinger, C. J. (1989a), Tectonic development of the western branch of the East African rift system, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 7, 885-903.
- Ebinger, C. J. (1989b), Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi rift, Africa, *Tectonics*, 8, 117-133.
- Ebinger, C. J., D. Keir, A. Ayele, E. Calais, T. J. Wright, M. Belachew, J. O. S. Hammond, E. Campbell, and W. R. Buck (2008), Capturing magma intrusion and faulting processes during continental rupture: seismicity of the Dabbahu (Afar) rift, *Geophys. J. Int.*, 174, 1138-1152, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03877.x
- Ebinger, C.J., and N.H. Sleep (1998), Cenozoic magmatism throughout east African resulting from impact of a single plume, *Nature*, 395, 788-791.
- Edwards, R. A., T.A. Minshull, and R. S. White (2000), Extension across the Indian-Arabian plate boundary: the Murray Ridge, *Geophys. J. Int.*, 142, 461-477.
- Edwards, R.A., T.A. Minshull, E.R. Flueh, and C. Kopp (2008), Dalrymple Trough: An active oblique-slip ocean-continent boundary in the northwest Indian Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 437-445.
- Eguchi, T., and S. Uyeda, Seismotectonics of the Okinawa trough and Ryukyu arc, *Mem. Geol. Soc. China*, 5, 189-210, 1983.
- Einarsson, P. (1986) Seismicity along the eastern margin of the North American plate, in *The Geology of North America: Vol. M, The Western North Atlantic Region*, edited by P.R. Vogt, and B.E. Tucholke, pp. 99-116, The Geological Society of America, Boulder, CO.
- ELLIOTT T., APPS G., DAVIES H., EVANS M., GHIBAUDO G. & GRAHAM R.H. (1985). - A structural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the external Alps of South-East France. In: Allen, P., Homewood, P. & Williams, G. (eds) *International Symposium on Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists, Excursion guide book, Fribourg, 39-73.
- Ellouz-Zimmermann, N., E. Deville, C. Müller, S. Lallemand, A. Subhani, and A. Tabreez (2007a), Impact of sedimentation on convergent margin tectonics: Example of the Makran accretionary prism (Pakistan). In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., Vergés, J. (Eds.). *Thrust Belts and Foreland Basins - From Fold Kinematics to Hydrocarbon System*, *Frontiers in Earth Science Series*, Springer Berlin Heidelberg.
- Ellouz-Zimmermann, N., et al. (2007b), Offshore frontal part of the Makran Accretionary prism: The Chamak survey (Pakistan). In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., Vergés, J. (Eds.). *Thrust Belts and Foreland Basins - From Fold Kinematics to Hydrocarbon System*, *Frontiers in Earth Science Series*, Springer Berlin Heidelberg, 351-366.

- Engdahl, E.R. & Villaseñor, A. Global Seismicity: 1900-1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, Chapter 41*, pp. 665-690, Academic Press (2002).
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R. and R. Buland (1998), Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 722-743.
- Engelbreton D.C., A. Cox, and R.G. Gordon, Relative plate motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 206, 59 pp., 1985.
- England, P. and D. P. McKenzie, A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 70, 295-321, 1982.
- England, P. and G. A. Houseman, Finite strain calculations of continental deformation. II: application to the India-Asia collision, *J. Geophys. Res.*, 91, 3664-3676, 1986.
- England, P. and P. Molnar, Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet, *Nature*, 344, 140-142, 1990.
- England, P. and P. Molnar, The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults, *Geophys. J. Int.*, 130, 551-582, 1997.
- England, P., G. A. Houseman, and L. Sonder, Length scales for continental deformation in convergent, divergent, and strike-slip environments: Analytical and approximate solutions for a thin viscous sheet model, *J. Geophys. Res.*, 90, 523-532, 1985.
- Escartin J., D.K. Smith, J.R. Cann, H. Schouten, C.H. Langmuir, and S. Escrig (2008), Central role of detachment faults in accretion of slow spreading oceanic lithosphere, *Nature*, 455, doi:10.1038/nature07333.
- Ewing, M., and B. C. Heezen (1960), Continuity of mid-oceanic ridge and rift valley in the southwestern Indian Ocean confirmed, *Science*, 131, 1677-1679.
- Eyal, Y., Stress field fluctuations along the Dead Sea rift since the middle Miocene, *Tectonics*, 15, 157-170, 1996.
- Fabbri, O., and M. Fournier (1999), Extension in the southern Ryukyu arc (Japan): Link with oblique subduction and back-arc rifting, *Tectonics*, 18, 486-497.
- Fabbri, O., J. Charvet, and M. Fournier (1996), Alternate senses of displacement along the Tsushima fault system during the Neogene based on fracture analyses near the western margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, 257, 275-295.
- Fabbri, O., P. Monié, and M. Fournier (2004), Transtensional deformation at the junction between the Okinawa Trough back-arc basin and the SW Japan island arc, in Grocott J., McCaffrey K. J. W., Taylor G. and Tikoff B. (eds), *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 227, 297-312.
- Faccenna, C., D. Giardini, P. Davy, and A. Argentieri, Initiation of subduction at Atlantic-type margins: Insights from laboratory experiments, *J. Geophys. Res.*, 104, 2749-2766, 1999.
- Faccenna, C., P. Davy, J.P. Brun, R. Funicello, D. Giardini, M. Mattei, and T. Nalpas, The dynamics of back-arc extensions: A laboratory approach to the opening of the Tyrrhenian Sea, *Geophys. J. Int.*, 126, 781-795, 1996.
- Falconer, R.K.H. (1972) The Indian-Antarctic-Pacific Triple Junction, *Earth and Planetary Science Letters*, 17, 151-158.
- Fantozzi, P. L., and M. Ali Kassim (2002), Geological mapping in northeastern Somalia (Midjurtinia region): Field evidence of the structural and paleogeographic evolution of the northern margin of the Somalian plate, *J. African Earth Sci.*, 34, 21-55.
- Fantozzi, P.L. (1996), Transition from continental to oceanic rifting in the Gulf of Aden: structural evidence from field mapping in Somalia and Yemen, *Tectonophysics*, 259, 285-311.
- Fantozzi, P.L. and M. Sgavetti (1998), Tectonic and sedimentary evolution of the eastern Gulf of Aden continental margins: new structural and stratigraphic data from Somalia and Yemen. In: *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea- Gulf of Aden*. Edited by B.H. Purser and D.W.J. Bosence, Chapman and Hall, London, 56-76.
- Farquharson, W. I. (1936), *John Murray Expedition 1933-34, Topography*, Edited by British Museum of Natural History, London, 18 pp.
- Farr, T.G., and M. Kobrick (2000), Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data, *Amer. Geophys. Union Eos*, 81, 583-585.
- FAUCHER T., GIDON M., PAIRIS J.L. & MASCLE G. (1988). - Directions de transport au front de la nappe de Digne (chaînes subalpines méridionales). - C. R. Acad. Sc. Paris, 306, II, 227-230.
- Faugère, E., and J.-P. Brun (1984), Modélisation expérimentale de la distension continentale, *C. R. Acad. Sci.*, 299, 365-370.
- Faure, M., J. Charvet, H. Chu, C. Lu, J. Angelier, and F. Bergerat, Mouvements longitudinaux subméridiens miocènes et chevauchements plio-pléistocènes vers l'Ouest dans la Chaîne Centrale de Taiwan, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, Sér. II, 209-213, 1987.
- Faure, M., P. Monié, and O. Fabbri, Microtectonics and ³⁹Ar/⁴⁰Ar datings of high pressure metamorphic rocks in the south Ryukyu Arc and their bearings on the pre-Eocene geodynamic evolution of Eastern Asia, *Tectonophysics*, 156, 133-143, 1988.
- Fernandes, R.M.S., Bastos, L., Miranda, J.M., Lourenço, N., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R. & Simons, W. (2006) Defining the plate boundaries in the Azores region, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 156, 1-9.
- Fisher, R.L., Sclater, J.G., 1983. Tectonic evolution of the Southwest Indian Ocean since the mid-Cretaceous: plate motions and stability of the pole of Antarctica-Africa for at least 80 Myr. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 73, 553-576.
- Fitch, T.J., Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 77, 4432-4460, 1972.
- Flesch, L. M., A. J. Haines, and W. E. Holt, Dynamics of the India-Eurasia collision zone, *J. Geophys. Res.*, 106, 16,435-16,460, 2001.
- FORD M., DUCHENE S., GASQUET D. & VANDERHAEGHE O. (2006). - Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. - *J. Geol. Soc.*, 163, 815-826, DOI: 10.1144/0016-76492005-034.
- FORD M., LICKORISH W.H. & KUSZNIR N.J. (1999). - Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. - *Basin Research*, 11, 315-336.
- Fossen, H., Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *J. Struct. Geol.* 3-5, 413-422.
- Fossen, H., Tikoff, B., 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (eds) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 135, 1-14.
- Fournier, M., and C. Petit (2007), Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms, *Journal of Structural Geology*, 29, doi:10.1016/j.jsg.2006.07.017
- Fournier, M., C. Lepvrier, P. Razin, and L. Jolivet (2006), Late Cretaceous to Paleogene post-obduction extension and subsequent Neogene compression in the Oman Mountains, *GeoArabia*, 11, 17-40.
- Fournier, M., C. Petit, N. Chamot-Rooke, O. Fabbri, P. Huchon, B. Maillot, and C. Lepvrier (2008a), Do ridge-ridge-fault triple junctions exist on Earth? Evidence from the Aden-Owen-Carlsberg junction in the NW Indian Ocean, *Basin Research*, 20, 575-590, doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00356.x
- Fournier, M., L. Jolivet, and O. Fabbri (1995), Neogene stress field in SW Japan and mechanism of deformation during the Japan Sea opening, *J. Geophys. Res.*, 100, 24,295-24,314.
- Fournier, M., L. Jolivet, B. Goffé and R. Dubois (1991), *The Alpine Corsica*

