



UNIVERSITÉ DE STRASBOURG



EOST
Ecole et Observatoire
des Sciences de la Terre

ÉCOLE DOCTORALE des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED413)

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR7516)

THÈSE

présentée par :

Morgane GILLARD

soutenue le : **04 décembre 2014**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre - Géologie - Géophysique

Evolution tectono-magmatique menant à l'océanisation sur les
marges passives pauvres en magma :
Exemple des marges Australie-Antarctique

THÈSE dirigée par :

M. MANATSCHAL Gianreto Professeur, Université de Strasbourg
Mme AUTIN Julia Mcf, Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

M. CALLOT Jean-Paul Professeur, Université de Pau
M. FRANKE Dieter BGR, Allemagne

EXAMINATEURS :

Mme LEROY Sylvie Directeur de Recherche, UPMC
Mme PERON-PINVIDIC Gwenn Geological Survey of Norway

*La clé de la découverte ne se trouve pas dans les mathématiques,
mais dans l'imagination.*

Brian Herbert, Dune, La Maison Corrino

*En science, la phrase la plus excitante que l'on peut entendre,
celle qui annonce des nouvelles découvertes, ce n'est pas « Euréka ! »,
mais « C'est drôle »...*

Isaac Asimov

Remerciements

Plusieurs fois j'ai pensé à ce que je dirais dans les remerciements... mais maintenant qu'il faut vraiment les écrire je me rends compte que ce n'est pas si facile. Peut-être parce que les remerciements marquent toujours la fin d'une histoire... et qu'il est difficile de se dire qu'une page se tourne, après huit années passées à l'EOST en tant qu'étudiante, dont trois en tant que doctorante au sein de l'équipe DYL-BAS. Ces trois années de thèse ont été, et de loin, les meilleures années de mon cursus universitaire. Elles représentent une période riche en découverte, tant du point de vue scientifique que du point de vue humain.

Pour toutes ces merveilleuses découvertes et rencontres, merci. Merci à tous.

Mais je ne serais pas ici en train d'écrire ces lignes sans l'aide et la confiance de certaines personnes que je tiens tout particulièrement à remercier...

Maksim Bano et Marc Schaming, qui, les premiers, m'ont contacté pour m'informer qu'un projet de thèse était en train de se mettre en place. Merci de la confiance que vous m'avez porté à ce moment-là.

Le projet était alors relativement flou, et c'est un peu à l'aveuglette que je me suis retrouvée devant le bureau de Gianreto, à faire la queue (comme de nombreuses fois par la suite). Nous ne nous connaissions pas vraiment à ce moment-là. J'avais de toi l'image d'un prof sympathique qui illustre la rhéologie de la croûte en parlant du gâteau Forêt-Noire et de snickers, et qui répète sans cesse qu'en science tout n'est pas noir ou blanc, mais gris. C'est vrai. Et ça l'est aussi pour les gens. Tout de suite tu m'as fait confiance pour mener à bien cette thèse. Et j'ai découvert quelqu'un d'une extrême bienveillance, qui écoute et qui encourage, qui, malgré les nombreuses absences, a toujours répondu présent lorsqu'il le fallait. Tu as à cœur la réussite de tes thésards et il est agréable d'avancer en se sentant soutenu.

Tu as également su trouver l'encadrante parfaite pour m'accompagner le long de ce chemin semé d'embuches, de doutes et de questions : Julia. Toujours disponible, même perdue au milieu de l'océan indien ! Combien de temps avons-nous passé à regarder les données, à nous demander où donc se trouve cette fichue croûte océanique ? Tu as su pointer les éléments d'importance, tu as soulevé les bonnes questions qui m'ont permis de construire un modèle qui tient la route. Ta première expérience d'encadrement de

thèse se termine. En ce qui me concerne elle est largement réussie ! Tu peux te relancer dans une nouvelle aventure sans crainte, tu es au top !

Mais durant ma thèse j'ai également bénéficié d'un encadrement plus large au sein de l'équipe. Dans ce contexte, comment ne pas citer Dan ! Avec toi, un seul mot d'ordre : pas de prise de tête ! J'ai adoré ton franc parlé et ta disponibilité. Tes réflexions et tes conseils sont toujours tombés juste et m'ont été bien utiles.

Dans cette équipe de choc citons également Marc Munsch, toujours encourageant et particulièrement enthousiasmé par les idées tordue du style « remise en cause des anomalies magnétiques ». Et bien sûr Anne-Marie, avec ses histoires drôles, ses sourires encourageants lors des répétitions de présentations, ses conseils avisés et ses fameux mails qui ont égayé nos journées !

Merci à tous !

Je voudrais également exprimer toute ma gratitude à Sylvie Leroy, Jean-Paul Callot, Dieter Franke, Gwenn Péron-Pividic et Patrick Unternehr pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse et d'évaluer mon travail.

Merci également à tous ceux qui ont participé de près ou de loin à ma thèse et à la bonne ambiance générale :

Philippe Duringer, pour ses histoires EX-TRA-OR-DI-NAIRES !!! et pour m'avoir permis de participer trois fois à l'encadrement du stage de Digne. J'y ai à chaque fois appris un peu plus et j'ai pu y tester ma pédagogie et l'améliorer ;

Hubert Whitechurch, pour ses encouragements et son soutien ;

Annie, Betty, Joëlle, David et Ghenima pour leur gentillesse et leur disponibilité ;

Mathieu, Mélody et Jean-François pour les récits de voyages et les discussions lors des pauses et repas à la cafète.

Et bien sûr le « petit » nouveau, Marc Ulrich, pour ses taquineries quotidiennes... Mais te fatigues pas Marc, je t'aurais à l'usure, je t'ai déjà dit que j'avais de l'entraînement !

Et puis...

Et puis il y a vous tous, camarades thésards du 1er étage et exilés du 2ème et du rez-de-chaussée...

Isa, amie depuis la L1, colocataire de bureau depuis le début de la thèse... Nous avons gravit les années les unes après les autres (tel le mont Chaberton !), côte-à-côte, nous avons partagé nos doutes et nos petits moments de déprime (mais qu'est-ce qu'on va bien faire après la thèse !!!!) mais on s'est surtout bien amusées ! Entre les délires sur le terrain, la traversée du sentier de la Fanfare (Pepette Power ! Mais si c'était à refaire, je ne le referais pas...), et les expéditions punitives envers notre ennemi commun (j'ai nommé M.

Benoît Petri, alias l'exilé du 2ème), je vais en avoir des souvenirs avec toi !

Benoît, nommé ci-dessus, à qui on donnerait le bon Dieu sans confession... ou pas finalement... A l'origine de toutes les manigances les plus fourbes et les plus tordues... Mais qu'est-ce qu'on a pu rigoler !!! Je n'ai qu'un seul regret, qui me hantera toute ma vie : je fini ma thèse sans connaître le nom du libérateur de M. Patate...

Un suspect dans cette affaire, et Brésilien en plus, même s'il s'appelle Victor Hugo... Entre discussions sur la politique brésilienne, sur l'économie et la grammaire française j'ai découvert un véritable ami. J'espère que tu tiendras ta promesse et que je pourrai venir à Rio planter ma tente au milieu de ton salon !

Lionel et Bruno, toujours partant pour une nouvelle blague...

Pauline C. et Pierre (alias Blondin ou Ken), je garderai un souvenir inoubliable de la montée au Blayeul (en 1h45 bien sûr) et de la course contre la montre avec l'orage sur la crête... Et la désillusion en arrivant en bas... Ô Trahison...

Alexis, ou celui que tu as envie d'étrangler quand tu es en fin de thèse...

Et la nouvelle génération : Michaël et ses blagues... douteuses, Médéric (mon relecteur attitré), Marie-Eva la férue de contrepétées, Pauline (attention grenade !)... Pour sûr, la relève est assurée !! Je vous souhaite à tous bonne chance pour vos thèses respectives.

Pour finir, je voudrais remercier ceux qui m'ont toujours soutenu et encouragée, depuis les débuts de ma scolarité, jusqu'à aujourd'hui : mes parents, mon frère et ma sœur, toute la famille au grand complet... Vous êtes le rocher solide sur lequel on peut s'appuyer à tout moment pour s'élancer un peu plus loin...

Je termine par celui qui m'accompagne depuis longtemps déjà, qui a vécu cette thèse avec moi au jour le jour, qui m'a encouragé du début à la fin, qui a toujours été là lorsqu'il le fallait, qui a bien plus confiance en moi que je n'en ai en moi-même... que puis-je te dire ici sinon merci ? Le reste tu le sais déjà...

Table des matières

Remerciements.....	5
Introduction.....	15
1.Les marges distales peu-magmatiques	16
1.1. Structure.....	16
1.2. Evolution	19
<i>Phase d'étirement.....</i>	20
<i>Phase d'amincissemement</i>	20
<i>Phase d'exhumation.....</i>	21
<i>Rupture lithosphérique.....</i>	22
<i>Accrétion océanique stable</i>	24
1.3. Problèmes récurrents liés à l'étude de ce type de marges	25
<i>Terminologie.....</i>	26
2.L'exemple des marges Australie-Antarctique.....	28
2.1. Contexte géologique et géodynamique.....	28
2.2.Etat des connaissances sur la partie distale	32
<i>Evolution des idées et des modèles</i>	32
<i>Consensus et divergences actuels.....</i>	35
3.Données et méthodologie	38
3.1. Profils de sismique réflexion et données de réfraction	38
3.2. Données gravimétriques et magnétiques	40
3.3. Données géologiques.....	41
4.Problématique.....	42
Chapitre 1	45
1.Introduction	48
2.The Australian-Antarctic conjugate rifted margins	49
2.1. Geological setting	49

2.2. Problems, debates and open questions	50
3. Data set and processing	52
4. Seismic observations and interpretation approach	53
5. Sedimentary and basement units defined in the distal margin.....	56
<i>Sedimentary Unit 2 (U2) and associated Basement Unit 2 (B2).....</i>	58
<i>Sedimentary Units 3 (U3a and U3b) and associated Basement Unit 3 (B3)</i>	60
<i>Sedimentary Unit 4 (U4) and associated Basement Unit (B4).....</i>	60
6. Domains of the distal margin.....	64
<i>Domain 1.....</i>	64
<i>Domain 2.....</i>	64
<i>Domain 3.....</i>	65
<i>Domain 4.....</i>	65
7. Discussion.....	71
7.1. Nature of basement.....	71
<i>Domain 1: A hyper-extended continental crust.....</i>	71
<i>Domain 2: Zone of Exhumed Continental Mantle</i>	72
<i>Domain 3: A complex proto-oceanic domain.....</i>	73
<i>Domain 4: Steady-state oceanic crust.....</i>	74
7.2. Tectono-magmatic processes	74
7.3. Large-scale exhumation systems vs. small-scale structures	76
7.4. Model of evolution for the distal Australian-Antarctic margins.....	79
7.5. Implications of asymmetric polyphase mantle exhumation for the record of magnetic anomalies	81
8. Conclusion.....	82
Chapitre 2	91
1. Introduction	93
2. Extensional fault systems in hyper-extended, exhumed and slow spreading domains.....	94
2.1. Fault geometry.....	94
2.2. Spatial and temporal organisation of fault systems	96
2.3. Relations between faults and sediments	97