- metamorphic core complex, *Tectonics*, 10, 1173-1186.
- Fournier, M., L. Jolivet, P. Davy, and J. C. Thomas (2004a), Back arc extension and collision: an experimental approach of the tectonics of Asia, *Geophys. J. Int.*, 157, 871-889.
- Fournier, M., L. Jolivet, P. Huchon, K. F. Sergeev, and L. S. Osorbin (1994), Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening, *J. Geophys. Res.*, 99, 2701-2715.
- Fournier, M., N. Bellahsen, O. Fabbri, and Y. Gunnell (2004b), Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q11005, doi:10.1029/2004GC000731
- Fournier, M., N. Chamot-Rooke, C. Petit, O. Fabbri, P. Huchon, B. Maillot, and C. Lepvrier (2008b), In-situ evidence for dextral active motion at the Arabia-India plate boundary, *Nature Geoscience*, 1, 54-58, doi:10.1038/ngeo.2007.24
- Fournier, M., O. Fabbri, J. Angelier, and J.P. Cadet (2001a), Kinematics and timing of opening of the Okinawa Trough: Insights from regional seismicity and onland deformation in the Ryukyu arc, *J. Geophys. Res.*, 106, 13,751-13768.
- Fournier, M., P. Agard, and C. Petit (2008c), Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne Nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 179, (in press).
- Fournier, M., P. Huchon, K. Khanbari, and S. Leroy (2007), Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults?, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q03007, doi:10.1029/2006gc001526
- Fournier, M., P. Patriat, and S. Leroy (2001b), Reappraisal of the Arabia-India-Somalia triple junction kinematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 189, 103-114.
- Fournier, M., P. Razin, O. Fabbri, and J.-P. Breton (2005), Comment on "Aptian faulting in the Haushi-Huqf (Oman) and the tectonic evolution of the southeast Arabian platform-margin" by C. Montenat, P. Barrier and H.J. Soudet, *GeoArabia*, 10, 191-198.
- Froitzheim N., G. Manatschal (1996), Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 1120-1133.
- Froitzheim N., G. P. Eberli (1990), Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, eastern Alps, Switzerland, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 1297-1308.
- Funahara, S., N. Nishiwaki, F. Muruta, Y. Otofujii, and Yi Zhao Wang, Clockwise rotation of the Red River fault inferred from paleomagnetic study of Cretaceous rocks in the Shan-Thai-Malay block of western Yunnan, China, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 29-42, 1993.
- Funahara, S., N. Nishiwaki, M. Miki, F. Muruta, Y. Otofujii, and Yi Zhao Wang, Paleomagnetic study of Cretaceous rocks from the Yangtze block, central Yunnan, China: implications for the India-Asia collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 77-91, 1992.
- Funck, T., J. R. Hopper, H. C. Larsen, K. E. Louden, B. E. Tscholke, and W. S. Holbrook (2003), Crustal structure of the continent-ocean transition at Flemish Cap: Seismic refraction results, *J. Geophys. Res.*, 108, 2531, doi:10.1029/2003JB002434.
- Gaedicke, G., A. Prexl, H.-U. Schlüter, H. Meyer, H. A. Roeser, and P. Cliff (2002a), Seismic stratigraphy and correlation of major regional unconformities in the northern Arabian Sea, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 195, 25-36.
- Gaedicke, G., H.-U. Schlüter, H. A. Roeser, A. Prexl, B. Schreckenberger, H. Meyer, C. Reichert, P. Cliff, and S. Amjad (2002b), Origin of the northern Indus Fan and Murray Ridge, Northern Arabian Sea: interpretation from seismic and magnetic imaging, *Tectonophysics*, 355, 127-143.
- Garcia, S., J. Angelier, F. Bergerat, and C. Homberg, Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone based on fault-slip data and earthquake focal mechanisms: the Húsavík-Flatey Fault zone, Iceland, *Tectonophysics*, 344, 157-174, 2002.
- Geological map of Suqatra, scale 1/250,000 (1990). Ministry of Oil and Minerals Resources, Yemen.
- Ghebreab, W. 1998. Tectonics of the Red Sea region reassessed, *Earth Sci. Rev.*, 45, 1-44.
- GIDON M. & PAIRIS J.L. (1986). - La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales) : origine déplacement et signification régionale. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 10, 981-984.
- GIDON M. & PAIRIS J.L. (1988). - La structure des environs de Digne (Chaînes subalpines méridionales, Alpes-de-Haute-Provence) : un exemple d'interférence entre l'avancée d'une nappe de charriage égyptique et la sédimentation sur son front. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, 307, II, 1283-1288.
- GIDON M. & PAIRIS J.L. (1992). - Relations entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès. - *Eclogae geol. Helv.*, 85/2, 327-359.
- GIGOT P., GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1974). - Evolution tectonosédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, 128-139.
- Girdler R.W., C. Brown, D.J.N. Noy, and P. Styles (1980), A geophysical survey of the westernmost Gulf of Aden, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 298, 1-43.
- Girdler, R.W. (1991), The Afro-Arabian rift system-an overview, *Tectonophysics*, 197, 139-153.
- Girdler, R.W., and P. Styles (1974), Two-stage Red Sea floor spreading, *Nature*, 247, 1-11.
- Girdler, R.W., and P. Styles (1978), Seafloor spreading in the western Gulf of Aden, *Nature*, 271, 615-617.
- Glennie, K.W., M.G.A. Boeuf, M.W. Hugues Clarke, M. Moody-Start, W.F.H. Pilaar and B.M. Reinhardt 1974. *Geology of the Oman Mountains*. *Verh. K. Ned. Geol. Mijnbouw. Genoot. Geol. Ser.* 31,423 pp.
- Gnos, E., A. Immenhauser, and T. Peters (1997), Late Cretaceous/early Tertiary convergence between the Indian and Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments, *Tectonophysics*, 271, 1-19.
- Gnos, E., and M. Perrin (1996), Formation and evolution of the Masirah ophiolite constrained by paleomagnetic study of volcanic rocks, *Tectonophysics*, 253, 53-64.
- Goffé, B., A. Michard, J. R. Kienast and O. Le Mer 1988. A case of obduction-related high pressure, low temperature matamorphism in upper crustal nappes, Arabian continental margin, Oman: P-T paths and kinematic interpretation. *Tectonophysics*, 151, 363-386.
- GOGUEL J. (1963). - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, 20-33.
- Gordon, R.G., and C. DeMets (1989), Present-day motion along the Owen fracture zone and Dalrymple trough in the Arabian Sea, *J. Geophys. Res.*, 94, 5560-5570.
- Granath, J. W., The Nogal rift of northern Somalia: Gulf of Aden. Reactivation of a Mesozoic rift, in P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson, and S. Crasquin-Soleau Eds, *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, 186, 511-527, 2001.
- Gray, D.R., J.McL. Miller, D.A. Foster and R.T. Gregory 2004. Transition from subduction-to exhumation-related fabrics in glaucophane-bearing eclogites, Oman: evidence from relative fabric chronology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages. *Tectonophysics*, 389, 35-64.
- Grindlay, N. R., Madsen, J. A., Rommevaux-Jestin, C., Sclater, J., 1998. A different pattern of ridge segmentation and mantle Bouguer gravity anomalies along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge (15°30'E to 25°E). *Earth Planetary Science Letter* 161, 243-253.
- Grosjean, E., G. D. Love, C. Stalvies, D. A. Fike, and R. E. Summons (2009), Origin

- of petroleum in the Neoproterozoic-Cambrian South Oman Salt Basin, *Organic Geochemistry*, 40, 87-110.
- GUBLER Y. (1959). - Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formation détritique de Barrême, Flysch, «Grès d'Annot». - *Ecolae geol. Helv.*, 51, 942-977.
- GUBLER Y., MALDIDIER C., MOUTERDE R. et al. (1961). - Lias dauphinois et Lias provençal. (in «colloque sur le Lias français»). - *Mém. B.R.G.M.*, n°4, 829-839.
- Gunnell, Y., A. Carter, C. Petit, and M. Fournier (2007), Post-rift seaward downwarping at passive margins: new insights from southern Oman using stratigraphy to constrain apatite fission-track and (U-Th)/He dating, *Geology*, 35, 647-650, doi:10.1130/G23639A.1
- HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P. & JORDA M. (1989b). - Notice explicative de la carte géologique de la France (1/50 000), feuille LA JAVIE (918) - Orléans : Bureau de Recherche Géologique et Minière. 152p.
- HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P., JORDA M. et al. (1989a). - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille LA JAVIE (918) - Orléans : Bureau de Recherche Géologique et Minière.
- Halim, N., J. P. Cogné, Y. Chen, R. Atasiei, J. Besse, V. Courtillot, S. Gilder, J. Marcoux, and R. L. Zhao, New Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from Xining-Lanzhou basin, Kunlun and Qiangtang blocks, China: Implications on the geodynamic evolution of Asia, *J. Geophys. Res.*, 103, 21,025-21,045, 1998.
- Hall, R., Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations, *J. Asian Earth Sci.*, 20, 353-43, 2002.
- Hall, R., Reconstructing Cenozoic SE Asia, *Tectonic Evolution of Southeast Asia*, edited by R. Hall and D. Blundell, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 106, pp. 153-184, 1996.
- Hancock, P. L., A. Alkadhri and N. A. Sha'at 1984. Regional joint sets in the Arabian platform as indicators of intraplate processes. *Tectonics*, 3, 27-43.
- Handy, M. R., and J. -P. Brun, Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223, 427-441, 2004.
- Hanna, S.S. 1990. The Alpine deformation of the central Oman Mountains. In, A.H.F. Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 49, 341-359.
- Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd, W. S. F. & Yin, A. Raising Tibet. *Science* 255, 1663-1670 (1992).
- Harrison, T.M., P. H. Leloup, F.J. Ryerson, P. Tapponnier, R. Lacassin, and W. Chen, Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan-Red River shear zone, Yunnan and Vietnam, in *The Tectonic Evolution of Asia*, edited by A. Lin and T. M. Harrison, pp. 208-226, Cambridge University Press, New York, 1996.
- HAUG E. (1891). - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. - *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 21, III, p. 1-197.
- Hayward, N. J., and C. J. Ebinger (1996), Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system, *Tectonics*, 15, 244-257.
- Hébert, H., C. Deplus, P. Huchon, K. Khanbari, and L. Audin (2001), Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data: The western Gulf of Aden, *J. Geophys. Res.*, 106, 26,345-26,363.
- Heck, N. H., A new map of earthquake distribution, *The Geographical Review*, 25, 125-130, 1935.
- Heezen, B. C., and M. Tharp (1964), Physiographic diagram of the Indian Ocean, the Red Sea, the South China Sea, the Sulu Sea and the Celebes Sea, *Geol. Soc. Amer.*, New York.
- Heki, K., Horizontal and vertical crustal movements from three-dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: Implications for the reversal time scale revision, *J. Geophys. Res.*, 101, 3187-3198, 1996.
- Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, A. Ivashchenko, and K.-D. An, The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 104, 29,147-29,155, 1999.
- Hellinger, S. J., K. M. Shedlock, J. G. Sclater and Y. Hong, The Cenozoic evolution of the north China basin, *Tectonics*, 4, 343-358, 1985.
- Henry, P., S. Mazzotti, and X. Le Pichon, Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS - 1. Interseismic loading and subduction kinematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 443-453, 2001.
- Hey, R. N., F. K. Denneber, and W. J. Morgan (1980), Propagating rifts on mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.*, 85, 3647-3658.
- Hey, R.N. (1977) A new class of pseudofaults and their bearing on plate tectonics: A propagating rift model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 321-325.
- HIPPOLYTE J.C. & DUMONT T. (2000). - Identification of Quaternary thrusts, folds and faults in a low seismicity area : examples in the Southern Alps (France). - *Terra Nova*, 12, 156-162.
- Hirata, N., H. Kinoshita, H. Katao, H. Baba, Y. Kaiho, S. Koresawa, Y. Ono, and K. Hayashi, Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough, part III, Crustal structure of the southern Okinawa Trough, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 66, 37-70, 1991.
- Ho, C. S., A synthesis of the geologic evolution of Taiwan, *Tectonophysics*, 125, 1-16, 1986.
- Hoffmann, C., Courtillot, V., Féraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., and Pik, R., 1997, Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change, *Nature*, 389, 838-841.
- Holbrook, W.S., T.M. Brocher, U.S. ten Brink, and J.A. Hole (1996), Crustal structure of a transform plate boundary : San Francisco Bay and the central California continental margin, *J. Geophys. Res.*, 101, 22 311-22 334.
- Holt, E. H. and A. J. Haines, Velocity field in deforming Asia from the inversion of earthquake-released strains, *Tectonics*, 12, 1-20, 1993.
- Holt, E. H., J. F. Ni, T. C. Wallace and A. J. Haines, The active tectonics of the eastern Himalayan syntaxis and surrounding regions, *J. Geophys. Res.*, 96, 14,595-14,632, 1991.
- Holt, E. H., M. Li, and A. J. Haines, Earthquake strain rates and instantaneous relative motion within central and east Asia, *Geophys. J. Int.*, 122, 569-593, 1995.
- Holt, W. E., N. Chamot-Rooke, X. Le Pichon, A. J. Haines, B. Shen-Tu, and J. Ren, Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations, *J. Geophys. Res.*, 105, 19,185-19,209, 2000.
- Hong, Y., K. M. Shedlock, S. J. Hellinger and J. G. Sclater, The North China Basin: an example of a Cenozoic rifted intraplate basin, *Tectonics*, 4, 153-169, 1985.
- Honsho, C., Tamaki, K. & Fujimoto, H. (1996) Three-Dimensional Magnetic and Gravity Studies of the Rodriguez Triple Junction in the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 101, 15837-15848.
- Hopper, J. R., T. Funck, B. E. Tucholke, H. C. Larsen, W. S. Holbrook, K. E. Loudon, D. Shillington, and H. Lau (2004), Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin, *Geology*, 32, 93-96.
- Houseman, G. and P. England (1986), A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation *J. Geophys. Res.*, 91, 719-729.
- Houseman, G. and P. England, A lithospheric-thickening model for the Indo-Asian collision, in *Tectonic Evolution of Asia*, Edited by A. Yin and T. M. Harrison, Cambridge Univ. Press, New York, 3-17, 1996.
- Houseman, G. and P. England, Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,233-12,249, 1993.

- Houseman, G. and P. England, Finite strain calculations of continental deformation. 1. Method and general results for convergent zones, *J. Geophys. Res.*, 91, 3651-3663, 1986.
- Huang, K., and N. D. Opdyke, Paleomagnetic results from Cretaceous and Jurassic rocks of south and southwest Yunnan: evidence for large clockwise rotations in the Indochina and Shan-Thai-Malay terranes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 507-524, 1993.
- Huang, K., N. D. Opdyke, J. Li, and X. Peng, Paleomagnetism of Cretaceous rocks from eastern Qiangtang terrane of eastern Tibet, *J. Geophys. Res.*, 97, 1789-1799, 1992.
- Hubert-Ferrari, A., G. King, I. Manighetti, R. Armijo, B. Meyer, and P. Tapponnier (2003), Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process, *Geophys. J. Int.*, 153, 111-132.
- Huchon, P., and K. Khanbari (2003), Rotation of the syn-rift stress field of the northern Gulf of Aden margin, Yemen, *Tectonophysics*, 364, 147-166.
- Huchon, P., Jestin, F., Cantagrel, J.M., Gaulier, J.M., Al Khirbash, S. and Gafaneh, A., 1991. Extensional deformations in Yemen since Oligocene and the Africa-Arabia-Somalia triple junction. *Annales Tectonicae*, 2: 141-163.
- Huchon, P., T. N. H. Nguyen, and N. Chamot-Rooke (2001), Propagation of continental break-up in the southwestern South China Sea, in R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, and N. Froitzheim, eds., *Non-volcanic Rifting of continental margins: a comparison of evidence from Land and Sea*, Special publication, v. 187, London, Geological Society, p. 31-50
- Hughes, G.W., O. Varol, and Z.R. Beydoun (1991), Evidence for Middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for Late Oligocene rifting of the southern Red Sea, *Mar. Petr. Geol.*, 8, 354-358.
- Hughes-Clarke, M. W. 1988. Stratigraphy and rock unit nomenclature in the oil-producing area of Interior Oman, *J. Petrol. Geol.*, 11, 5-60.
- Huisman R.S., and C. Beaumont (2003), Symmetric and asymmetric lithospheric extension: relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening, *J. Geophys. Res.*, 108, 2496, doi:10.1029/2002JB002026.
- Hutchinson, D. R., A. J. Golmshtok, L. P. Zonenshain, T. C. Moore, C. A. Scholtz, and K. D. Klitgord (1992), Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data, *Geology*, 20, 589-592.
- Ildofonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D. J., MacLeod, C. J. and Integrated Ocean Drilling Program Expeditions 304/305 Science Party (2007), Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges, *Geology*, 35, 623-626, doi: 10.1130/G23531A.1.
- Imanishi, M., F. Kimata, N. Inamori, R. Miyajima, T. Okuda, K. Takai, K. Hirahara, and T. Kato, Horizontal displacements by GPS measurements at the Okinawa-Sakishima Islands (1994-1995), *J. Seismol. Soc. Jpn.*, 49 (3), 417-421, 1996.
- Immenhauser, A. 1996. Cretaceous sedimentary rocks on the Masirah Ophiolite (Sultanate of Oman); evidence for an unusual bathymetric history, *J. Geol. Soc.*, 153, 539-551.
- Immenhauser, A., G. Schreurs, E. Gnos, H. W. Oterdoom and B. Hartmann 2000. Late Paleozoic to Neogene geodynamic evolution of the northeastern Oman margin, *Geol. Mag.*, 137, 1-18.
- Itoh, Y., Differential rotation of the eastern part of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks, *J. Geophys. Res.*, 93, 3401-3411, 1988.
- Jacob, K.H., and R.L. Quittmeyer (1979), The Makran region of Pakistan and Iran: Trench-arc system with active plate subduction. In: Farah A, DeJong, KA (eds). *Geodynamics of Pakistan*, Quetta. Geological Survey of Pakistan, pp 305-317.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of rocks mechanism*. Third Edition, Chapman and Hall, London.
- Jestin, F., P. Huchon, and J.M. Gaulier (1994), The Somalia plate and the East African rift system: Present-day kinematics, *Geophys. J. Int.*, 116, 637-654.
- Joffe, S., and Z. Garfunkel, (1987), Plate kinematics of the circum Red Sea - a reevaluation, *Tectonophysics*, 141, 5-22.
- Jolivet, L. and P. Huchon, Crustal scale strike-slip deformation in Hokkaido, Northeast Japan, *J. Struct. Geol.*, 11, 509-522, 1989.
- Jolivet, L., and C. Faccenna (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19, 1095-1106.
- Jolivet, L., C. Faccenna, N. d'Agostino, M. Fournier, and D. Worrall (1999), The kinematics of back-arc basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas, in *Continental Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pub., vol. 164, edited by C. Mac Niocaill and P. D. Ryan, pp. 21-53.
- Jolivet, L., H. Shibuya, and M. Fournier (1995), Paleomagnetic rotations and the Japan Sea opening, in *Active Margins and Marginal Basins of Western Pacific*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 88, edited by Brian Taylor and James Natland, pp. 355-369, AGU, Washington, D. C.
- Jolivet, L., J. M. Daniel, and M. Fournier (1991), Geometry and kinematics of ductile extension in alpine Corsica, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 104, 278-291.
- Jolivet, L., K. Tamaki, and M. Fournier (1994), Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis, *J. Geophys. Res.*, 99, 22,237-22,259.
- Jolivet, L., M. Fournier, P. Huchon, V. S. Rozhdestvensky, K. F. Sergeev, and L. Ostorbin (1992), Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk-Japan sea region, *Tectonics*, 11, 968-977.
- Jolivet, L., P. Davy, and P. Cobbold, Right-lateral shear along the northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision, *Tectonics*, 9, 1409-1419, 1990.
- Jolivet, L., P. Huchon, J.P. Brun, N. Chamot-Rooke, X. Le Pichon, and J.C. Thomas, Arc deformation and marginal basin opening, Japan Sea as a case study, *J. Geophys. Res.*, 96, 4367-4384, 1991.
- Jolivet, L., R. Dubois, M. Fournier, B. Goffé, A. Michard, and C. Jourdan (1990), Ductile extension in Alpine Corsica, *Geology*, 18, 1007-1010.
- Jolivet, M., T. De Boisgrollier, C. Petit, M. Fournier, V. A. Sankov, J.-C. Ringenbach, L. Byzov, A. I. Miroshnichenko, S. N. Kovalenko, and S. V. Anisimova (2009), How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology, *Tectonics*, 28, TC3008, doi:10.1029/2008TC002404
- JOUANNE F., HIPPOLYTE J.C., GAMOND J.F. & MARTINOD J. (2001). - Current deformation of the Digne Nappe (southwestern Alps) from a comparison between triangulation and GPS data. - *Geophys. J. Int.*, 144, 432-440.
- Kamata, H., and K. Kodama, Tectonics of an arc-arc junction: An example from the Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu arc, *Tectonophysics*, 233, 69-81, 1994.
- Kao, H., and W.-P. Chen, Earthquakes along the Kyushu-Ryukyu arc: Strain segmentation, lateral compression, and the thermomechanical state of the plate interface, *J. Geophys. Res.*, 96, 21,443-21,485, 1991.
- Karig, D., Origin and development of marginal basins in the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 76, 2542-2561, 1971.
- Katsumata M., and L.R. Sykes, Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions, *J. Geophys. Res.*, 74, 5923-5948, 1969.
- Keen, C., C. Peddy, B. de Voogd, and D. Matthews (1989), Conjugate margins of Canada and Europe: Results from deep reflection profiling, *Geology*, 17, 173-176.
- Keranen, K., and S.L. Klemperer (2008), Discontinuous and diachronous evolution of the Main Ethiopian Rift: Implications for development of continental rifts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265, 96-111.
- Khanbari, K., 2000. Propagation d'un rift océanique: le golfe d'Aden. Ses effets structuraux sur la marge yéménite. Ph D thesis, Université Paris Sud, Spécialité Sciences de la Terre, 221p.
- Kimura, G., and K. Tamaki, Collision, rotation and back arc spreading: The case of the Okhotsk and Japan Seas, *Tectonics*, 5, 389-401, 1986.

- Kimura, G., Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril arc, *Geology*, 14, 404-407, 1986.
- Kimura, M., Back-arc rifting in the Okinawa Trough, *Mar. Pet. Geol.*, 2, 222-240, 1985.
- Kington, J. D., and A. M. Goodliffe (2008), Plate motions and continental extension at the rifting to spreading transition in Woodlark Basin, Papua New Guinea: Can oceanic plate kinematics be extended into continental rifts. *Tectonophysics* 458, 82–95.
- Kizaki, K., *Geology and tectonics of the Ryukyu Islands*, *Tectonophysics*, 125, 193-207, 1986.
- Kizaki, K., *Tectonics of the Ryukyu Island Arc*, *J. Phys. Earth*, 26 (suppl.), 301-307, 1978.
- Klein, E.M., Smith, D.K., Williams, C.M. & Schouten, H., (2005) Counter-rotating microplates at the Galapagos triple junction, *Nature*, 433, 855-858.
- Kleinrock, M.C. & Hey, R.N. (1989) Detailed tectonics near the tip of the Galapagos 95.5°W propagator: How the lithosphere tears and a spreading axis develops, *J. Geophys. Res.*, 94, 13801-13838.
- Kodama, K., and K. Nakayama, Paleomagnetic evidence for post-late Miocene intra-arc rotation of south Kyushu, Japan, *Tectonics*, 12, 35-47, 1993.
- Kodama, K., H. Tashiro, and T. Takeuchi, Quaternary counterclockwise rotation of south Kyushu, southwest Japan, *Geology*, 23, 823-826, 1995.
- Kodama, K., T. Ozawa, K. Inoue, Y. Maeda, and T. Takeuchi, Paleomagnetism and post-Middle Miocene counter-clockwise rotation of Tanegashima Island off Kyushu, Japan, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 43, 721-740, 1991.
- Kong, X., and P. Bird, Neotectonics of Asia: Thin-shell finite-element models with faults, in *Tectonic Evolution of Asia*, Edited by A. Yin and T. M. Harrison, Cambridge Univ. Press, New York, 18-34, 1996.
- Konishi, K., Geotectonic framework of the Ryukyu Islands (Nansei Shoto), *J. Geol. Soc. Japan*, 71, 437-457, 1965.
- Kopp, C., J. Fruehn, E. R. Flueh, C. Reichert, N. Kukowski, J. Bialas and D. Klaeschen, Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data, *Tectonophysics*, 329, 171-191, 2000.
- Krantz, R.W., 1995. The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *J. Struct. Geol.* 17, 1125-1137.
- Krawczyk, C.M., T. J. Reston, M.-O. Beslier, G. Boillot (1996), Evidence for detachment tectonics on the Iberia Abyssal Plain rifted margin, In: Whitmarsh RB, Sawyer DS, Klaus A, Masson DG (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, Texas 149, pp 603–615
- Kreemer, C., W.E. Holt, and A.J. Haines (2003), An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, 154, 8-34.
- Kruse, S.E., Tebbens, S.F., Naar, D.F., Lou, Q. & Bird, R.T. (2000) Comparisons of gravity anomalies at pseudofaults, fracture zones, and nontransform discontinuities from fast to slow spreading areas, *J. Geophys. Res.*, 105, 28399-28410.
- Kukowski, N., T. Schillhorn, K. Huhn, U. von Rad, S. Husen and E. R. Flueh, Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan, *Marine Geology*, 173, 1-19, 2001.
- Kuramoto, S., and K. Konishi, The Southwest Ryukyu Arc is a migrating microplate (forearc sliver), *Tectonophysics*, 163, 75-91, 1989.
- Kusky, T., C. Robinson and F. El-Baz, 2005. Tertiary–Quaternary faulting and uplift in the northern Oman Hajar Mountains. *J. Geol. Soc.*, 162, 871-888.
- Kuszniir, N.J., Hunsdale, R., Roberts, A.M., iSIMM Team, 2005. Timing and magnitude of depth-dependent lithosphere stretching on the S. Lofoten and N. Vøring continental margins offshore mid-Norway: implications for subsidence and hydrocarbon maturation at volcanic rifted margins. In: Doré, A.G., Vining, B. (Eds.), *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives — Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*. Geological Society of London, pp. 767–783.
- LABAUME P., RITZ J.F. & PHILIP H. (1989). - Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. - C. R. Acad. Sc. Paris, 308 (II), 1553-1560.
- Lafoy, Y., Auzende, J.M., Ruellan, E., Huchon, P. & Honza, E. (1990) The 16°40'S triple junction in the North Fiji Basin (SW Pacific), *Mar. Geophys. Res.*, 12, 285-296.
- Lallemand, S. and L. Jolivet, Japan Sea: a pull apart basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 375-389, 1985.
- Lallemand, S., S.-S. Liu, S. Dominguez, P. Schnürle, J. Malavieille, and the ACT scientific crew (1999), Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of accretionary wedges in the southern Ryukyus: a case of strain partition caused by oblique convergence, *Tectonics*, 18, 231-247.
- Lallemand, S., N. Chamot-Rooke, X. Le Pichon and C. Rangin, Zenisu Ridge: A deep intra-oceanic thrust related to subduction off Southwest Japan, *Tectonophysics*, 160, 151-174, 1989.
- LAPPARENT A-F de (1938). - Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. de France*, 198, XL, p. 1-305.
- Larson, K. M., R. Bürgmann, R. Bilham, and J. T. Freymueller, Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 104, 1077-1093, 1999.
- Larson, R.L., Searle, R.C., Kleinrock, M.C., Schouten, H., Bird, R.T., Naar, D.F., Rusby, R.I., Hooft, E.E. & Lasthiotakis, H. (1992) Roller-bearing tectonic evolution of the Juan Fernandez microplate, *Nature*, 356, 571-576.
- Laughton, A.S, R.B. Whitmarsh, and M.T. Jones (1970), The evolution of the Gulf of Aden, *Philos. Trans. R. Soc. London*, A267, 227-266.
- Laughton, A.S. (1966a), The Gulf of Aden, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A259, 150-171.
- Laughton, A.S. (1966b), The Gulf of Aden in relationship to the Red Sea and the Afar depression of Ethiopia, The world rift system, T. N. Irvine editor, *Geol. Surv. Can.*, 78-97, Ottawa.
- Lavier, L.L., and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature* 440, 324–328.(B4), 7497–7512.
- Le Beon, M., Y. Klinger, A. Q. Amrat, A. Agnon, L. Dorbath, G. Baer, J. Ruegg, O. Charade, and O. Mayyas (2008), Slip rate and locking depth from GPS profiles across the southern Dead Sea Transform, *J. Geophys. Res.*, 113, B11403, doi:10.1029/2007JB005280
- Le Métour, J. 1987. *Géologie de l'Autochtone des montagnes d'Oman*. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris 6, 425 pp.
- Le Métour, J., J.C. Michel, F. Béchenec, J.-P. Platel and J. Roger 1995. *Geology and Mineral Wealth of the Sultanate of Oman*. Muscat, Oman: Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals, Sultanate of Oman, Muscat and Bureau de Recherches Géologiques et Minières, France, 285 pp.
- Le Nindre, Y.-M., D. Vaslet, J. Le Métour, J. Bertrand and M. Halawani 2003. Subsidence modelling of the Arabian Platform from Permian to Paleogene outcrops. *Sedimentary Geology*, 156, 263-285
- Le Pichon X., C. Kreemer, and N. Chamot-Rooke (2005), Asymmetry in elastic properties and the evolution of large continental strike-slip faults, *J. Geophys. Res.*, 110 (B3): Art. No. B03405. doi : 10.1029/2004JB003343.
- Le Pichon, X. (1968) Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Res.*, 73, 3661-3697.
- Le Pichon, X. and Gaulier J.M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics*, 153: 271-294.
- Le Pichon, X., and J. Francheteau (1978), A plate tectonic analysis of the Red Sea – Gulf of Aden area, *Tectonophysics*, 46, 369-406.
- Le Pichon, X., and J.-C. Sibuet (1981), Passive margins : a model of formation. *J.*