2.4. Relation between faults and magma and influence on the basement topography	97
2.5. Terminology used in this paper	98
3.Observations from the distal Australian-Antarctic rifted margins.....	100
3.1.Data sets and methodological approach	100
3.2.Fault types and detachment styles	102
3.3.Fault types vs. rift domain	105
<i>Fault types and detachment styles in the hyper-extended continental domain</i>	<i>106</i>
<i>Fault types and detachment styles in the exhumed continental mantle domain.....</i>	<i>106</i>
<i>Fault types and detachment styles in the proto-oceanic domain</i>	<i>107</i>
<i>Fault types and detachment styles in the steady-state oceanic domain</i>	<i>108</i>
<i>Fault patterns</i>	<i>108</i>
3.4.Time zonation, relation with sediments and magma	108
4.Discussion.....	110
4.1.Key observations	110
4.2.Recognition of detachment systems in seismic sections	110
4.3.Fault architecture as a function of the evolving basement rheology	111
4.4.Evolution of fault systems during margin development.....	113
4.5.Importance of the décollement plane.....	116
4.6.Faults and lithospheric breakup.....	116
5.Conclusion	117
Chapitre 3	127
1.Introduction	129
2.Symmetry vs asymmetry in exhumed domains at magma-poor rifted margins....	130
3.Evolution of fault systems at magma-poor rifted margins	132
4.Importance of magma-supply	134
5.Discussion and conclusion	137
Synthèse - Discussion	143
1.Les sédiments dans les marges profondes, marqueurs de l'exhumation	145
1.1.Interprétation sismique basée sur l'architecture sédimentaire.....	145

1.2. Grands domaines et nature du socle	146
1.3. Proposition d'un modèle d'évolution des marges distales	148
2. Les systèmes de détachement, structures tectoniques majeures des marges distales	149
2.1. Différents styles de systèmes de détachement.....	149
2.2. Importance du niveau de décollement	149
2.3. La question de l'héritage	149
3. Obtention de marges distales symétriques par des phases d'extension simple shear et rupture lithosphérique : contrôle tectonique vs. contrôle magmatique	151
3.1. Relocalisation de la déformation et cyclicité : influence du magma et de l'asthénosphère sous contrôle tectonique	151
3.2. La rupture lithosphérique sous contrôle magmatique/thermique	152
3.3. La localisation d'un centre d'accrétion stable : mont volcanique ou flip-flop ?.....	153
4. Questions et perspectives	154
4.1. La validité du modèle d'évolution dans la Zone Diamantine.....	154
4.2. L'enregistrement des anomalies magnétiques	155
Conclusion	157
Bibliographie.....	159
ANNEXES	169
Annexe A	171
1.Les bassins sédimentaires du Great Australian Bight.....	173
2.Dragages sur les marges Australie-Antarctique.....	174
3.Sismique réfraction (Sonobuoys)	177
3.1.Marge Australienne.....	177
3.2.Marge Antarctique	186
4.Séquence stratigraphique de Totterdell et al. 2000.....	192
Annexe B	195
Annexe C	237

Introduction

Les marges continentales représentent une zone de transition complexe entre deux domaines extrêmement différents : le domaine continental, caractérisé par une croûte épaisse (35 km en moyenne) principalement composée de roches felsiques, et le domaine océanique, caractérisé par une croûte fine (6 km en moyenne) composée majoritairement de roches mafiques. La diversité des processus tectoniques et magmatiques intervenant lors du développement des marges continentales en font un objet géologique largement étudié mais encore très mal compris.

Dans le cadre de cette thèse je me suis intéressée aux marges passives dites peu-magmatiques, et plus particulièrement à leur partie distale. En effet, l'architecture crustale de la partie profonde de ce type de marge est encore largement débattue et représente actuellement un enjeu majeur pour l'industrie pétrolière. La localisation précise des différentes grandes limites (terminaison de la croûte continentale, début de la croûte océanique clairement magmatique), apparaît encore compliquée, en particulier sur les marges ne présentant pas de données géologiques directes (forages, puits, dragages). Dans ce cas, comment l'architecture crustale distale peut-elle être reconnue à partir des données géophysiques disponibles ? Cette architecture crustale apparaît dépendante des structures extensives et magmatiques contrôlant le développement des marges profondes. L'identification de grands domaines de croûte continentale hyper-étirée et de manteau exhumé sur les marges Ibérie-Terre Neuve pose notamment la question des processus tectoniques contrôlant la création de nouvelles surfaces et la déformation des surfaces préexistantes. Malgré le fait que ces marges soient définies comme pauvres en magma, le budget magmatique n'est pas négligeable et semble même jouer un rôle majeur dans le développement de ce type de marge, en particulier durant la déformation liée aux dernières phases de rifting. Les processus associés sont cependant encore mal compris : comment passe-t-on d'un domaine continental peu-magmatique à un système d'accrétion océanique dominé par le magmatisme ? Cette évolution distale et cette transition entre deux domaines très différents implique nécessairement la notion de rupture, ou « *breakup* ». En effet, la mise en place d'une dorsale océanique et la formation d'une croûte magmatique marquent la rupture complète de la lithosphère continentale préexistante. Dans ce contexte, il est nécessaire de faire la distinction entre rupture de la croûte continentale et rupture lithosphérique, les deux événements ne semblant pas être obligatoirement associés et correspondant à des processus tectoniques et magmatiques très différents. Si la rupture de la croûte continentale représente un événement tectonique qu'il est facile d'appréhender, même si sa localisation et la compréhension des processus associés demandent d'avantage de données et d'investigations, la rupture lithosphérique représente quant à elle un événement encore flou et mal défini. Cet événement tectonique apparait pourtant comme un point clé de la transition entre les domaines continentaux et océaniques.

1. Les marges distales peu-magmatiques

1.1. Structure

Les marges passives définissent toutes les transitions entre la croûte continentale et océanique qui ne sont pas dominées par des failles strike-slip (marges transformantes) ou des zones de subduction (marges actives). Elles représentent ainsi des zones géodynamiquement stables, bien qu'elles puissent montrer de forts mouvements verticaux longtemps après leur formation. Les marges passives sont observées en de nombreux endroits sur le globe (Figure 1) et sont actuellement subdivisées en deux grands groupes suivant le budget magmatique associé à leur développement : les marges magmatiques (ou riches en magma) et les marges peu-magmatiques (ou pauvres en magma) [Sawyer *et al.*, 2007; Reston, 2009]. A l'origine différenciées en marges « volcaniques » et « non-volcaniques » [Mutter *et al.*, 1988] suivant l'observation ou non de matériel effusif, les marges passives montrent en fait une réalité plus complexe et moins tranchée. Le terme « volcanique » apparaît ainsi trop réducteur, ne prenant en compte que le magma effusif et négligeant les autres processus magmatiques comme les intrusions ou le sous-placage qui semblent pourtant jouer un rôle important dans le développement des marges passives. Dans ce contexte et suivant des observations montrant qu'aucune marge ne présente une totale absence de processus magmatiques, il semble donc plus réaliste de parler de marges « magmatiques » et « peu-magmatiques ».

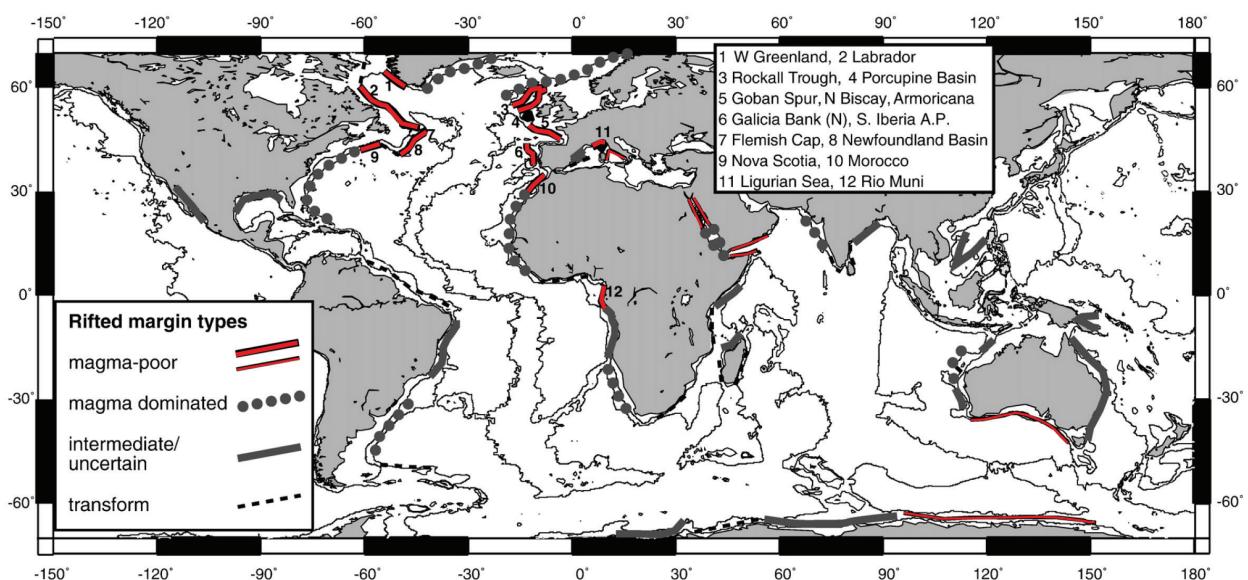


Figure 1. Localisation des marges passives sur le globe. En rouge les marges peu-magmatiques. Figure modifiée de Reston [2009].

Figure 1. Location on the globe of rifted margins. In red the magma-poor margins. Figure modified from Reston [2009].

Malgré une forte variabilité morphologique, magmatique et sédimentaire, toutes les marges passives montrent une architecture similaire à grande échelle. Trois grands domaines peuvent ainsi être reconnus (Figure 2) :

- **La partie proximale**, généralement définie par une croûte continentale très peu amincie affectée par des failles listriques formant des bassins de rift. Toit du socle et Moho apparaissent plus ou moins parallèles.