- Geophys. Res., 86, 3708-3720.
- Le Pichon, X., J. Angelier, and J.-C. Sibuet (1982), Plate boundaries and extensional tectonics, *Tectonophysics*, 81, 239-256.
- Le Pichon, X., Land-locked ocean basin and continental collision in the eastern Mediterranean area as a case example, in *Mountain building process*, edited by K. J. Hsu, pp. 201-213, Academic, San Diego, California, 1982.
- Le Pichon, X., M. Fournier, and L. Jolivet (1992), Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision, *Tectonics*, 11, 1085-1098.
- Le Pichon, X., S. F. Pollitz, M. Fournier, J. P. Cadet, S. Lallemand, and N. Chamot-Rooke, Distribution of shortening landward and oceanward of the eastern Nankai Trough due to the Izu-Ogasawara ridge collision, *Earth Planet Sci. Lett.*, 137, 145-156. 1996.
- Le Pichon, X., S. Lallemand, M. Fournier, J. P. Cadet, and K. Kobayashi (1994), Shear partitioning in the eastern Nankai Trough: evidence from submersible dives, *EPSL*, 128, 77-83.
- Lelubre, J.-F., G. Lamarche, and J.-Y. Collot, Subduction Initiation at a Strike-Slip Plate Boundary: the Cenozoic Pacific - Australian Plate Boundary, South of New Zealand., *J. Geophys. Res.*, 108, B9, 2003.
- Lee, C.S., G.G. Shor Jr., L.D. Bibee, R.S. Lu, and T. Hilde, Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin, *Mar. Geol.*, 35, 219-241, 1980.
- Leloup P.H., R. Lacassin, P. Tapponnier, U. Schärer, Zhong D., Liu X., Zhang L., Ji S. and T. Phan Trong, The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, 251, 3-84, 1995.
- Leloup, P. H., N. Arnaud, R. Lacassin, J. R. Kienast, T. M. Harrison, T. T. Phan Trong, A. Replumaz, and P. Tapponnier, New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia, *J. Geophys. Res.*, 106, 6683-6732, 2001.
- LEMOINE M. & DE GRACIANSKY P.C. (1988). - Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 597-600.
- LEMOINE M. (1973). - About gravity gliding tectonics in the Western Alps. Gravity and tectonics (De Jong and Scholten ed.) John Wiley & Sons, New York, p. 201-216.
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., RUDKIEWICZ J.L., MEGARD-GALLI J., TRICART P. (1986). - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. - *Mar. Pet. Geol.*, 3, 179-199.
- Lemoine M., P. Tricart, and G. Boillot (1987), Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model, *Geology*, 15, 622-625.
- Lepvrier, C., M. Fournier, T. Bérard, and J. Roger (2002), Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman): Implications on the oblique rifting of the Gulf of Aden, *Tectonophysics*, 357, 279-293.
- Leroy, S., P. Gente, M. Fournier, E. d'Acremont, N. Bellahsen, M.-O. Beslier, P. Patriat, M. Maia, A. Blais, J. Perrot, A. Al-Kathiri, S. Merkouriev, P.-Y. Ruellan, J.-M. Fleury, C. Lepvrier, and P. Huchon (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.
- Letouzey, J., and M. Kimura, Okinawa Trough genesis: Structure and evolution of a back-arc basin developed in a continent, *Mar. Pet. Geol.*, 2, 11-130, 1985.
- Letouzey, J., and M. Kimura, The Okinawa Trough: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin, *Tectonophysics*, 125, 209-230, 1986.
- LICKORISH, W.H. & FORD M. (1998). - Sequential restoration of the Southern Subalpine Chain, SE France: implications for late Alpine tectonics. - In: *Cenozoic foreland basins of western Europe*, Masclé, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.P. & Fernandez, M. (eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 134, 189-211.
- Ligi, M., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Penitenti, D., Gilod, D., Peyve, A.A., Skolotnev, S. & Turko, N. (1997) Death and transfiguration of a triple junction in the South Atlantic, *Science*, 276, 243-245.
- Ligi, M., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Gilod, D., Peyve, A.A., Skolotnev, S. & Turko, N. (1999) Bouvet triple junction in the South Atlantic: Geology and evolution, *J. Geophys. Res.*, 104, 29365-29385.
- Lippard, S. J. 1983. Cretaceous high pressure metamorphism in NE Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement. *J. Geol. Soc. London*, 140, 97-104.
- Lister, G. S., M. A. Etheridge, and P. A. Symonds (1991), Detachment models for the formation of passive continental margins, *Tectonics*, 10, 1038-1064.
- Lister, G.S., and G.A. Davis (1989), 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, G.S., M.A. Etheridge, and P.A. Symonds (1986), Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, 14, 246-250.
- Lonsdale, P. (1988) Structural pattern of the Galapagos microplate and evolution of the Galapagos triple junction, *J. Geophys. Res.*, 93, 13551-13574.
- Loosveld, R. J. H., A. Bell and J. J. M. Terken 1996. The tectonic evolution of interior Oman, *GeoArabia*, 1, 28-51.
- Louden, K.E., and D. Chian (1999), The deep structure of non-volcanic rifted continental margins, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 357, 767-804.
- Lourens, L., F. J. Hilgen, J. Laskar, N. J. Shackleton, and D. Wilson (2004), The Neogene Period, in *A Geologic Time Scale 2004*, edited by F. Gradstein, J. Ogg, and A. Smith, pp. 409-440, Cambridge Univ. Press, New York.
- Lucazeau, F., S. Leroy, A. Bonneville, G. Goutorbe, F. Rolandone, E. d'Acremont, L. Watremez, D. Düsünür, P. Tuchais, P. Huchon, N. Bellahsen, and K. Al-Toubi (2008), Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up, *Nature Geoscience*, 1(12), 854-858, doi:10.1038/ngeo359
- Luis, J. F., Miranda, J.M., Galdeano, A., Patriat, P., Rossignol, J.C. & Mendes Victor, L.A. (1994) The Azores triple junction evolution since 10 Ma from an aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125, 439-459.
- Maccdonald, K. C., Fox, P. J., Perram, L. J., Eisen, M. F., Haymon, R. M., Miller, S. P., Carbotte, S. M., Cormier, M. H. and Shor, A. N. (1988), A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge axis discontinuities, *Nature*, 335, 217-225.
- MADDEDU B., BETHOUX N. & STEPHAN J.F. (1996). - Déformations et champs de contraintes récents à actuel dans les Alpes sud-occidentales: approche sismotectonique. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167, 797-810.
- Maillard, A., J. Malod, E. Thiébot, F. Klingelhofer and J.-P. Réhault (2006), Imaging a lithospheric detachment at the continent-ocean crustal transition off Lorocco, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 686-698.
- Malavielle, J., S.E. Lallemand, S. Dominguez, A. Deschamps, C.Y. Lu, S.-S. Liu, P. Schnürle, J. Angelier, J.-Y. Collot, B. Deffontaines, M. Fournier, S.-K. Hsu, J.-P. Le Formal, S.-Y. Liu, J.-C. Sibuet, N. Thureau, and F. Wang (2002), Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution, in Byrne, T.B. and Liu, C.-S., eds., *Geology and Geophysics of an Arc-Continent collision, Taiwan, Republic of China: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 58, 189-213.
- Malkin, B.V., and A.I. Shemenda (1991), Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data, *Tectonophysics*, 199, 191-210.
- Malod, J., L. Droz, B. Mustafa Kemal, and P. Patriat (1997), Early spreading and continental to oceanic basement transition beneath the Indus deep sea fan, NE Arabian Sea, *Marine Geology*, 141, 221-235.
- 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.
- Manatschal G., N. Froitzheim, M.J. Rubenach and B. Turrin (2001), The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. In: Wilson RCL, Whitmarsh RB, Taylor B, Froitzheim N (eds) *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: Evidence from Land and Sea*. Geol Soc (London), Spec Publ 187, pp 405–428.
- Manatschal, G., and D. Bernoulli (1999), Architecture and tectonic evolution of non-volcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria, *Tectonics*, 18, 1099-1119.
- Manighetti, I., P. Tapponnier, P.Y. Gillot, E. Jacques, V. Courtillot, R. Armijo, J.C. Ruegg, and G. King (1998), Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: Into Afar, *J. Geophys. Res.*, 103, 4947-4974.
- Manighetti, I., P. Tapponnier, V. Courtillot, and S. Gruszow (1997), Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: The Gulfs of Aden and Tadjoura, *J. Geophys. Res.*, 102, 2681-2710.
- Mann, A. and S.S. Hanna 1990. The tectonic evolution of pre-Permian rocks, Central and Southeastern Oman Mountains. In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds) *The Geology and tectonics of the Oman Region*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 49, 307-325.
- Mann, A., S.S. Hanna and S.C. Nolan, 1990. The post-Campanian tectonic evolution of the Central Oman Mountains: Tertiary extension of the Eastern Arabian Margin. In: Robertson, A.H.L., M.P. Searle and A.C. Ries (eds), *the Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 49, 549-563.
- Marquer, D., T. Peters and E. Gnos 1995. A new structural interpretation for the emplacement of the Masirah Ophiolites (Oman): A main Palaeocene intra-oceanic thrust. *Geodynamica Acta*, 8, 13-19.
- Marquis, G., D. Roques, P. Huchon, O. Coulon, N. Chamot-Rooke, C. Rangin and X. Le Pichon, Amount and timing of extension along the continental margin off central Vietnam, *Bull. Soc. Géol. France*, 168, 707-716, 1997.
- Mart, Y., and O. Dauteuil (2000), Analogue experiments of propagation of oblique rifts. *Tectonophysics* 316, 121-132.
- Martin, A.K. (1984), Propagating rifts: Crustal extension during continental rifting, *Tectonics*, 3, 611-617.
- Martinez, F., P. Fryer, N. Baker, and T. Yamazaki, Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°-24°N, *J. Geophys. Res.*, 100, 3807-3827, 1995.
- Martinod, J., and P. Davy, Periodic instabilities during compression of the lithosphere, 2, Analogue experiments, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,057-12,069, 1994.
- Massell, C., M. F. Coffin, P. Mann, S. Mosher, C. Frohlich, C. L. Schuur, G. D. Karner, D. Ramsay, and J. F. Lebrun, Neotectonics of the Macquarie ridge complex, Australia-Pacific plate boundary, *J. Geophys. Res.*, 105, 13457-13480, 2000.
- Matthews, D. H. (1963), A major fault scarp under the Arabian Sea displacing the Carlsberg Ridge near Socotra, *Nature*, 198, 950-952.
- Matthews, D. H. (1966), The Owen fracture zone and the northern end of the Carlsberg Ridge, *Phil. Trans. Roy. Soc., A*, 259, 172-186.
- Matthews, D. H., C. Williams, and A. S. Laughton (1967), Mid-ocean ridge in the mouth of the Gulf of Aden, *Nature*, 215, 1052-1053.
- Mauduit, T., and J. P. Brun (1998), Growth fault/rollover systems: Birth, growth, and decay, *J. Geophys. Res.*, 103, 18,119-18,136.
- Mazzotti, S., P. Henry and X. Le Pichon, Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS - 2. Strain partitioning and arc-arc collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 455-469, 2001.
- Mazzotti, S., P. Henry, X. Le Pichon and T. Sagiya, Strain partitioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (Central Japan): implications for an extensional tear within the subducting slab, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172, 1-10, 1999.
- McAllister, E., Cann, J., Spencer, S., 1995. The evolution of crustal deformation in an oceanic extensional environment. *Journal of Structural Geology* 17, 183-199.
- McCall, G. J. H. and R. G. W. Kidd 1982. The Makran, southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Leggett, J. K. (ed) *Trench - Forearc geology: and Forearc sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 10, 387-397.
- McClay, K. R., and M. J. White (1995), Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting, *Mar. Pet. Geol.*, 12, 137-151.
- McClay, K.R., and P.G. Ellis (1987), Geometries of extensional fault systems developed in model experiments, *Geology*, 15, 341–344.
- McClusky, S., et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, 5695-5720 (2000).
- McCoss, A.M. 1986. Simple constructions for deformation in transpression/transension zones. *Journal of Structural Geology* 8, 715-718.
- McKenzie, D. P., 1969. The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seism. Soc. America* 59, 591-601.
- McKenzie, D. P., and J. G. Sclater (1971), The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 25, 437-528.
- McKenzie, D. P., Jackson, J., 1983. The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth Planetary Science Letter* 65, 182-202.
- McKenzie, D. P., Speculations on the consequences and causes of plate motions, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 18, 1-32, 1969.
- McKenzie, D.P. (1978), Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 25-32.
- McKenzie, D.P. and W.J. Morgan (1969), Evolution of triple junctions, *Nature*, 224, 125-133.
- McKenzie, D.P., D. Davies, and P. Molnar (1970), Plate tectonics of the Red Sea and East Africa, *Nature*, 226, 243-248.
- Meijer, P.T., and M.J.R. Wortel 1999. Cenozoic dynamics of the African plate with emphasis on the Africa-Eurasia collision, *J. Geophys. Res.*, 104, 7405-7418.
- Menzies, M., K. Gallagher, A. Yelland, and A.J. Hurford (1997), Volcanic and nonvolcanic rifted margins of the Red Sea and Gulf of Aden: crustal cooling and margin evolution in Yemen, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 2511-2527.
- Mercier, J. L., R. Armijo, P. Tapponnier, E. Carey-Gailhardis and H. T. Lin, Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision, *Tectonics*, 6, 275-304, 1987.
- Mercuriev, S., P. Patriat, and N. Sochevanova (1996), Evolution de la dorsale de Carlsberg: évidence pour une phase d'expansion très lente entre 40 et 25 Ma (A18 à A7), *Oceanologica Acta*, 19, 1-13.
- Merkouriev, S., and C. DeMets (2006), Constraints on Indian plate motion since 20 Ma from dense Russian magnetic data: Implications for Indian plate dynamics, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q02002, doi:10.1029/2005GC001079.
- Merkouriev, S., and C. DeMets (2008), A high-resolution model for Eurasia-North America plate kinematics since 20 Ma, *Geophys. J. Int.*, 173, 1064-1084 doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03761.x
- MERLE O. & BRUN J.P. (1984). - The curved translation path of the Parpailon nappe (French Alps). - *J. Struct. Geol.*, 6, 711-719.
- Michard, A., B. Goffé, O. Saddiqi, R. Oberhänsli and A.S. Wendt 1994. Late Cretaceous exhumation of the Oman blueschists and eclogites: A two-stage extensional mechanism. *Terra Nova*, 6, 404-413.
- Michard, A., J. L. Bouchez and M. Ourzani-Touhami 1984. Obduction related planar and linear fabrics in Oman. *J. Struct. Geol.*, 6, 39-50.