- **La necking zone**, ou zone d'étranglement, qui représente une région complexe définie par un amincissement brutal de la croûte continentale. Cette zone montre en effet le passage d'une épaisseur de croûte de 25 km environ à moins de 10 km sur une distance de 50-60 km [Avendonk et al., 2006; Osmundsen and Ebbing, 2008]. Cet amincissement s'accompagne d'une remontée rapide du Moho. Toit du socle et Moho apparaissent donc convergents dans cette zone.
- **La partie distale**, dont la structure et la morphologie montrent une grande variabilité entre les marges riches et pauvres en magma. Sur les marges pauvres en magma (Figure 2a), ce domaine est caractérisé par la présence d'une croûte continentale hyper-étirée (< 10 km) et de manteau exhumé serpentiniisé. Cet amincissement crustal extrême est marqué par le jeu de systèmes de failles complexes. Sur les marges riches en magma (Figure 2b), le domaine distal est quant à lui caractérisé par la présence d'une importante épaisseur de coulées volcaniques (plus de 10 km) au-dessus d'une croûte continentale hyper-étirée et largement intrudée par du matériel magmatique. Ces coulées volcaniques sont identifiées sur les lignes sismiques comme des « SDRs » (*Seaward Dipping Reflectors*). La sismique réfraction a aussi permis de mettre en évidence la présence d'un important corps de haute vitesse ($V_p > 7,3$ km/sec, e.g. Franke [2013]) certainement d'origine magmatique sous la croûte continentale hyper-étirée.

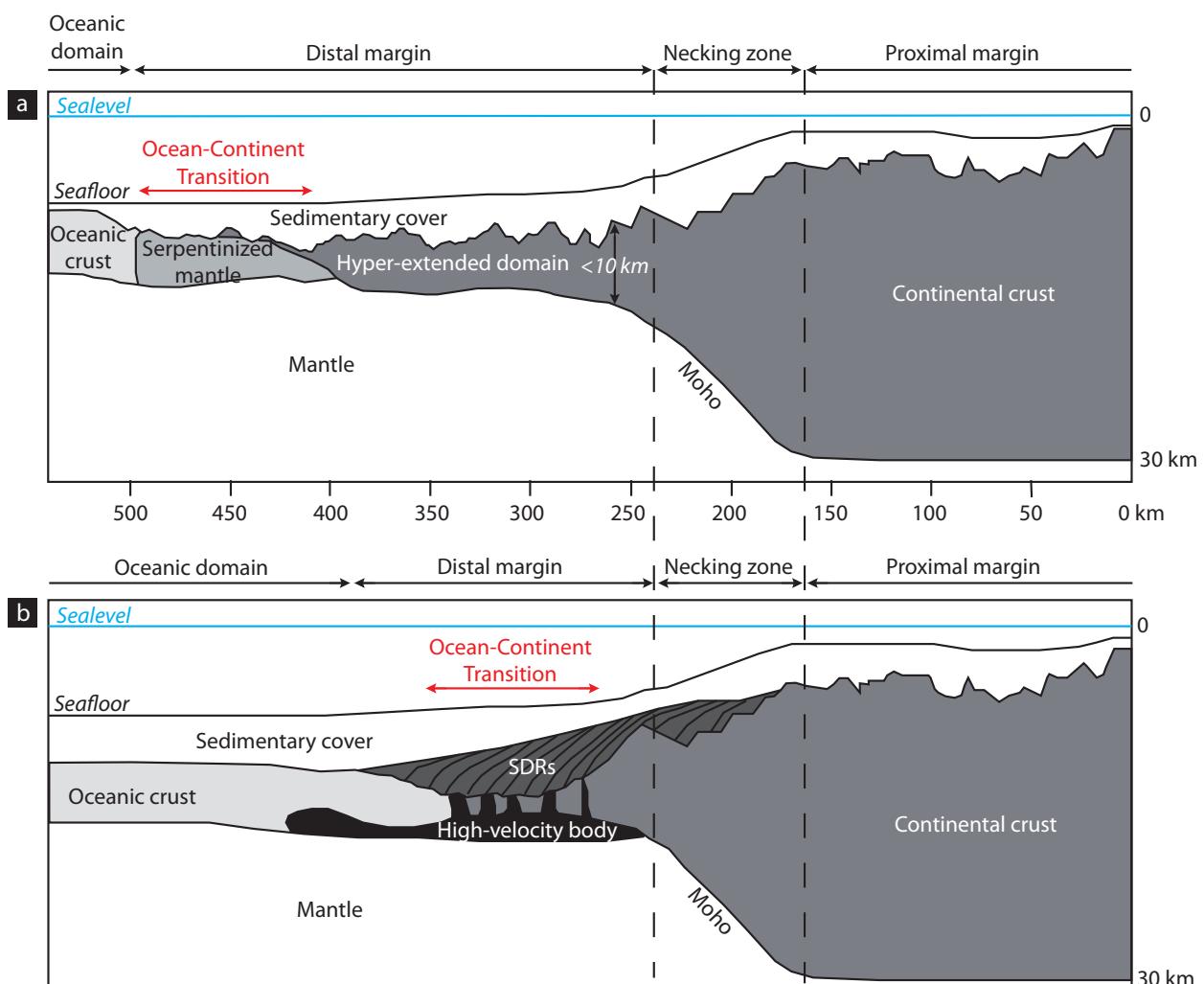


Figure 2. Structure d'une marge pauvre en magma (a) et riche en magma (b). Figure modifiée de Mohn et al. [2012] et Franke [2013].

Figure 2. Structure of a magma-poor margin (a) and of a magma-rich margin (b). Figure modified from Mohn et al. [2012] and Franke [2013].

La partie distale des marges apparaît donc comme une zone de transition complexe entre une croûte continentale hyper-étirée et un domaine océanique magmatique. Contrairement au modèle de marge peu-magmatique proposé à la fin des années 1970, qui juxtaposait directement la croûte continentale faillée et la croûte océanique [Montadert *et al.*, 1979] (Figure 3a), les modèles actuels décrivent une transition plus progressive faisant intervenir un domaine de manteau exhumé plus ou moins étendu (jusqu'à 170 km, *Dean et al.* [2000]) (Figure 3b). La présence de manteau exhumé dans la partie distale des marges peu-magmatiques a été pour la première fois mise en évidence en 1980, lors de dragages sur la marge Ibérique [*Boillot et al.*, 1980], puis plus clairement par des forages en 1987 [*Boillot et al.*, 1987]. Le terme de “Transition Océan-Continent” (TOC) a ainsi été utilisé pour définir une zone entre une croûte encore clairement continentale et une croûte clairement océanique et dont on ne connaît pas la nature exacte en l’absence de forages. *Direen et al.* [2012] la définit ainsi comme « *a region on the continental margin that lies between the outboard edge of highly attenuated, unequivocal continental crust, and the inboard edge of unequivocal oceanic crust. [It] includes both sedimentary and magmatic components in proportions that vary both along and across the margin, and may include areas of failed sea-floor spreading* ». Si la TOC peut être généralement associée à la présence de manteau exhumé sur les marges peu-magmatiques, ses limites restent cependant floues, dépendant de la définition que l’on donne à une croûte *clairement* continentale et *clairement* océanique. Ces définitions peuvent être particulièrement subjectives en l’absence de données géologiques directes.

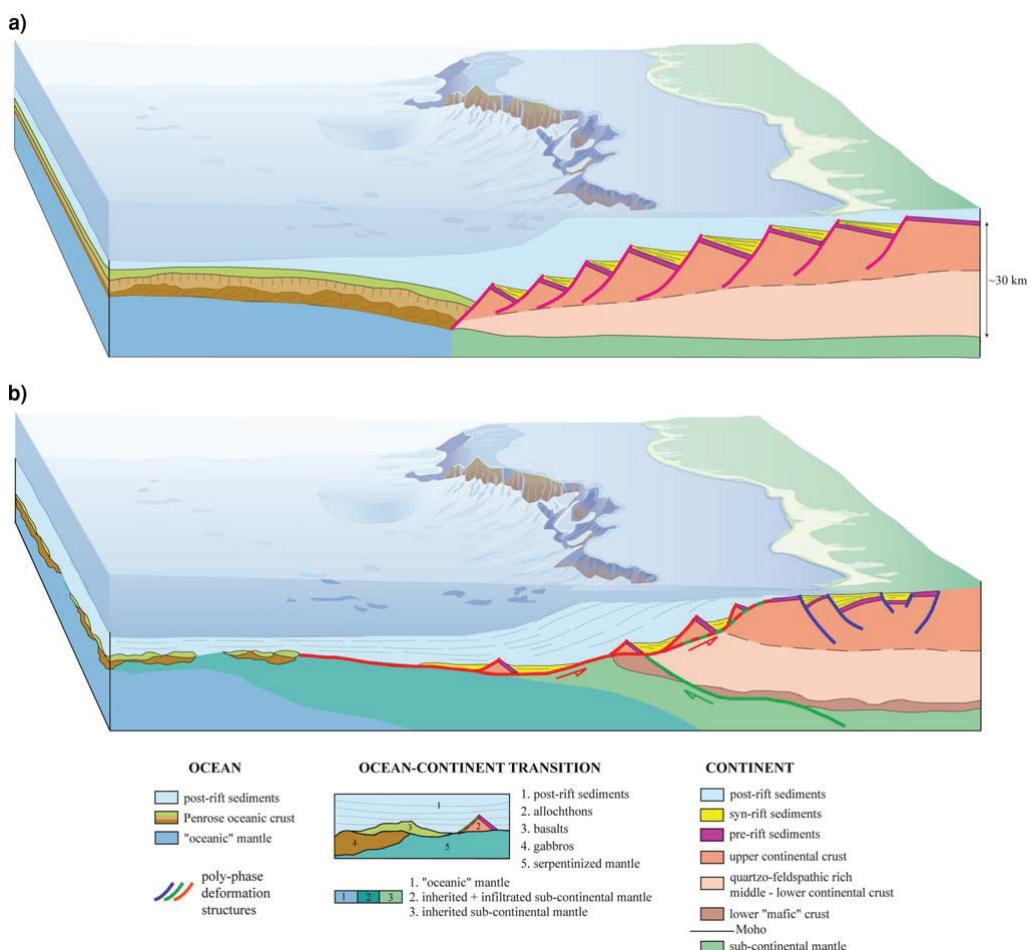


Figure 3. Schéma représentant les deux modèles proposés pour les marges peu-magmatiques (Figure de Péron-Pinvidic and Manatschal, [2009]). (a) Modèle juxtaposant directement la croûte continentale étirée et la croûte océanique magmatique. (b) Modèle faisant intervenir un domaine de manteau exhumé entre la croûte continentale et la croûte océanique, définissant ainsi une transition plus graduelle et plus complexe.

Figure 3. Cartoon representing the two models proposed for magma-poor margins (figure from Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009). (a) Model juxtaposing the extended continental crust and the magmatic oceanic crust. (b) Model implying a domain of exhumed mantle between the continental and oceanic crusts, defining a transition more gradual and complex.

A ces limites controversées s'ajoutent plusieurs particularités qui ne semblent pas faciliter l'identification précise de la TOC. En effet, si l'on considère le modèle « simple » juxtaposant la croûte continentale et la croûte océanique, la limite continent-océan peut être déterminée en identifiant la première linéation magnétique, théoriquement enregistrée par les roches magmatiques de la croûte océanique. Cependant, la même déduction n'est pas possible si l'on considère le modèle complexe de la TOC. Des études ont en effet montré la présence de linéations magnétiques dans les domaines de manteau exhumé, particulièrement sur les marges Ibérie-Terre Neuve [Russell and Whitmarsh, 2003; Sibuet *et al.*, 2007]. La présence de ces anomalies pose la question de leur origine (sont-elles liées à des inversions du champ magnétique ? Représentent-elles des isochrones ?). Plusieurs processus permettant l'enregistrement d'anomalies magnétique dans la TOC ont été proposés, en particulier la réaction de serpentisation [Sibuet *et al.*, 2007], des intrusions magmatiques syn-extensives dans le domaine exhumé [Russell and Whitmarsh, 2003] ou encore un pulse magmatique [Bronner *et al.*, 2011]. Ces études montrent qu'il est actuellement peu judicieux d'identifier la première croûte océanique grâce à l'emplacement de la première anomalie magnétique.

1.2. Evolution

Les marges passives peu-magmatiques montrent donc différents domaines qui présentent de fortes variabilités morphologiques et de composition. Ces domaines témoignent d'une évolution complexe et polyphasée de la marge, qui a été décrite en 4 grandes étapes successives à partir d'observations faites principalement dans les marges fossiles analogues conservées dans les Alpes et sur les marges actuelles Ibérie-Terre Neuve [Lavier and Manatschal, 2006; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009] (Figure 4) : 1) la phase d'étirement (*stretching*) ; 2) la phase d'amincissement (*thinning*) ; 3) la phase d'exhumation ; et 4) la phase d'accrétion océanique. La description de ces grandes étapes montre cependant que l'évolution des marges peu magmatiques, et en particulier le développement du domaine exhumé et la transition avec la première croûte océanique stable, comprennent encore de nombreuses zones d'ombres. La caractérisation de ces domaines et particulièrement de leurs limites ont déjà fait l'objet de plusieurs études détaillées, en particulier par Sutra [2011] et Tugend [2013]. Nous verrons que d'autres étapes peuvent potentiellement être décrites, notamment avant la phase d'accrétion océanique.

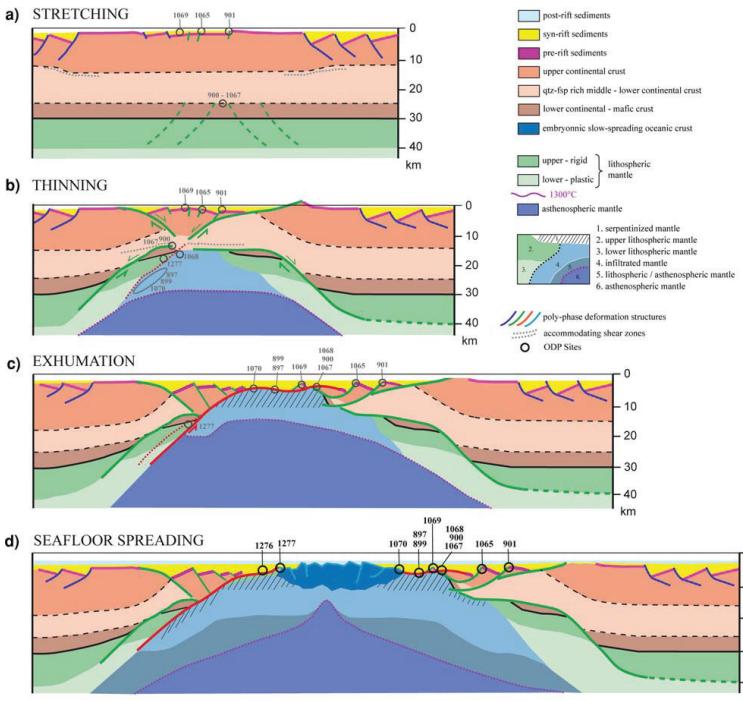


Figure 4. Schéma représentant les quatre grandes étapes de l'évolution des marges passives peu-magmatiques [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009]. (a) La phase d'étirement ; (b) la phase d'amincissement ; (c) la phase d'exhumation et (d) la phase d'accrétion océanique.

Figure 4. Cartoon presenting the 4 major stages of rifted magma-poor margins evolution [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009]. (a) Stretching phase ; (b) Thinning phase ; (c) Exhumation phase ; (d) Seafloor spreading.

Phase d'étirement

Cette étape est caractérisée par une déformation distribuée associée au développement de failles listriques affectant la croûte supérieure cassante et s'enracinant dans la croûte moyenne (déformation « *pure shear* »). A ce stade, la croûte continentale est localement et légèrement amincie et des bassins sédimentaires (du type bassin de Generoso dans les Alpes et bassin de Jeanne d'Arc sur la marge Terre Neuve) se développent indépendamment les uns des autres.

Phase d'amincissement

La déformation est ici plus localisée et mène à l'amincissement rapide de la croûte continentale jusqu'à des épaisseurs inférieures à 10 km et à la création d'un domaine « hyper-étiré ». La transition entre le domaine continental proximal légèrement étiré et ce domaine continental distal aminci est marquée par la zone d'étranglement. Les observations dans cette zone et dans le domaine hyper-étiré laissent supposer des processus d'amincissement complexes. En effet, la déformation cassante observée dans la croûte est généralement insuffisante pour expliquer à elle seule un tel amincissement [Sibuet, 1992; Davis and Kusznir, 2004; Kusznir *et al.*, 2004]. Une hypothèse serait qu'une partie de la déformation cassante dans la croûte supérieure ne soit pas identifiée, menant à une sous-estimation du facteur d'amincissement [Reston, 2005, 2007]. Un autre modèle suggère que la déformation n'est pas accommodée uniformément avec la profondeur (*Depth-Dependent Stretching* (DDS), Sibuet [1992]; Driscoll and Karner [1998]; Lavier and Manatschal [2006]). Ce modèle permet le développement de failles de détachement pouvant expliquer l'amincissement brutal dans la zone d'étranglement. Ce processus d'amincissement peut mener à la perte définitive des niveaux ductiles, permettant aux failles de traverser la totalité de la croûte continentale et d'atteindre le Moho. Ceci implique une phase de couplage entre le reste de la croûte continentale et le manteau supérieur [Sutra *et al.*, 2013]. Cette phase de couplage va permettre l'hydratation du manteau supérieur par l'intermédiaire des failles et l'initiation du processus de serpentinitisation [Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001]. La semelle de manteau serpentinitisé permettrait ensuite l'initiation de systèmes de détachement

menant à la rupture de la croûte continentale et à l'exhumation mantellique. Cependant, cette dernière phase d'extension de la croûte continentale est sujette à discussion. En effet, certaines marges montrent une architecture très asymétrique de leur domaine continental hyper-étiré (Ibérie-Terre Neuve, Angola-Brésil), ou au contraire relativement symétrique (Australie-Antarctique). Plusieurs modèles tentent d'expliquer les architectures observées, en faisant intervenir soit un unique système de détachement de type rolling-hinge, impliquant le développement successif et en-séquence de multiples failles associé à un fluage de la croûte inférieure [e.g. *Ranero and Pérez-Gussinyé*, 2010; *Brune et al.*, 2014], soit un système de failles de détachement conjuguées et symétriques [*Direen et al.*, 2011, 2012], soit un effondrement crustal au centre du bassin de rift [e.g. *Brun and Beslier*, 1996; *Nagel and Buck*, 2004; *Pindell et al.*, 2014].

Phase d'exhumation

La phase d'exhumation suit la rupture de la croûte continentale précédemment hyper-étirée. Elle est caractérisée par la mise en place de systèmes de détachement pouvant exhumer de grands domaines de manteau subcontinental et/ou océanique. Ces systèmes de failles ont été premièrement identifiés sur la marge Ibérique (forage, sismique réflexion) ainsi que dans les Alpes (nappes d'Err et Platta) [*Manatschal*, 2004] où les forages ainsi que les observations de terrain montrent que le toit du socle exhumé correspond à une zone de faille, avec notamment la présence de brèches tectoniques et de zones de gouges (Figure 5 et Figure 6). Le socle exhumé est quant à lui principalement composé de péridotite serpentinisé, d'origine subcontinentale dans les cas étudiés. De ce fait, ce domaine a la particularité de ne pas présenter de réflexions associées au Moho. Malgré le fait qu'il s'agisse de marges peu magmatiques, le magmatisme apparaît cependant bien présent dans ce domaine. On note la présence de basaltes infiltrés et extrusifs, de petits corps gabbroïques de type MOR (*Mid-oceanic ridge*), voire d'extrusions ou intrusions de magmas alcalins [*Manatschal and Müntener*, 2009]. La quantité de magma présente dans le socle exhumé semble généralement augmenter graduellement vers l'océan. On note également des changements dans la composition chimique des magmas, ce qui laisse supposer une évolution au niveau lithosphérique [*Desmurs et al.*, 2001]. Ce domaine de manteau exhumé serpentinisé a été caractérisé grâce à la sismique réfraction par une épaisseur de 2 à 4 km avec des vitesses d'ondes P entre 4,5 et 7,0 km/s. Le gradient de vitesse est très élevé, de l'ordre de 1 s⁻¹. En-dessous de ce niveau une nouvelle couche est identifiable, avec une épaisseur inférieure à 4 km et une vitesse élevée de 7,6 km/s. Le gradient est cette fois-ci beaucoup plus faible (moins de 0,2 s⁻¹) [*Chian et al.*, 1999]. De même que pour les données géochimiques et les observations sur les magmas, la structure de vitesse semble évoluer graduellement vers une structure typiquement océanique [*Whitmarsh et al.*, 2001]. Malgré une évolution qui paraît complexe, la phase d'exhumation est généralement décrite de façon minimalisté dans les modèles par le jeu d'une seule faille de détachement majeure (ex. Figure 4). Pourtant, l'étude des détachements alpins montre la présence de structures de déformation post-exhumation [*Manatschal and Müntener*, 2009; *Manatschal et al.*, 2011] suggérant une évolution polyphasée de la phase d'exhumation. Plusieurs structures intra-socle encore mal expliquées sont également visibles, en particulier dans la partie la plus distale du domaine exhumé. Nous pouvons ainsi citer les séries de réflecteurs pentés vers le continent et associés à des rides de socle (visible sur Ibérie, ligne IAM-9, *Pickup et al.* [1996]) et interprété comme de multiples failles de détachement se développant hors-séquence [*Reston and McDermott*, 2011] ou bien en-séquence [*Minshull et al.*, 2014]. Sur la marge de Terre-Neuve plusieurs blocs faillés importants ont été observés dans le socle, surmontant un fort réflecteur discontinu (« Z-reflection », ligne SCREECH 1, *Hopper et al.* [2006]). Ce réflecteur important a été interprété comme la base d'une « croûte océanique anormalement fine » (1-1,5 km d'épaisseur). Le terme « croûte océanique » apparait ici

largement discutable puisque très peu d'observations s'accordent avec la définition classique d'une croûte océanique magmatique (type Penrose), laissant entrevoir la possibilité d'une croûte océanique peu magmatique, composée de manteau exhumé océanique. Il apparaît donc que l'évolution de la phase d'exhumation est encore très mal décrite et mal comprise, en particulier en ce qui concerne le développement de la partie la plus distale.