- Michaud F., J.-Y. Royer, J. Bourgois, B. M. and G.P. Liaudon (1997). The Rivera fracture zone revisited, *Marine Geology*, 137 (3-4), 207-225.
- Miki, M., T. Matsuda, and Y. Otofujii, Opening mode of the Okinawa Trough: Paleomagnetic evidence from the southern Ryukyu arc, *Tectonophysics*, 175, 335-347, 1990.
- Miki, M., Two-phase opening model for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu arc, *J. Geophys. Res.*, 100, 8169-8184, 1995.
- Miles, P., M. Munschy, and J. Segoufin (1998), Structure and Early Evolution of the Arabian Sea and East Somali Basin, *Geophys. J. Int.* 134, 876-888.
- Miller, J. McL., D. R. Gray and R. T. Gregory 1998. Exhumation of high-pressure rocks in north-eastern Oman. *Geology*, 26, 235-238.
- Minshull, T. A., C. I. Lane, J. S. Collier and R. B. Whitmarsh (2008), The relationship between rifting and magmatism in the northeastern Arabian Sea, *Nature Geoscience*, 1, 463-467, doi:10.1038/ngeo228
- Minshull, T. A., R. S. White, P. J. Barton, and J. S. Collier (1992), Deformation at plate boundaries around the Gulf of Oman, *Marine Geology*, 104, 265-277.
- Minster, J.B., and T.H., Jordan (1978), Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354.
- Mitchell, N.C. & Livermore, R.A. (1998) The present configuration of the Bouvet triple junction, *Geology*, 26, 267-270.
- Mitchell, N.C. & Parson, L.M. (1993) The tectonic evolution of the Indian Ocean Triple Junction, Anomaly 6 to Present, *J. Geophys. Res.*, 98, 1793-1812.
- Mitchell, N.C. (1991) Distributed extension at the Indian Ocean Triple Junction, *J. Geophys. Res.*, 96, 8019-8043.
- Mitchell, N.C., Livermore, R.A., Fabretti, P. & Carrara, G. (2000) The Bouvet Triple Junction, 20 to 10 Ma, and Extensive Transtensional deformation adjacent to the Bouvet and Conrad transforms, *J. Geophys. Res.*, 105, 8279-8296.
- Miyashiro, A., Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific, *Tectonophysics*, 122, 195-216, 1986.
- Molnar, P. and P. Tapponnier, Active tectonics of Tibet, *J. Geophys. Res.*, 83, 5361-5375, 1978.
- Molnar, P. and P. Tapponnier, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision, *Science*, 189, 419-426, 1975.
- Molnar, P. and T. Atwater, Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of the subducted oceanic lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 330-340, 1978.
- Molnar, P. and W. P. Chen, Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan plateau, *J. Geophys. Res.*, 88, 1180-1196, 1983.
- Molnar, P., and Deng Quidong, Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 89, 6203-6227, 1984.
- Molnar, P., and H. Lyon-Caen, Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins, *Geophys. J. Int.*, 99, 123-153, 1989.
- Molnar, P., and J. M. Gipson, A bound on the rheology of continental lithosphere using very long baseline interferometry: The velocity of south China with respect to Eurasia, *J. Geophys. Res.*, 101, 545-554, 1996.
- Molnar, P., B. C. Burchfield, L. K'uangyi and Z. Ziyun, Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia, *Geology*, 15, 249-253, 1987.
- Molnar, P., England, P. & Martinod, J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.* 31, p. 357-396 (1993).
- Montenat, C., P. Barrier and H. J. Soudet 2003. Aptian faulting in the Haushi-Huqf (Oman) and the tectonic evolution of the southeast Arabian platform-margin. *GeoArabia*, 8, 643-662.
- Mooney, W. D., G. C. Beroza, and R. Kind (2007), Fault zones from top to bottom: A geophysical perspective, in *Tectonic Faults—Agents of Change on a Dynamic Earth*, Dahlem Workshop Rep. 95, edited by M. R. Handy, G. Hirth, and N. Hovius, pp. 9-46, MIT Press, Cambridge, Mass.
- Morgan, J.W. (1968), Rises, trenches, great faults, and crustal blocks, *J. Geophys. Res.*, 73, 1959-1982.
- Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspots tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics.*, 94: 123-139.
- Morley, C.K. (1988), Variable extension in lake Tanganyika, *Tectonics*, 7, 785-801.
- Morrison, J., A. Birse, M. A. Samuel, S. M. Richardson, N. Harbury, and W. F. Bott (1997), The Cretaceous sequence stratigraphy of the Socotran platform, the Republic of Yemen, *Mar. Petrol. Geol.*, 14, 685-699.
- Moseley, F. and I.L. Abbotts 1979. The ophiolite mélange of Masirah, Oman. *Geol. Soc. London J.* 136, 713-724.
- Mount, V. S., R. I. S. Crawford and S. C. Bergman 1998. Regional structural style of the central and southern Oman mountains: Jebel Akhdar, Saih Hatat, and the northern Ghaba Basin, *GeoArabia*, 3, 475-490.
- Mountain, G. S., and W. L. Prell (1990), A multiphase plate tectonic history of the southeast continental margin of Oman, In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. and Ries, A. C. (eds) *the Geology and Tectonics of the Oman Region*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 49, 725-743.
- MOUSTERDE R. (1961). - Variations du Lias supérieur entre Gap Digne et Castellane. (in «colloque sur le Lias français»). - *Mém. B.R.G.M.*, 4, 715-718.
- MOUSTERDE R., KERRIEN Y., LABOURGUIGNE J. & MANIVIT J. (1971). - Le Lias et le Bajocien de La Javie (Basses-Alpes). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, 347-352.
- Müller, R. D., W. R. Roest, and J.-Y. Royer (1998), Asymmetric sea-floor spreading caused by ridge-plume interactions, *Nature*, 396, 455-459.
- Munschy, M. & Schlich, R. (1989) The Rodriguez triple junction (Indian Ocean) – Structure and evolution for the past one million years, *Mar. Geophys. Res.*, 11, 1-14.
- Murton, B. J., Parson, L. M., 1993. Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centres: A quantitative study of the Reykjanes Ridge. *Tectonophysics*, 222, 237-257.
- Mutter, J. C., W. R. BUCK, and G.M. ZEHNDER (1988), Convective partial melting I: a model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading, *J. Geophys. Res.*, 93, 1031-1048.
- Nagel, T. J., and Buck, W. R. (2004), Symmetric alternative to asymmetric rifting models, *Geology*, 31, 925-928.
- Nakamura, K. and S. Uyeda, Stress gradient in back arc regions and plate subduction, *J. Geophys. Res.*, 85, 6419-6428, 1980.
- Newman, A. V., Stein, S., Weber, J. C., Engeln, J. F., Mao, A. & Dixon, T. H. Slow Deformation and Lower Seismic Hazard at the New Madrid Seismic Zone. *Science* 284 (1999).
- Nicolas, A. 1989. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht Dordrecht, 367p.
- Nocquet, J.-M., P. Willis, and S. Garcia (2006), Plate kinematics of Nubia-Somalia using a combined DORIS and GPS solution, *J. Geodesy*, 80, 591-607.
- Norton, I.O. & Sclater, J. G. (1979) A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of the Gondwanaland, *J. Geophys. Res.*, 84, 6803-6830
- Ohara, Y., Yoshida, T., Kato, Y. & Kasuga, S. (2001) Giant megamullion in the Parece Vela backarc basin, *Marine Geophysical Research*, 22, 47-61.
- Okino, K., Curewitz, D., Asada, M., Tamaki, K., Vogt, P., Crane, K., 2002. Segmentation of the Knipovich Ridge implication for focused magmatism and effect of ridge obliquity at an ultraslow spreading system. *Earth Planetary Science Letter* 202, 275-288.
- Olsen, K.P.H. (1995), Continental rifts: Evolution, structure, tectonics. *Developments*