Rupture lithosphérique

La transition entre la phase d'exhumation et la phase d'accrétion océanique stable semble encore largement obscure. Cette transition apparaît fortement liée à un épisode particulier : celui de la rupture, ou « *breakup* », lithosphérique. Cette étape transitionnelle n'est habituellement pas décrite dans les 4 grandes étapes d'évolution des marges peu magmatiques. Elle représente pourtant un épisode important, qui est celui du passage latéral entre une lithosphère d'origine continentale et une lithosphère d'origine océanique. A l'inverse de la rupture de la croûte continentale, qui est désormais généralement décrite comme un épisode transitionnel (amincissement de la croûte, perte des niveaux ductiles, couplage avec le manteau supérieur, délamination des blocs jusqu'à l'initiation d'une faille de détachement et exhumation du manteau menant à la séparation définitive), la rupture lithosphérique est représentée comme un épisode soudain associé à la mise en place de la première croûte océanique. Les modèles représentent généralement la rupture lithosphérique comme une limite franche entre l'ancienne lithosphère continentale et la nouvelle lithosphère océanique créée par le refroidissement et la déplétion de l'asthénosphère. Cependant, des études dans les Alpes montrent une évolution entre des péridotites d'origine purement subcontinentales et des péridotites enrichies et re-fertilisées par imprégnation de magmas de type MOR [Müntener *et al.*, 2000; Müntener and Piccardo, 2003] avant la mise en place de la première croûte océanique stable. Ces résultats suggèrent que la rupture lithosphérique est un processus graduel, pouvant mener à la formation d'une croûte océanique hybride et « embryonnaire ». Contrairement à la phase d'exhumation qui apparaît être une phase d'extension asymétrique (*simple-shear*), la rupture lithosphérique est souvent représentée comme un processus symétrique, lié à une remontée asthénosphérique adiabatique centrée au milieu du bassin de rift. Cette remontée symétrique peut être expliquée par un découplage entre les systèmes d'exhumation et l'asthénosphère [Manatschal *et al.*, 2007], ou par le développement de multiples failles de détachement [Reston, 2009]. D'autres modèles suggèrent cependant une remontée asthénosphérique asymétrique couplée à une faille de détachement menant à une architecture finale des marges très asymétrique (par ex. Espurt *et al.* [2009, 2012]).

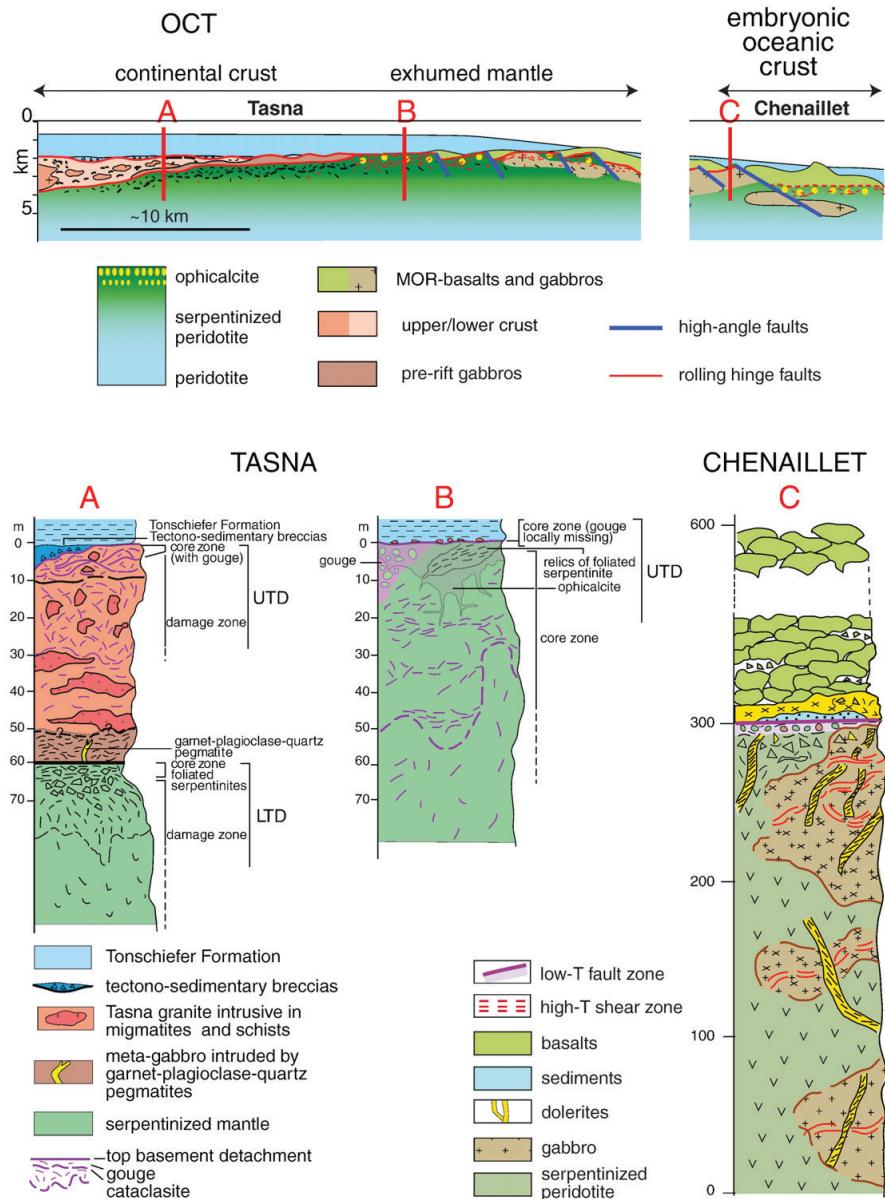


Figure 5. Lithologies et structures de déformation du socle de la Transition Océan-Continent sur les sites de Tasna et du Chenaillet dans les Alpes [Manatschal and Müntener, 2009]. On observe que le toit du manteau exhumé est marqué par la présence de roches de failles, suggérant que le manteau a été exhumé le long du faille de détachement. On note également une évolution graduelle de la quantité de magma vers l'océan.

Figure 5. Lithologies and basement structures of deformation in the Ocean-Continent Transition at the alpine sites of Tasna and Chenaillet [Manatschal and Müntener 2009]. We can observe that the top of the exhumed basement is marked by the presence of fault rocks, suggesting that the mantle has been exhumed along a detachment fault. We can also notice a gradual evolution of amount of magma toward the ocean.

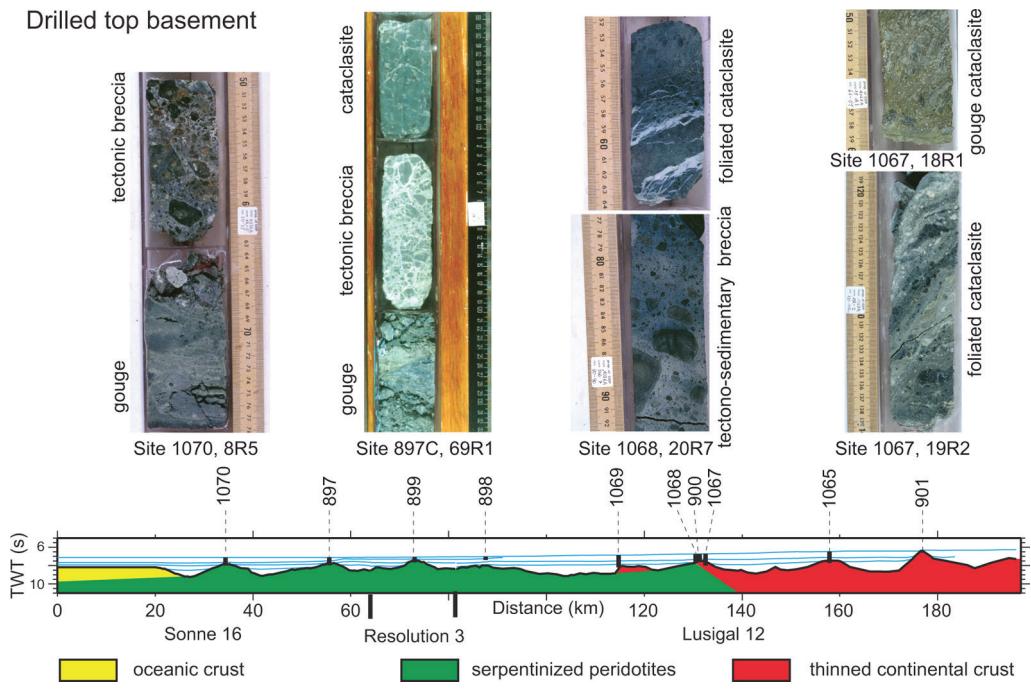


Figure 6. Résultats des forages ODP sur la TOC de la marge Ibérique [Manatschal et al., 2007] montrant la composition du toit du socle.

Figure 6. ODP drilling results in the Iberian margin OCT [Manatschal et al. 2007] showing the composition of the top basement.

Accrétion océanique stable

Le début de l'accrétion océanique est souvent défini dans les modèles classiques comme le moment de la mise en place de la première croûte océanique magmatique au niveau d'un centre d'accrétion localisé et stable (dorsale océanique). Cependant cette définition ne prend pas en compte la possibilité d'une accrétion a-magmatique similaire à celle identifiée au niveau des dorsales ultra-lentes. En effet, plusieurs études récentes ont montré que certains segments des dorsales ultra-lentes mènent à la création d'un socle océanique qui n'est pas clairement magmatique, mais plutôt composé de manteau exhumé ou hybride (par exemple : Cannat et al. [2003, 2006]; Sauter et al. [2013]). Ce socle exhumé peut représenter une part importante du plancher océanique (jusqu'à 70 % au niveau de la Discordance Australie-Antarctique, sur la dorsale Sud-Est Indienne [Okino et al., 2004]). Etant donné que ce socle est créé au niveau d'un centre d'accrétion stable et est considéré comme un plancher océanique, il apparaît nécessaire d'élargir la définition précédente de l'accrétion océanique afin d'englober ces observations. Cannat et al. [2009] proposent ainsi que « l'accrétion océanique démarre quand le régime thermique dans la zone de divergence des plaques ne dépend plus que de l'équilibre actif entre l'apport de chaleur (principalement magmatique) et le refroidissement (hydrothermal et conductif) » (Figure 7). L'initiation de l'accrétion océanique n'est donc possible que si la divergence est déjà localisée de façon durable. Cette définition offre la possibilité d'un début d'accrétion océanique peu magmatique et favorisant la création d'un socle océanique de manteau exhumé au-dessus d'une remontée asthénosphérique localisée. Les facteurs contrôlant la nature magmatique ou non de la dorsale océanique sont encore mal contraints. Cette phase d'accrétion symétrique intervient après la rupture lithosphérique et marque la fin du rifting en séparant totalement les deux marges conjuguées, créant ainsi deux nouvelles plaques lithosphériques.