- in *Geotectonics* 25, Elsevier, Amsterdam, 446 pp.
- ONASCH C. M. (1983). - Dynamic analysis of rough cleavage in the Martinsburg Formation, Maryland. - *J. Struct. Geol.*, 5, 73-82.
- O'Reilly, W., K. Brown, P. Styles, and T. M. Bloxam (1993), A detailed geochemical and rock magnetic study of dredged basalt from the Sheba Ridge, Gulf of Aden, *Mar. Geophys. Res.*, 15, 101-119.
- Otofujii, Y., Y. Inoue, S. Funahara, F. Murata, and X. Zheng, Paleomagnetic study of eastern Tibet-deformation of the Three Rivers region, *Geophys. J. Int.*, 103, 85-94, 1990.
- Parson, L. M., and I. C. Wright (1996), The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: A southward-propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading, *Tectonophysics*, 263, 1-22.
- Parson, L.M., and J.W. Hawkins (1994), Two-stage ridge propagation and the geological history of the Lau backarc basin. In: J.W. Hawkins, L.M. Parson and J.F. Allan et al. (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results*, 135. College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 819-828.
- Patriat P. & Parson, L. (1989) A survey of the Indian Ocean Triple Junction trace within the Antarctic plate: Implications for the junction evolution since 15 Ma, *Marine Geophysical Research*, 11, 89-100.
- Patriat P. (1987), Reconstruction de l'évolution du système de dorsales de l'Océan Indien par les méthodes de la cinématique des plaques, *Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises*, 308 pp., Paris, 1987.
- Patriat P., and V. Courtillot (1984), On the stability of triple junctions and its relation to episodicity in spreading, *Tectonics*, 3, 317-332.
- Patriat, P., and J. Segoufin (1988), Reconstruction of the Central Indian Ocean, *Tectonophysics*, 155, 211-234.
- Patriat, P., H. Sloan, and D. Sauter (2008), From slow to ultraslow: A previously undetected event at the Southwest Indian Ridge at ca. 24 Ma, *Geology*, 36, 207-210, doi: 10.1030/G24270A.1
- Patton T. L., A. R. Moustafa, R. A. Nelson, and S. A. Abdine (1994), Tectonic evolution and structural setting of the Suez Rift, in: S. Landon (Ed.), *Interior Rift Basins*, AAPG Mem., 59, 9-55.
- Patton, T. L. and S. J. O'Connor 1986. Cretaceous flexural history of the northern Oman mountain foredeep, United Arab Emirates. In: *Hydrocarbon Potential of Intense Thrust Zones-Abu Dhabi Conference 1986*, 1, 75-120.
- Paul, J. et al. The motion and active deformation of India. *Geophys. Res. Lett.* 28, 647-650 (2001).
- Peltzer, G. and P. Tapponnier, Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach, *J. Geophys. Res.*, 93, 15085-15118, 1988.
- Peltzer, G., and F. Sauter, Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates, *J. Geophys. Res.*, 101, 27,943-27,956, 1996.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A., Sawyer, D.S. (2007), Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, 26, TC2011. doi:10.1029/2006TC001970.
- Peters, T. 2000. Formation and evolution of the western Indian Ocean as evidenced by the Masirah ophiolite: A review. In: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D. and Nicolas, A., eds. *Ophiolites and Oceanic crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 349, 525-536.
- Peters, T. and I. Mercolli 1997. Formation and evolution of the Masirah Ophiolite (Sultanate of Oman). *Ophioliti*, 22, 15-34.
- Peters, T., and I. Mercolli, (1998), Extremely thin oceanic crust in the Proto-Indian Ocean: Evidence from the Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman, *J. Geophys. Res.*, 103, 677-689.
- Petit, C., and J. Déverchère (2006), Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 7, Q11016, doi:10.1029/2006GC001265.
- Petit, C., and M. Fournier (2005), Present-day velocity and stress fields of the Amurian plate from thin-shell finite element modeling, *Geophys. J. Int.*, 160, 357-369.
- Petit, C., Déverchère, J., Houdry, F., San'kov, V.A., Melnikova, V. I., Delvaux, D., 1996. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics* 15, 1171-1191.
- Petit, C., M. Fournier, and Y. Gunnell (2007), Tectonic and climatic controls on rift escarpments: Erosion and flexural rebound of the Dhofar passive margin (Gulf of Aden, Oman), *J. Geophys. Res.*, 112, B03406, doi:10.1029/2006JB004554
- Pik, R., B. Marty, J. Carignan and J. Lavé, Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215, 73-88, 2003.
- Platel, J.P. and Roger, J. (1989), Evolution géodynamique du Dhofar (Sultanat d'Oman) pendant le Crétacé et le Tertiaire en relation avec l'ouverture du golfe d'Aden, *Bull. Soc. Géol. France*, 2, 253-263.
- Poupeau G., O. Saddiqi, A. Michard, B. Goffé, and R. Oberhänsli 1998. Late thermal evolution of the Oman Mountains subophiolitic windows : apatite fission-track thermometry. *Geology*, 26, 12, 1139-1142.
- Qin, C., C. Papazachos, and E. Papadimitriou, Velocity field for crustal deformation in China derived from seismic moment tensor summation of earthquakes, *Tectonophysics*, 359, 29-46, 2002.
- Quittmeyer, R.C., and A.L. Kafka (1984), Constraints on plate motions in southern Pakistan and the northern Arabian Sea from the focal mechanisms of small earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 89, 2444-2458.
- Rabu, D. 1987. Géologie de l'Autochtone des Montagnes d'Oman : la fenêtre du jabal Akhdar. - La semelle métamorphique de la Nappe ophiolitique de Semail dans les parties centrale et orientale des Montagnes d'Oman: une revue. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris 6, 582 pp.
- Rabu, D., J. Le Métour, F. Béchenec, M. Beurrier, M. Villey and C. H. de Grissic 1990. Sedimentary aspects of the Eo-Alpine cycle on the northeast edge of the Arabian platform. In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds) *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 49, 49-68.
- Radhakrishna, M., and R.C. Searle (2006), Isostatic Response of the Alula Fartak and Owen Fracture zones in the eastern Gulf of Aden and the adjoining Arabian Sea, *Geophys. J. Int.*, 165, 62-72 doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02886.x
- Ramsay, J. G., *Folding and fracturing of rocks*, McGraw-Hill Book Company, New-York, 560 p., 1967.
- Ranalli, G., *Rheology of the Earth*, pp. 1-413, Chapman and Hall, New York, 1995.
- Rangin, C., L. Jolivet, M. Pubellier et al., A simple model for the tectonic evolution of southeast Asia and Indonesia region for the past 43 Ma, *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 889-906, 1990.
- REBAÏ S., PHILIP H. & TABOADA A. (1992). - Modern tectonic stress field in the Mediterranean region : evidence for stress deviation at different scales. - *Geophys. J. Int.*, 110, 106-140.
- Regard, V., O. Bellier, J.-C. Thomas, D. Bourlès, S. Bonnet, M. R. Abbassi, R. Braucher, J. Mercier, E. Shabanian, S. Soleymani and K. Fegghi 2005. Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophys. J. Int.*, 162, 177-203
- Reilinger, R., et al. (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Ren, J., K. Tamaki, Sitian Li and Zhang Junxia, Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas, *Tectonophysics*,

- 344, 175-205, 2002.
- Research Group for Active Faults in Japan, *Active Faults in Japan: Sheet maps and inventories*, 437 pp., Tokyo Univ. Press, Tokyo, 1991.
- Reston, T. J. (1996), The S reflector west of Galicia: the seismic signature of a detachment fault, *Geophys. J. Int.*, 127, 230-244.
- Reston, T. J. (2005), Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237, 561-576.
- Reston, T.J., C.M. Krawczyk, D. Klaeschen (1996), The S reflector west of Galicia (Spain): evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup, *J. Geophys. Res.*, 101, 8075-8091.
- Ricateau, R. and P. H. Riche 1980. Geology of the Musandam Peninsula (Sultanate of Oman) and its surroundings. *J. Petrol. Geol.*, 3, 139-152.
- Rice, A. (1987) *Deep Sea Challenge: The John Murray/Mabahiss Expedition to the Indian Ocean, 1933-34*.
- Richardson, S.M., Bolt, W.F., Smith, B.A., Hollar, W. D. and P. M. Ber Bermingham (1994), Offshore Socotra, Republic of Yemen : Potential for a new hydrocarbon province ?, *Geo'94: The Middle East Petroleum Geosciences – Selected Middle East Papers from the Middle East Geoscience Conf.* 1, 811-823.
- Richardson, S.M., Bolt, W.F., Smith, B.A., Hollar, W. D. and P. M. Ber Bermingham (1995), A new hydrocarbon 'Play' area offshore Socotra Island, Republic of Yemen, *J. Petrol. Geol.*, 18, 15-28.
- Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras, A Microseismic Study in the Western Part of the Gulf of Corinth (Greece): Implications for Large-Scale Normal Faulting Mechanisms, *Geophys. J. Int.*, 126, 663-688, 1996.
- Ritter, O., A. Hoffmann-Rothe, P. A. Bedrosian, U. Weckmann, and V. Haak (2005), Electrical conductivity images of active and fossil fault zones, in *High-Strain Zones: Structure and Physical Properties*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 245, 165-186.
- RITZ J.F. (1992). - Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud, analyse en termes de contraintes. - *Quaternaire*, 3, 111-124.
- Robertson, A. H. F. and M. P. Searle 1990. The northern Oman Tethyan continental margin: stratigraphy, structure, concepts and controversies. In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds) *The Geology and Tectonics of Oman Region*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 49, 3-25.
- Rochette, P., E. Tamrat, G. Féraud, R. Pik, V. Courtillot, E. Kefeto, C. Coulon, C. Hoffmann, D. Vandamme, and E. Yirgu (1997), Magnetostratigraphy and timing of the Oligocene Ethiopian traps, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 497-510.
- Roger, J., J.P. Platel, C. Cavelier, and C. Bourdillon-de-Grisac (1989), Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman), *Bull. Soc. Géol. France*, 2, 265-277.
- Roques, D., C. Rangin and P. Huchon, Geometry and sense of motion along the Vietnam continental margin: onshore/offshore Da Nang area, *Bull. Soc. Géol. France*, 168, 413-422, 1997.
- Rosendahl, B.R., E. Kilembe, and K. Kaczmarick (1992), Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana rift zones from analyses of seismic reflection data, *Tectonophysics*, 213, 235-256.
- Ross, D.A., E. Uchupi and R.S. White 1986. The geology of the Persian Gulf: Gulf of Oman region: A synthesis, *Rev. Geophys Geophys.*, 24, 537-556.
- Rothé, J. P. (1954), La zone sismique médiane Indo-Atlantique, *Proc. Roy. Soc.*, A, 222, 387-397.
- ROURE F. & COLETTA B. (1996). - Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. In: Ziegler, P.A., Horvath, F. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, vol. 170, pp. 173-209.
- ROURE F., BRUN J.P., COLETTA B. & VAN DEN DRIESSCHE J. (1992). - Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine foreland of southeastern France. - *J. Struct. Geol.*, 14, 503-519.
- Royer, J.-Y., A. K. Chaubey, J. Dymant, G. C. Bhattacharya, K. Srinivas, V. Yatheesh, and T. Ramprasad (2002), Paleogene plate tectonic evolution of the Arabian and Eastern Somali basins. In: *The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region* (Ed. by P. Clift, D. Kroon, C. Gaedicke and J. Craig), *Geological Society Special Publication*, 195, 7-23.
- Ruppel, C. (1995), Extensional processes in continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 24187-24216.
- Sage F., C. Basile, J. Mascle, B. Pontoise and R. B. Whitmarsh (2000). Crustal structure of the continent-ocean transition off the Cote d'Ivoire-Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary, *Geophys. J. Int.*, 143, 662-678.
- Sahota, G. (1990) Geophysical investigations of the Gulf of Aden Continental Margins: Geodynamic implications for the Development of the Afro-Arabian Rift System, Ph.D. Thesis: Swansea, University College.
- Salençon, J., *Mécanique du continu*, Tome 1, Concepts généraux, Ed. Ellipse, Paris, pp. 352, 1995.
- Samuel, M. A., N. A. Harbury, W. F. Bott, and A.M. Thabet (1997), Field observations from the Socotran Platform: their interpretation and correlation to Southern Oman, *Mar. Petrol. Geol.*, 14, 661-672.
- Sanderson, D. J., Marchini, W. R. D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449-458.
- Sandwell, D.T., and W.H.F. Smith (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, 102, 10039-10054.
- Schilling, J.G., Kingsley, R.H., Hanan, B.B. and McCully, B.L., 1992. Nd-Sr-Pb isotopic variations along the gulf of Aden: Evidence for Afar mantle plume-continental lithosphere interaction, *J. Geophys. Res.*, 97: 10,927-10,966.
- Schlich, R. 1982. The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers and basins. In: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G. (eds) *The Ocean Basins and Margins*, 6, The Indian Ocean, New York, 51-147.
- Schmidt, J. (1932) *Dana's Tugt Omkring Jorden, 1928-1930*, Gyldendal edn., Copenhagen, 269 pp.
- Schreurs, G. and A. Immenhauser 1999. West-northwest directed obduction of the Batain Group on the eastern Oman continental margin at the Cretaceous-Tertiary boundary, *Tectonics*, 18, 148-160.
- Slater, J. G., Bowin, C., Hey, R., Hoskins, H., Peirce, J., Phillips, J. & Tapscott, C. (1976) The Bouvet triple junction, *J. Geophys. Res.*, 81, 1857-1869.
- Scott, D.L., M.A. Etheridge, and B. R. Rosendahl (1992), Oblique-slip deformation in extensional terrains: a case study in the lakes Tanganyika and Malawi rift zones, *Tectonics*, 11, 998-1009.
- Scolias M., W. R. Roest, and R. D. Müller (2004), An expression of Philippine Sea plate rotation: the Parece Vela and Shikoku Basins, *Tectonophysics*, 394, 69-86.
- Searle, M P., C. J. Warren, D. J. Waters and R. R. Parrish 2004. Structural evolution, metamorphism and restoration of the Arabian continental margin, Saih Hatat region, Oman mountains. *J. Struct. Geol.*, 26, 451-473.
- Searle, M. P. 1985. Sequence of thrusting and origin of culminations in the northern and central Oman Mountains. *J. Struct. Geol.*, 7, 129-143.
- Searle, M. P. 1988. Thrust tectonics of the Dibba zone and the structural evolution of the Alabian continental margin along the Musandam Mountains (Oman and United Arab Emirates). *J. Geol. Soc. London*, 145, 831-845.
- Searle, M. P. and J. Cox 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 111, 104-122.
- Searle, M. P., D.J. Waters, H.N. Martin and D.C. Rex 1994. Structure and metamorphism of blueschist-eclogite facies rocks from the northeastern Oman Mountains. *Jour. Geol. Soc. London*, 151, 555-576.
- Searle, M. P., N. P. James, T. J. Calton and J. D. Smewing 1983. Sedimentological and structural evolution of the Arabian continental margin in the Musandam Mountains and Dibba Zone, United Arab Emirates. *Bull. Geol. Soc. America*,