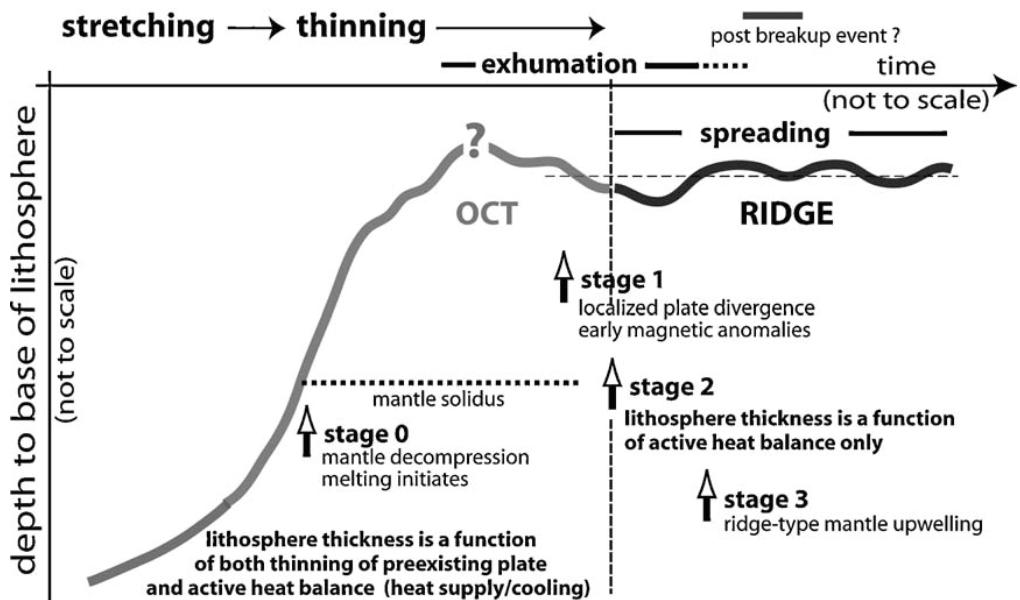


Figure 7. Schéma de la structure thermique pendant l'évolution des marges peu magmatiques jusqu'à l'initiation de l'accrétion océanique stable [Cannat et al., 2009].

Figure 7. Thermal structure during magma-poor evolution until initiation of the steady state oceanic spreading [Cannat et al. 2009].

1.3. Problèmes récurrents liés à l'étude de ce type de marges

La partie distale des marges peu magmatiques est encore mal comprise principalement à cause d'un manque de données de bonne qualité, et en particulier sur la zone de transition entre le manteau exhumé et la croûte océanique stable. Cette lacune touche tous les types de données : lignes sismiques réflexion et réfraction, cartes des anomalies gravimétriques et magnétiques précises, mais particulièrement les données directes de types forages et dragages. Actuellement, aucune marge ne possède un jeu complet de tous les types de données. La plus complète est la marge Ibérie-Terre Neuve, qui possède en particuliers plusieurs forages distaux atteignant le socle. Cependant cette marge manque de données sur la partie clairement océanique. Le manque de données dans la partie ultra-distale est lié premièrement à des difficultés techniques (grandes profondeurs d'eau, épaisseur des sédiments), deuxièmement à un manque d'intérêt économique pour cette zone.

Actuellement, les problèmes récurrents liés à la compréhension de ces marges sont :

- La localisation de la terminaison de la croûte continentale. En l'absence de contraintes géologiques directes, comment peut-on faire la différence entre une croûte continentale hyper-étirée et le début du domaine de manteau exhumé ? Est-il possible de proposer une lithologie du socle (matériel complexe, hydraté, présence de magma) ?
- La localisation de la première croûte océanique magmatique stable. Comment faire la différence entre le domaine de manteau exhumé, un possible domaine embryonnaire ou proto-océanique, une accrétion océanique a-magmatique et une croûte océanique magmatique ? A partir des observations existantes, où placer la rupture lithosphérique dans un contexte d'augmentation graduelle du magmatisme ? Quelle est l'origine des anomalies magnétiques dans la TOC (cf. partie 1.1) ? La rupture lithosphérique peut-elle être identifiée par une anomalie particulière (de type « J », Bronner et al. [2011]) ?

Terminologie

L'identification d'une évolution polyphasée du rifting soulève la question de l'utilisation de termes tels que *breakup unconformity*, pré, syn, et post-rift. L'évolution des idées entraîne nécessairement l'utilisation d'une terminologie plus précise qu'il est nécessaire de définir. Dans ce manuscrit j'utiliserai donc la terminologie suivante (Figure 8) :

- Les termes liés aux architectures sédimentaires pré, syn et post-déformation référeront à un événement tectonique particulier (ex. unité sédimentaire pré-exhumation 1, syn-exhumation 2...). Ces termes peuvent également s'appliquer au socle, par rapport aux sédiments qui le recouvrent directement afin de déterminer la chronologie de sa mise en place, en particulier pour les socles exhumés (ex. socle post-dépôt de l'unité sédimentaire A).
- Le terme « croûte » (« *crust* ») ne sera utilisé que dans le cas où la base du socle est marquée par la présence d'un Moho (continental ou océanique). Le Moho pouvant avoir plusieurs définitions [Mjelde *et al.*, 2013] j'entends ici le Moho pétrographique, c'est-à-dire la discontinuité séparant les roches felsiques/mafiques de la croûte et les péridotites ultra-mafiques du manteau. Cette définition implique que les domaines exhumés ne comportent pas de Moho, le niveau cassant supérieur étant composé de péridotites serpentiniisées. J'utiliserai ainsi les termes « croûte continentale » (« *continental crust* ») et « croûte océanique » (« *oceanic crust* »). Cependant, pour les domaines exhumé et proto-océanique, qui ne présentent pas de Moho, le terme « socle » (« *basement* ») sera préféré, même si ces domaines exhumés peuvent présenter sur la sismique des réflecteurs continus similaires au Moho. Ces réflecteurs peuvent être associés à plusieurs processus, en particulier le sous-placage de roches magmatiques ou des zones de cisaillement. Le terme « socle » définira ainsi la surface représentant le fond océanique sur lequel les sédiments viennent se déposer.
- Au niveau des processus, j'utiliserai le terme « accrétion » (« *spreading* ») pour désigner le processus de création d'une croûte océanique magmatique. Le terme « exhumation » ou « création de nouvelles unités de socle » seront utilisés pour décrire la mise à l'affleurement de roches profondes par des processus tectoniques. Ces processus tectoniques n'exclut cependant pas la présence de matériel magmatique dans le matériel exhumé.
- Finalement, le terme « rupture » (« *breakup* ») ne sera désormais utilisé que pour décrire le processus de transition entre une lithosphère continentale et une lithosphère océanique, car comme expliqué précédemment, cet épisode représente la séparation finale et définitive de deux plaques lithosphériques. En ce qui concerne la croûte continentale, nous parlerons à présent de « terminaison de la croûte continentale » (« *continental crust termination* »), cet épisode tectonique ne représentant en réalité qu'une étape vers la rupture lithosphérique finale.

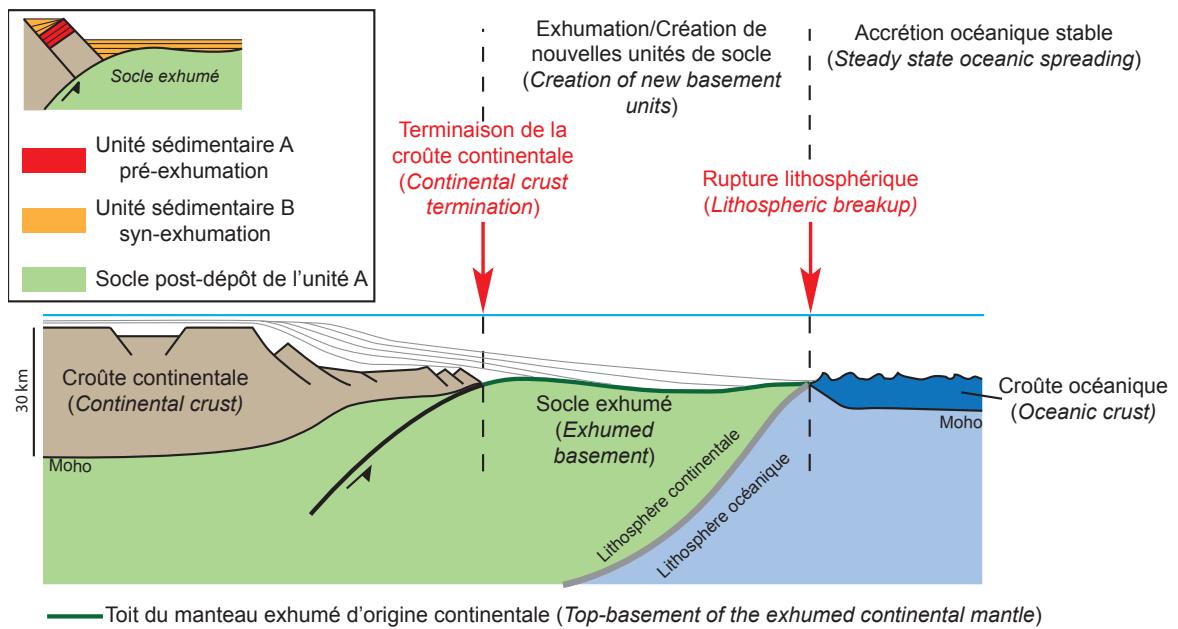


Figure 8. Schéma définissant la terminologie utilisée dans cette thèse.

Figure 8. Cartoon defining the terminology used in this study.

2. L'exemple des marges Australie-Antarctique

Dans cette thèse je me suis particulièrement intéressée aux marges conjuguées Australie-Antarctique. Ces marges passives peu magmatiques [Diren et al., 2007] ont été jusqu'à présent bien moins étudiées que les marges Ibérie-Terre Neuve, en particulier sur leur partie distale, malgré la présence de nombreuses lignes sismiques de bonne qualité imageant très bien la terminaison continentale, le domaine exhumé et le début de la croûte océanique. L'atout important de ces marges, et qui en fait un chantier particulièrement intéressant pour l'étude de l'évolution distale, est le fort taux de sédimentation qui permet un enregistrement détaillé des différentes phases de déformation. Nous verrons dans les chapitres suivants que malgré l'absence de forages distaux, l'analyse de l'architecture sédimentaire de ces marges permet de proposer un modèle d'évolution distale détaillé pour ce chantier particulier mais aussi de réfléchir aux processus menant à l'océanisation sur les marges passives pauvres en magma en général.