- 94, 1381-1400.
- Searle, R. (1980) Tectonic pattern of the Azores spreading center and triple junction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 415-434.
- Searle, R., M. Cannat, K. Fujioka, C. Mével, H. Fujimoto, A. Bralee, and L. Parson (2003), Fuji Dome: A large detachment fault near 64°E on the very slow-spreading southwest Indian Ridge, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 9105, doi: 2003GC000519
- Ségoufin, J., M. Munschy, P. Bouysse et V. Mendel, et coll. (2004), Carte Structurale de l'Océan Indien (1/20 000 000), feuille 1 «Physiographie», feuille 2 «Carte Structurale». Edition CCGM, Paris.
- Sella, G.F., T.H. Dixon, and A.L. Mao (2002), REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 104, doi:10.1029/2000JB000033
- Sengör, A.M.C., and K. Burke, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 419-421, 1978.
- Seno, T., and S. Maruyama, Paleogeographic reconstructions and origin of the Philippine Sea, *Tectonophysics*, 102, 53-84, 1984.
- Seno, T., S. Stein, and A. E. Gripp, A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, 98, 17,941-17,948, 1993.
- Sewell, R. B. S. (1934), The John Murray expedition to the Arabian Sea, *Nature*, 134, 686-690.
- Shackleton, R. M. and A. C. Ries 1990. Tectonics of the Masirah Fault Zone and eastern Oman. In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. and Ries, A. C. (eds) the *Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 49, 715-724.
- Shaw, P.R., Lin, J., 1993. Causes and consequences of variations in faulting style at the Mid-Atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research* 98, 21,839-21,851.
- Shemenda, A. I., and A. L. Grokholski, Physical modelling of lithosphere in collision zones, *Tectonophysics*, 216, 273-290, 1992.
- Shen, Z.-K., C. Zhao, A. Yin, Y. Li, D. D. Jackson, P. Fang, and D. Dong, Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning System measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 5721-5734, 2000.
- Shillington D. J., Holbrook, W. S., Van Avendonk, H. J. A., Tucholke, B. E., Hopper, J. R., Loudon, K. E., Larsen, H. C. & Nunes G. T. (2006) Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient oceanic accretion from seismic reflection data on the Newfoundland margin, *J. Geophys. Res.*, 111, B09402, doi:10.1029/2005JB003981.
- Shiono, K., T. Mikumo, and Y. Ishikawa, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanisms of shallow to intermediate depth earthquakes, *J. Phys. Earth*, 28, 17-43, 1980.
- Sibuet, J. C., J. Letouzey, F. Barbier, J. Charvet, J. P. Foucher, T. W. C. Hilde, M. Kimura, C. Lin-Yun, B. Marsset, C. Muller and J. F. Stephan, Back-arc extension in the Okinawa trough, *J. Geophys. Res.*, 92, 14041-14063, 1987.
- Sibuet, J.-C. (1992), Formation of non-volcanic passive margins: A composite model applied to the conjugate Galicia and southeastern Flemish Cap margins, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 769- 773.
- Sibuet, J.C., B. Deffontaines, S.-K. Hsu, N. Thureau, J.P. Le Formal, C.-S. Liu, and the ACT scientific crew (1998), Okinawa Trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution, *J. Geophys. Res.*, 103, 30,245-30,267.
- Sibuet, J.C., Hsu, S.-K., Shyu, C.T., Liu, C.S., 1995. Structural and kinematic evolutions of the Okinawa Trough backarc basin. In: *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, edited by B. Taylor, pp. 343-379, Plenum, New York.
- SIDDANS A.W. B. (1979). - Arcuate folds and thrust patterns in the Subalpine Chains of Southeast France. - *J. Struct. Geol.*, 1, 117-126.
- Silver, E. A., R. McCaffrey and R. B. Smith, Collision, rotation, and the initiation of subduction in the evolution of the Sulawesi, Indonesia, *J. Geophys. Res.*, 88, 9407-9418, 1983a.
- SINCLAIR H.D. & ALLEN P.A. (1992). - Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. - *Basin Research*, 4, 215-232.
- SISSINGH W. (2001). - Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. - *Tectonophysics*, 333, 361-400.
- Skelton, P. W., S. C. Nolan and R. W. Scott 1990. The Maastrichtian transgression onto the Northwestern flank of the Proto-Oman Mountains: sequences of rudist-bearing beach to open shelf facies. In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds) *The Geology and Tectonics of Oman Region*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 49, 521-547.
- Sloan, H., and P. Patriat (1992), Kinematics of the North American-African plate boundary between 28° and 29° N during the last 10 My: evolution of the axial geometry and spreading rate and direction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 323-341.
- Smewing, J.D., I. L. Abbotts, L.A. Dunne, and D.C. Rex 1991. Formation and emplacement ages of the Masirah ophiolite, Sultanate of Oman, *Geology* 19, 453-456.
- Smith, D. K., J. Cann, and J. Escartin (2006), Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13°N at the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 442, 440-443.
- Socquet, A., Vigny, C., Chamot-Rooke, N., Simons, W., Rangin, C. & Ambrosius, B. India and Sunda plates motion and deformation along their boundary in Myanmar determined by GPS. *J. Geophys. Res.* 111, B05406. doi:10.1029/2005JB003877 (2006).
- Solov'ev V.D., V.A. Zimoglyadov, A.M. Karasik, O.M. Rusakov, and V.N. Yanovskii (1984), Magnetic anomalies over the junction of the Sheba Mid-Ocean Ridge and the Owen fracture zone, *Geophys. J.*, 5, 3, 447-454.
- Spencer, S., D. K. Smith, J. R. Cann, J. Lin, and E. McAllister (1997), Structure and stability of non-transform discontinuities on the Mid-Atlantic Ridge between 24° N and 30° N, *Mar. Geophys. Res.*, 19, 339-362.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W. R., Klitgord, K. D., Kovacs, L. C., Verhoef, J. & Macnab, R. (1990) Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa, *Nature*, 344, 756-759.
- Stampfli, G.M., and G.D. Borel (2002), A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 17-33.
- Stein, C.A., and J.R. Cochran (1985), The transition between the Sheba ridge and the Owen basin: rifting of old oceanic lithosphere, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 81, 47-74.
- Storey, B.C. (1995), The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland, *Nature*, 377, 301-308.
- SUE C., THOUVENOT F., FRECHET J. & TRICART P. (1999) - Widespread extension in the core of the Western Alps revealed by earthquake analysis. - *J. Geophys. Res.*, 104, 25,611-25,622.
- Sykes, L. R. (1968), Seismological evidence for transform faults, sea floor spreading, and continental drift, *History of the Earth's crust*, A symposium, R. A. Phinney editor, 120-150.
- Sykes, L. R. (1970) Earthquake swarms and sea-floor spreading, *J. Geophys. Res.*, 75, 6598-6611.
- Sykes, L. R., and M. Landisman (1964), The seismicity of the east Africa, the Gulf of Aden and the Arabia and Red Seas, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 54, 1927-1940.
- Talbot, C., and W. Ghebreab (1997), Red Sea detachment and basement core complexes in Eritrea, *Geology*, 25, 655-658.
- Talwani, M., Eldholm, O., 1977. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Geological Society of America Bulletin* 88, 969-999.

- Tamaki, K., Geological structure of the Japan sea and its tectonic implications, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 39, 269-365, 1988.
- Tamaki, K., K. Suyehiro, J. Allan, J. C. Ingle and K. Pisciotto, Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling, in *Proc. ODP, Sci. Results*, edited by pp. 1333-1350, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1992.
- Tamsett, D. (1984), Comments on the development of rifts and transform faults during continental breakup; examples from the Gulf of Aden and northern Red Sea. *Tectonophysics*, 104, 35-46.
- Tamsett, D., and R. C. Searle (1988), Structure and development of the midocean ridge plate boundary in the Gulf of Aden: evidence from Gloria side scan sonar, *J. Geophys. Res.*, 93, 3157-3178.
- Tamsett, D., and R. C. Searle (1990), Structure of the Alula-Fartak fracture zone, Gulf of Aden, *J. Geophys. Res.*, 95, 1239-1254.
- Tamsett, D., and R.W. Girdler (1982), Gulf of Aden axial magnetic anomaly and the Curie temperature isotherm, *Nature*, 298, 149-151.
- Tapponnier, P. and P. Molnar, Active faulting and Cenozoic tectonic of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions, *J. Geophys. Res.*, 84, 3425-3459, 1979.
- Tapponnier, P. and P. Molnar, Slip line field theory and large-scale continental tectonics, *Geology*, 264, 319-324, 1976.
- Tapponnier, P., G. Peltzer and R. Armijo, On the mechanics of the collision between India and Asia, in *Collision tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, edited by M. P. Coward and A. C. Ries, pp. 115-157, 1986.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, A. Y. L. Dain, R. Armijo and P. Cobbold, Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, 10, 611-616, 1982.
- Tapponnier, P., J. L. Mercier, R. Armijo, T. Han and J. Zhou, Field evidences for active normal faulting in Tibet, *Geology*, 294, 410-414, 1981.
- Tapscott, C.R., Patriat, P., Fisher, R.L., Sclater, J.G., Hoskins, H. & Parsons, B. (1980) The Indian Ocean Triple Junction, *J. Geophys. Res.*, 85, 4723-4739.
- Taylor, B., A. M. Goodliffe, and F. Martinez (1999), How continents break up: Insights from Papua New Guinea, *J. Geophys. Res.*, 104, 7497-7512.
- Taylor, B., A. Goodliffe, F. Martinez, and R. Hey (1995), Continental rifting and initial sea-floor spreading in the Woodlark Basin, *Nature*, 374, 534-537.
- Taylor, B., A. Klaus, G.R. Brown, G. F. Moore, Y. Okamura, and F. Murakami, Structural development of Sumisu rift, Izu-Bonin arc, *J. Geophys. Res.*, 96, 16,113-16,129, 1991.
- Taylor, B., Crook, K., Sinton, J., 1994. Extensional transform zones and oblique spreading centers. *Journal of Geophysical Research* 99, 19,707-19,718.
- Taylor, B., K. Zellmer, F. Martinez, and A. Goodliffe, Sea-floor spreading in the Lau back-arc basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 35-40, 1996.
- Terken, J. M. J. 1999. The Natih petroleum system of North Oman, *GeoArabia*, 4, 157-180, 1999.
- Thomas J. C., R. Lanza, A. Kazansky, V. Zykin, N. Semakov, D. Mitrokhin and D. Delvaux, Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for central Asia, *Tectonophysics*, 351, 119-137, 2002.
- Tiberi, C., Leroy, S., d'Acremont, E., Bellahsen, N., Ebinger, C., Al-Lazki, A. & Pointu, A. (2007) Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passive margin: localization of the deformation inferred from receiver function analysis, *Geophys. J. Int.*, 168, 1247-1260.
- Tikoff, B., Fossen, H., 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics* 217, 267-283.
- Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpression orogens. *Journal of Structural Geology* 16, 1575-1588.
- TRICART P. (1984). - From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. - *American J. Sci.*, 284, 97-120.
- TRICART P., SCHWARTZ S., SUE C., POUPEAU G. & LARDEAUX J.M. (2001). La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales) : une dynamique miocène à actuelle. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, 49-58.
- Tron, V., and J.-P. Brun (1991), Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems, *Tectonophysics*, 188: 71-84.
- Tuchoke, B. E., J. Lin, and M. C. Kleinrock (1998), Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge, *J. Geophys. Res.*, 103, 9857-9866.
- Tuckwell, G.W., Bull, J.M., Sanderson, D.J., 1996. Models of fracture orientation at oblique spreading centres. *Journal of the Geological Society London* 153, 185-189.
- Tuckwell, G.W., Bull, J.M., Sanderson, D.J., 1998. Numerical models of faulting at oblique spreading centers. *Journal of Geophysical Research* 103, 15474-15482.
- Turcotte, D.L., and E. R. Oxburgh (1973), Mid-plate tectonics, *Nature*, 244, 337-339.
- Turcotte, D.L., and Emerman S.H., Mechanisms of active and passive rifting, *Tectonophysics*, 94, 39-50, 1983.
- Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rates? *J. Geophys. Res.* 103, 12205-12222.
- Ujii, H., Early Pleistocene birth of the Okinawa Trough and Ryukyu island arc at the northwestern margin of the Pacific: Evidence from Late Cenozoic planktonic foraminiferal zonation, *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 108, 457-474, 1994.
- Ukstins, I.A., P.R. Renne, E. Wolfenden, J. Baker, D. Ayalew, and M. Menzies (2002), Matching conjugate volcanic rifted margins: 40Ar/39Ar chronostratigraphy of the pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198, 289-306.
- Uyeda, S., and H. Kanamori, Back arc opening and the mode of subduction, *J. Geophys. Res.*, 84, 1049-1061, 1979.
- van Wijk, J.W. & Blackman, D.K. (2005) Deformation of oceanic lithosphere near slow-spreading ridge discontinuities, *Tectonophysics*, 407, 221-225.
- Vander Zouwen, D.E., Structure and evolution of the southern Okinawa Trough, M.S. thesis, Tex. A&M Univ., College Station, 1984.
- Venkat-Ramani, M., Tikoff, B., 2002. Physical models of transtensional folding. *Geology* 30, 523-526.
- Vernant, P., F. Nilforoushan, D. Hatzfeld, M. R. Abbassi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiani, R. Bayer, F. Tavakoli and J. Chéry 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 381-398.
- Viallon, C., P. Huchon, and E. Barrier, Opening of the Okinawa basin and collision in Taiwan: A retreating trench model with lateral anchoring, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 145-155, 1986.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J.C., Khanbari, K. & Asfaw, L.M. (2006) Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen, *J. Geophys. Res.*, 111, B02402, doi:10.1029/2004JB003229
- Vilotte, J. P., M. Daignières and R. Madariaga, Numerical modeling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision, *J. Geophys. Res.*, 87, 10,709-10,728, 1982.
- Vilotte, J. P., M. Daignieres, R. Madariaga and O. C. Zienkiewicz, The role of a heterogeneous inclusion during continental collision, *Phys. Earth Planet. Int.*, 36, 236-259, 1984.
- Vilotte, J. P., R. Madariaga, M. Daignieres and O. C. Zienkiewicz, Numerical study of continental collision: influence of buoyancy forces and an initial stiff inclusion, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 84, 279-310, 1986.
- Vine, F. J., 1966. Spreading of the ocean floor; new evidence. *Science* 154, 1405-1415.
- Vine, F. J., Matthews, D. H., 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges.