2.1. Contexte géologique et géodynamique

Les continents actuels de l'Australie et de l'Antarctique, ainsi que l'Amérique du Sud, l'Afrique, Madagascar, et l'Inde, sont issus de la fragmentation du supercontinent Gondwana (Figure 9). L'enregistrement stratigraphique observé sur les marges actuelles Australie-Antarctique suppose plusieurs phases successives de rifting et de subsidence entre ces deux continents avant le début de l'accrétion océanique stable [Totterdell et al., 2000; Veevers, 2012; Ball et al., 2013]. La première phase de rifting dans cette zone est ainsi datée vers 166-163 Ma dans la partie ouest du Bight Basin (pour la localisation des bassins, voir la Figure 10 et la partie 1 de l'Annexe A), et implique une extension NO-SE d'environ 300 km [Willcox and Stagg, 1990; Totterdell et al., 2000; Norvick and Smith, 2001; Blevin and Cathro, 2008]. Cet âge correspond également au début de l'accrétion océanique entre l'Afrique et le Sri Lanka. L'extension semble migrer progressivement vers l'est, créant ainsi le sous-bassin Duntroon et les bassins Otway et Gippsland vers 152-145 Ma. Une seconde grande phase, orientée NNE-SSO, commence alors entre 145 et 139 Ma dans Otway Basin [Blevin and Cathro, 2008]. Cette phase correspond également au début du rifting entre l'Inde et l'Antarctique [Veevers and Tewari, 1995], qui est suivi par la mise en place de la première croûte océanique vers 130 Ma [Brown et al., 2006]. Finalement, entre 93,9 et 66 Ma, une troisième phase de rifting commence, également orientée NNE-SSO. Cette phase est observée dans les bassins Otway, Sorell et Bass [Blevin and Cathro, 2008] et coïncide avec l'arrêt de l'accrétion dans la Tasman Sea et le début du mouvement rapide de l'Australie vers le nord. Cette phase se termine avec la séparation finale du groupe Australie/South Tasman Rise de l'Antarctique vers 34 Ma [Totterdell et al., 2000; Norvick and Smith, 2001]. Elle correspond également à un changement de sédimentation, avec les premiers dépôts de carbonates marins. L'extension dans le Great Australian Bight Basin est supposée avoir été accommodée durant cette période par une phase d'exhumation mantellique, possiblement de 95 Ma jusqu'à 83 Ma [Sayers et al., 2001], voire 45 Ma [White et al., 2013].

Les marges conjuguées du bassin Australo-Antarctique s'étendent à présent latéralement sur plus de 5000 km, entre les structures conjuguées de Broken Ridge/Plateau de Kerguelen à l'ouest et la Tasmanie/George V Land à l'est (Figure 10). Elles sont séparées par la dorsale sud-est indienne (SEIR, *Southeast Indian Ridge*), qui s'étend du point triple de Rodrigues (25°S, 70°E) jusqu'au point triple de Macquarie au sud de la Nouvelle-Zélande (61°S, 162°E). Le taux d'accrétion actuel de cette dorsale est moyen, entre 6

et 7,5 cm/an [Sempéré and Cochran, 1997]. Ce bassin présente plusieurs structures tectoniques et magmatiques remarquables :

- **Le point chaud de Kerguelen**, à l'origine des grands plateaux océaniques de Kerguelen et Broken Ridge. Ce point chaud s'initie vers 131 Ma, et présente un apport magmatique maximum durant l'Albien (97 Ma) [Borissova *et al.*, 2002]. La séparation finale entre le plateau de Kerguelen et Broken Ridge se fait vers 43 Ma ;
- **Le « point froid » de la Discordance Australie-Antarctique (AAD, Australian-Antarctic Discordance)**, situé sur la dorsale entre 120 et 128°E. Cette structure est caractérisée par une anomalie de profondeur du socle océanique et de la dorsale, par une rugosité anormale et par la présence de nombreuses failles transformantes. Cette anomalie de profondeur s'étend jusque sur les marges du bassin océanique [Whittaker *et al.*, 2010]. D'après des analyses géochimiques des MORB, l'AAD serait situé au niveau de la transition entre le manteau Pacifique à l'est et le manteau Indien à l'ouest [Klein *et al.*, 1988; Rehkämper and Hofmann, 1997; Kempton *et al.*, 2002]. Cependant, les MORBs type Indien de l'AAD semblent provenir d'un manteau dont la composition aurait été modifiée par la présence d'un ancien slab de subduction orienté perpendiculairement à l'axe de la dorsale actuelle. Les modèles de tomographie sismique et de tomographie des ondes de surface [Gurnis and Muller, 2003; Ritzwoller *et al.*, 2003] concordent avec cette hypothèse en montrant la présence d'une structure de forte vitesse orientée N-S dans le manteau inférieur, directement sous l'AAD. La reconstruction paléogéographique de Gurnis and Muller [2003] fait également référence à une subduction d'orientation N-S au niveau de la marge Gondwana/Pacifique, active de la fin du Paléozoïque jusqu'au Jurassique/Crétacé. Le slab se retrouverait actuellement sous la dorsale SEIR à cause de la migration des plaques vers l'Est ;
- **La Zone Diamantine et le Bassin de Labuan**, qui présentent une morphologie et une bathymétrie très atypiques [Munschy, 1998]. Ces deux bassins présentent en effet une bathymétrie très rugueuse, avec la présence d'importantes rides de socles orientées est-ouest dont l'origine reste pour l'instant énigmatique [Beslier *et al.*, 2004]. Plusieurs dragages ont été effectués dans la Zone Diamantina [Nicholls *et al.*, 1981; Chatin *et al.*, 1998; Beslier *et al.*, 2004]. Les résultats montrent la présence de péridotites serpentinisées, de gabbros et de basaltes (pour plus de détails voir la partie 2 de l'annexe A). Les péridotites et les gabbros montrent une déformation cisaillante mylonitique dans des conditions lithosphériques, suivit par une déformation fragile en présence de fluide. Ces résultats sont compatibles avec une mise à l'affleurement de ces roches par le jeu de systèmes de détachement.
- **Les zones de fractures Leeuwin, Naturaliste et Vincennes**. Les zones de fractures Leeuwin et Naturaliste sont situées de part et d'autre du Plateau Naturaliste (plateau d'origine continentale) sur la marge australienne. La zone de fracture de Vincennes est quant à elle située à l'est du plateau continental Bruce Rise, qui représente le conjugué du Plateau Naturaliste. Ces zones de fracture ont une orientation NO-SE. Plusieurs études utilisent la direction de ces zones de fracture comme marqueur de la direction d'extension initiale entre l'Australie et l'Antarctique [Tikku and Cande, 1999, 2000; Whittaker *et al.*, 2007]. Cependant, il n'existe pas de clair consensus sur l'appariage de ces zones de fracture. Certains associent Leeuwin avec Vincennes [Tikku and Cande, 1999, 2000; Williams *et al.*, 2011], d'autres Naturaliste et Vincennes [Whittaker *et al.*, 2007]. Il en résulte une importante variation de la position initiale de l'Australie par rapport

à l'Antarctique (Figure 11). Ce désaccord est l'une des causes majeures des variations entre les différentes reconstructions cinématiques proposées. On peut également remarquer la présence de grandes zones de fractures transformantes (Spencer et Tasman) dans la partie la plus à l'est de ce bassin océanique. Ces systèmes transformants ont certainement entraîné le développement d'une marge oblique dans la région Otway/George V Land [Miller *et al.*, 2002].

- **L'Adélie Rift Block.** Il s'agit d'un bloc important de croûte continentale hyper-étirée, profond et intensément faillé, localisé sur la marge Antarctique, au large de la Terre Adélie/George V Land [Tanahashi *et al.*, 1997; Colwell *et al.*, 2006; Close *et al.*, 2007]. Ce bloc est marqué par une région d'anomalies de gravité atypiques pour une marge continentale et par une totale absence d'anomalies magnétiques [Close, 2004]. L'Adélie Rift Block (ARB) avait précédemment été identifié et interprété comme un haut de socle associé à une « zone océanique anormale » [Wannesson *et al.*, 1985; Ettreim and Smith, 1987]. Les dragages réalisés par Tanahashi *et al.*, [1997] et par Yuasa *et al.* [1997] ont contredit cette hypothèse en rapportant des échantillons de roches continentales (granite, gneiss, diorites...) et de périclases d'origine subcontinentale (pour plus de détails voir la partie 2 de l'Annexe A).

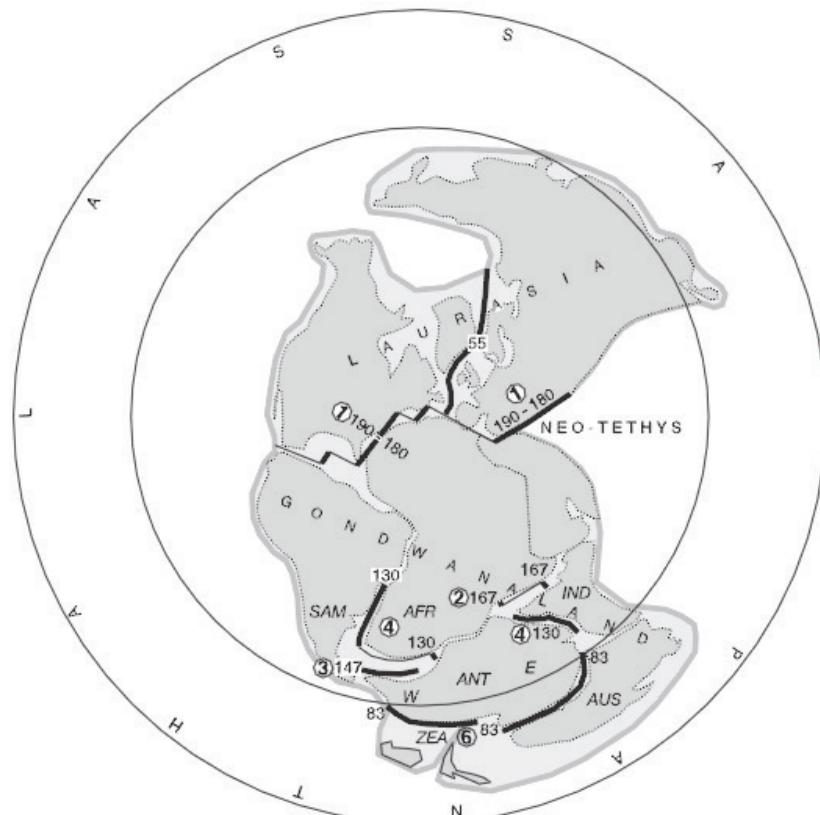


Figure 9. Reconstruction de la Pangée [Veevers, 2012]. Les différents âges (en Ma) d'initiation de l'accrétion océanique sont présentés en lignes noires épaissees.