- Nature 199, 947-949.
- Vink, G. E. (1982), Continental rifting and the implications for plate tectonics reconstructions, *J. Geophys. Res.*, 87,10,677-10,688.
- Vogt, P. R., A. Lowrie, D. R. Bracey, and R. N. Hey, Subduction of aseismic ridges: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 172, 59 pp., 1976.
- Vogt, P.R. & Jung, W.Y. (2004) The Terceira Rift as hyper-slow, hotspot-dominated oblique spreading axis: a comparison with other slow-spreading plate boundaries, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 77-90.
- Vogt, P.R., Taylor, P.T., Kovacs, L.C., Johnson, G.L., 1979. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin. *Journal of Geophysical Research* 84, 1071-1089.
- Wang, Q., P.-Z. Zhang, J. T. Freymueller, R. Bilham, K. M. Larson, X. Lai, X. You, Z. Niu, J. Wu, Y. Li, J. Liu, Z. Yang, and Q. Chen, Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements, *Science*, 294, 574-577, 2001.
- Warburton, J., T. J. Burnhill, R. H. Graham and K. P. Issac 1990. The evolution of the Oman Mountains foreland basin. In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds) *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 49, 419-427.
- Watchorn, F., G.J. Nichols, and D.W.J. Bosence (1998), Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden). In: *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea- Gulf of Aden*. Edited by B.H. Purser and D.W.J. Bosence, Chapman and Hall, London, 165-191.
- Watts, A.B., E. Burov, Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness, *Earth Planet. Sci. Letters*, 213, 113-131, 2003.
- Weber, M., and the DESERT Group, The crustal structure of the Dead Sea Transform, *Geophys. J. Int.*, 156, 655-681, 2004.
- Weber, M., et al. (2009), Anatomy of the Dead Sea Transform from lithospheric to microscopic scale, *Rev. Geophys.*, 47, RG2002, doi:10.1029/2008RG000264.
- Wenzel, F., J.P. Brun and ECORS-DEKORP working group (1991), A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 140-150.
- Wernicke, B. (1981), Low angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, 291, 645-648.
- Wernicke, B. (1985), Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.
- Wernicke, B., (1995), Low-angle normal faults and seismicity: a review, *J. Geophys. Res.*, 100, 20159-20174.
- Wernicke, B., and B. C. Burchfield (1982), Modes of extensional tectonics, *J. Struct. Geol.*, 4, 105-115.
- Wessel, P., W. and M. F. Smith (1991), Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441-446.
- White, R. S. and D. A. Ross 1979. Tectonics of the Western Gulf of Oman. *J. Geophys. Res.*, 84, 3479-3489.
- White, R. S., and D. P. McKenzie (1989), Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.
- White, R. S., G. D. Spence, S. R. Fowler, D. P. McKenzie, G. K. Westbrook, and A.N. Bowen (1987), Magmatism at rifted continental margins, *Nature*, 330, 439-444.
- Whitmarsh, R.B. (1979), The Owen Basin off the south-east margin of Arabia and the evolution of the Owen Fracture Zone, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 58, 441-470.
- Whitmarsh, R.B., 1974. Summary of general features of the Arabian Sea and Red Sea Cenozoic history based on Leg 23 cores. Initial report DSDP, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 23, 1115-1123.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal G. and Minshull, T.A. (2001), Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, 413, 150-154.
- Whitmarsh, R.B., O. E. Weser, D. A. Ross, et al. (1974) Initial report DSDP, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., v. 23, p. 1180.
- Wilson R.C.L., G. Manatschal, and S. Wise (2001), Rifting along nonvolcanic passive margins: stratigraphic and seismic evidence from the Mesozoic successions of the Alps and western Iberia. In: Wilson RCL, Whitmarsh RB, Taylor B and Froitzheim N (eds) *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: Evidence from Land and Sea*. Geol Soc (London), Spec Publ, 187, 429-452.
- Wilson, T. J. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift, *Nature*, 207, 343-347.
- Windley, B. F. and M. B. Allen, Mongolian plateau: evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia, *Geology*, 21, 295-298, 1993.
- Wiseman, J. D. H., and R. B. S. Sewell (1937), The floor of the Arabian Sea, *Geol. Mag.*, 74, 219-230.
- Withjack, M. O., and W.R. Jamison (1986), Deformation produced by oblique rifting, *Tectonophysics*, 126, 99-124.
- Wolfenden, E., C. Ebinger, G. Yirgu, A. Deino, and D. Ayalew (2004), Evolution of the northern Main Ethiopian rift: Birth of a triple junction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 224, 213-228.
- Worrall, D.M., V. Kruglyak, F. Kunts, and V. Kuznetsov, Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision, *Tectonics*, 15, 813-826, 1996.
- Wright, I.C., Pre-spread rifting and heterogeneous volcanism in the southern Havre Trough back-arc basin, *Mar. Geol.*, 113, 179-200, 1993.
- Xu, J., G. Zhu, W. X. Tong, K. R. Cui and Q. Liu, Formation and evolution of the Tancheng - Lujiang wrench fault system to the northwest of the Pacific ocean, *Tectonophysics*, 134, 273-310, 1987.
- Yu, G., S. G. Wesnousky, and G. Ekström, Slip partitioning along major convergent plate boundaries, *Pageoph.*, 140, 183-210, 1993.
- Yu, S. B., and H. Y. Chen, Global positioning system measurements of crustal deformation in the Taiwan arc-continent collision zone, *Mem. Geol. Soc. China*, 5, 477-498, 1994.
- Yu, S.B., H.Y. Chen, and L.C. Kuo, Velocity field and GPS stations in the Taiwan area, *Proceedings of the 3rd Sino-French Symposium*, Geol. Soc. China, Taipei, Taiwan, 317-327, 1995.
- Zeyen, H., F. Volker, V. Wehrle, K. Fuchs, S.V. Sobolev, and R. Altherr (1997), Styles of continental rifting crust-mantle detachment and mantle plume, *Tectonophysics*, 278, 329-352.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S. (2004), Dynamic processes controlling evolution of rifted basins, *Earth-Science Reviews* 64, 1-50.
- Zoback, M.L., First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project, *J. Geophys. Res.*, 97, 11,703-11,728, 1992.



6. CHOIX D'ARTICLES PARUS

Les articles ci-joints sont présentés dans l'ordre d'apparition dans le manuscrit.

1. Fournier, M., P. Patriat, and S. Leroy (2001), Reappraisal of the Arabia-India-Somalia triple junction kinematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 189, 103-114.
2. Fournier, M., N. Bellahsen, O. Fabbri, and Y. Gunnell (2004), Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q11005, doi:10.1029/2004GC000731
3. Fournier, M., P. Huchon, K. Khanbari, and S. Leroy (2007), Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults?, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q03007, doi:10.1029/2006gc001526
4. Petit, C., M. Fournier, and Y. Gunnell (2007), Tectonic and climatic controls on rift escarpments: Erosion and flexural rebound of the Dhofar passive margin (Gulf of Aden, Oman), *J. Geophys. Res.*, 112, B03406, doi:10.1029/2006JB004554
5. Fournier, M., C. Petit, N. Chamot-Rooke, O. Fabbri, P. Huchon, B. Maillot, and C. Léprier (2008), Do ridge-ridge-fault triple junctions exist on Earth? Evidence from the Aden-Owen-Carlsberg junction in the NW Indian Ocean, *Basin Research*, 20, 575-590, doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00356.x
6. Fournier, M., N. Chamot-Rooke, C. Petit, O. Fabbri, P. Huchon, B. Maillot, and C. Léprier (2008), In-situ evidence for dextral active motion at the Arabia-India plate boundary, *Nature Geoscience*, 1, 54-58, doi:10.1038/ngeo.2007.24
7. Fournier, M., C. Léprier, P. Razin, and L. Jolivet (2006), Late Cretaceous to Paleogene post-obduction extension and subsequent Neogene compression in the Oman Mountains, *GeoArabia*, 11, 17-40.
8. Fournier, M., and C. Petit (2007), Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and

stretching directions from earthquake focal mechanisms, *Journal of Structural Geology*, 29, doi:10.1016/j.jsg.2006.07.017

9. Fournier, M., O. Fabbri, J. Angelier, and J.P. Cadet (2001), Kinematics and timing of opening of the Okinawa Trough: Insights from regional seismicity and onland deformation in the Ryukyu arc, *J. Geophys. Res.*, 106, 13,751-13768.
10. Fournier, M., L. Jolivet, P. Davy, and J. C. Thomas (2004), Back arc extension and collision: an experimental approach of the tectonics of Asia, *Geophys. J. Int.*, 157, 871-889.
11. Fournier, M., P. Agard, and C. Petit (2008), Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne Nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 179, 551-568.
12. Fournier, M., P. Razin, O. Fabbri, and J.-P. Breton (2005), Comment on "Aptian faulting in the Haushi-Huqf (Oman) and the tectonic evolution of the southeast Arabian platform-margin" by C. Montenat, P. Barrier and H.J. Soudet, *GeoArabia*, 10, 191-198.

7. Article soumis

Fournier, M., N. Chamot-Rooke, C. Petit, P. Huchon, A. Al-Kathiri, L. Audin, M.-O. Beslier, E. d'Acremont, O. Fabbri, J.-M. Fleury, K. Khanbari, C. Léprier, S. Leroy, B. Maillot, and S. Merkouriev, Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden (accepted with minor revisions to JGR).