Figure 9. Pangea reconstruction [Veevers 2012]. The different ages (in Ma) of oceanic spreading initiation are in thick black lines.

La présence de ces structures, et en particulier la présence d'un point chaud et du « point froid » de l'AAD supposent que les marges Australie-Antarctique se sont développées dans des environnements thermiques complexes et variables latéralement. De plus, le fait que le rift ait traversé d'importantes régions cratoniques (Figure 10) pose la question de l'héritage lithosphérique de telles structures et de leur influence sur le développement de la marge.

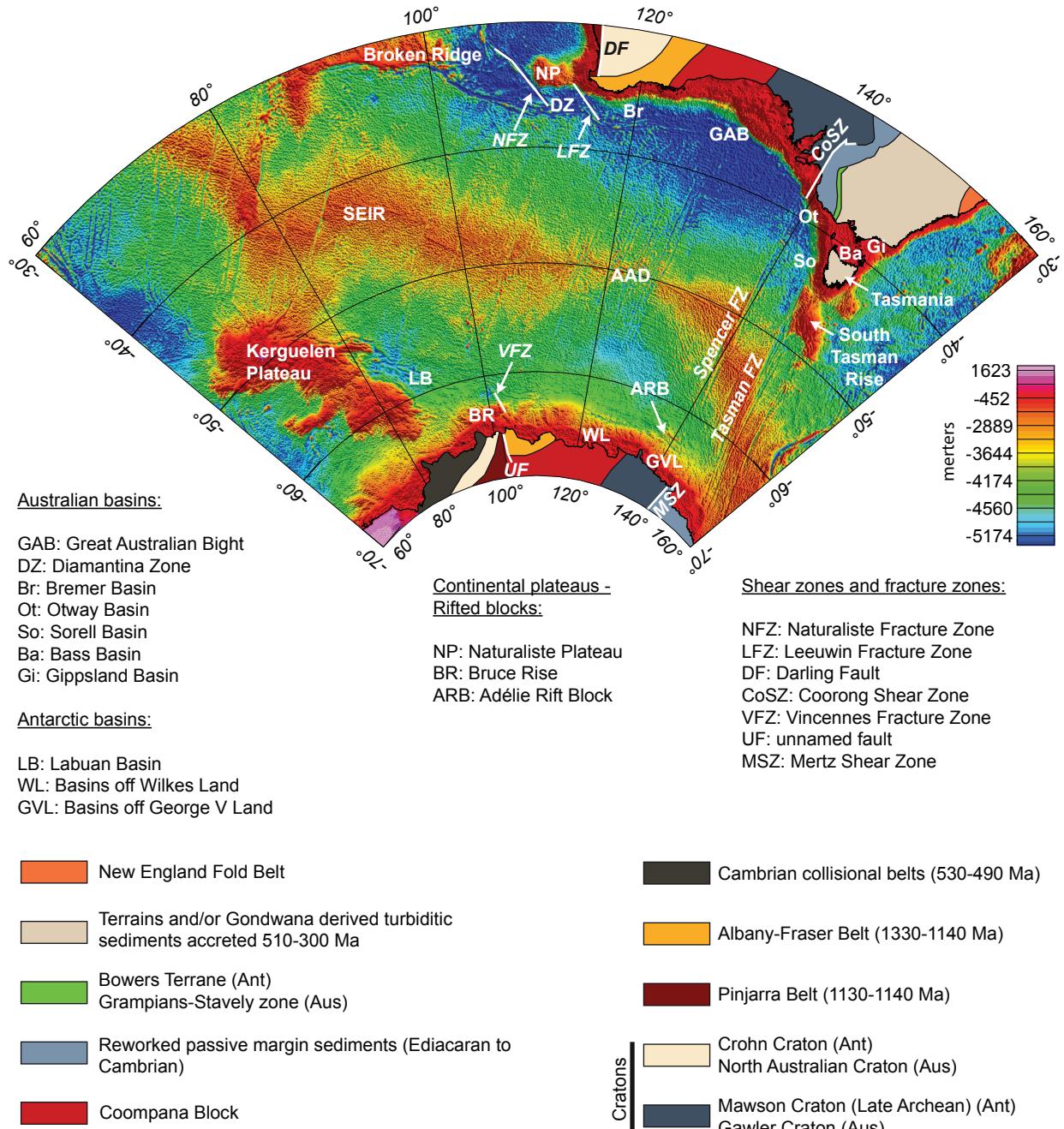


Figure 10. Carte bathymétrique du Bassin Australo-Antarctique. Position des différents éléments tectoniques et géologiques (bassins, zones de fractures, plateaux). Carte des terranes géologiques sur l'Australie et l'Antarctique d'après White *et al.* [2013].

Figure 10. Bathymetric map of the Australian-Antarctic Basin. Position of the different tectonic and geologic elements (basins, fracture zones, plateaus). Map of the geologic terranes on Australia and Antarctica, from White *et al.* [2013].

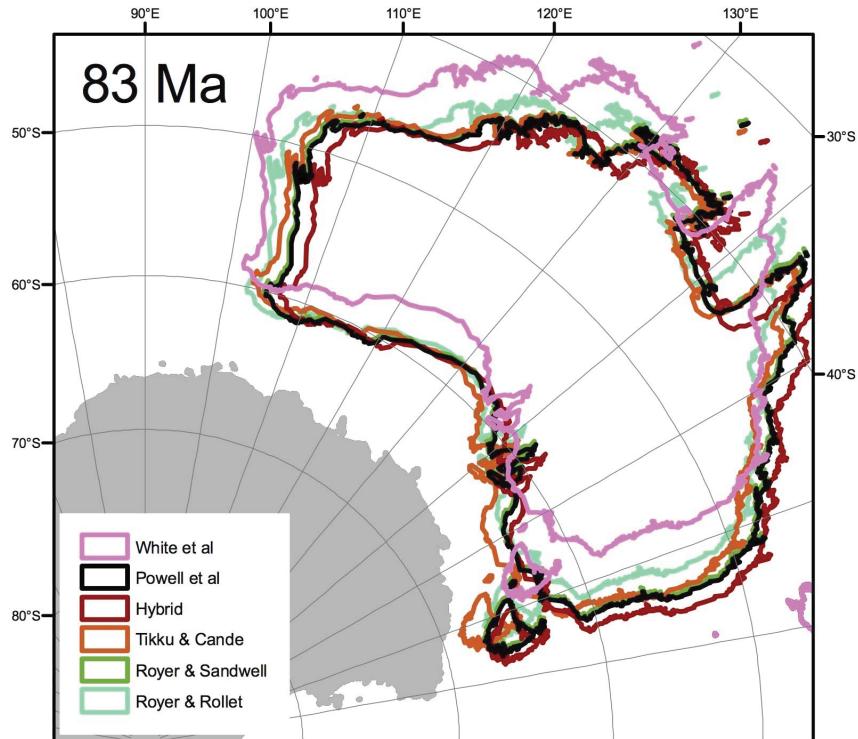


Figure 11. Figure montrant les différentes reconstructions proposées pour l'âge généralement supposé du breakup (83 Ma). Le modèle « Hybrid » représente le modèle proposé par Williams et al., [2011]. Figure donnée par Joanne Whittaker.

Figure 11. Figure showing the different reconstructions for the generally proposed breakup age of 83 Ma. The « Hybrid » model represents the model proposed by Williams et al. [2011]. Figure given by Joanne Whittaker.

2.2. Etat des connaissances sur la partie distale

Evolution des idées et des modèles

L'architecture distale des marges Australie-Antarctique n'a commencé à être connue qu'au début des années 2000 avec l'obtention de nouvelles lignes de sismique réflexion de très bonne qualité et imageant particulièrement la partie profonde de ces marges. Jusque-là, les données géophysiques avaient déjà permis d'identifier une large zone d'un socle anormalement profond entre la zone d'étranglement continentale et un socle rugueux peu profond [Boeuf and Doust, 1975]. Ce domaine crustal profond correspond à une région où le champ magnétique est relativement lisse et référencé comme la Zone Magnétique Calme (MQZ, *Magnetic Quiet Zone*). D'après des résultats de sismique réfraction (*sonobuoys*), Talwani *et al.* [1979] montrent que le socle profond présent dans la Zone Magnétique Calme présente une structure fortement hétérogène, avec des vitesses allant de valeurs typiquement continentales à typiquement océaniques. Ce socle est interprété comme étant un socle très aminci principalement d'origine continentale [König and Talwani, 1977] mais ayant subi une évolution structurale durant la fin du rifting par l'intrusion de matériel magmatique [Talwani *et al.*, 1979]. Le socle rugueux juxtaposé à la Zone Magnétique Calme coïncide avec l'apparition des premières anomalies magnétiques et a donc été premièrement interprété comme une croûte océanique normale. Le début de l'accrétion océanique a ainsi d'abord été daté à 55 Ma grâce à l'identification de l'anomalie 22 [Weissel and Hayes, 1972]. L'âge des anomalies magnétiques sur ces marges a ensuite été révisé, renommant l'anomalie 22 en anomalie 34y, et proposant ainsi un nouvel âge

pour la rupture continentale à 83^{*1} Ma [Cande and Mutter, 1982]. Cette nouvelle interprétation implique un nouveau modèle de vitesse d'accrétion océanique qui comprend une période d'accrétion ultra lente (moins de 5 mm/an, demi-taux) entre les anomalies 34 et 19. Mutter *et al.* [1985] proposent également une propagation de la ride océanique d'ouest en est, menant à une rupture diachronique le long des marge Australie-Antarctique. A partir de ce modèle de vitesse, Veevers [1986] extrapole un âge de 95±5 Ma pour l'anomalie marquant la fin de la Zone Magnétique Calme (MQZB, *Magnetic Quiet Zone Boundary*) et associe ce point à la première croûte océanique. Par la suite, Veevers [1990] et Tikku and Cande [1999] affinent le pointé des anomalies magnétiques (Figure 12) ainsi que le modèle de vitesse (Tableau 1) mais gardent l'âge de 95 Ma pour la première croûte océanique, de même que Powell *et al.* [1988] et Veevers and Eittreim [1988].

Tableau 1. Modèle de vitesse d'accrétion de Tikku and Cande [1999] (demi-taux).

Tableau 1. Spreading rate model of Tikku and Cande [1999] (half-spreading rate).

31o	24o	21y	18o
68,7 Ma	53,3 Ma	46,3 Ma	40,1 Ma
5 mm/an	1,5 mm/an	6,5 mm/an	10 mm/an

→ 22 mm/an

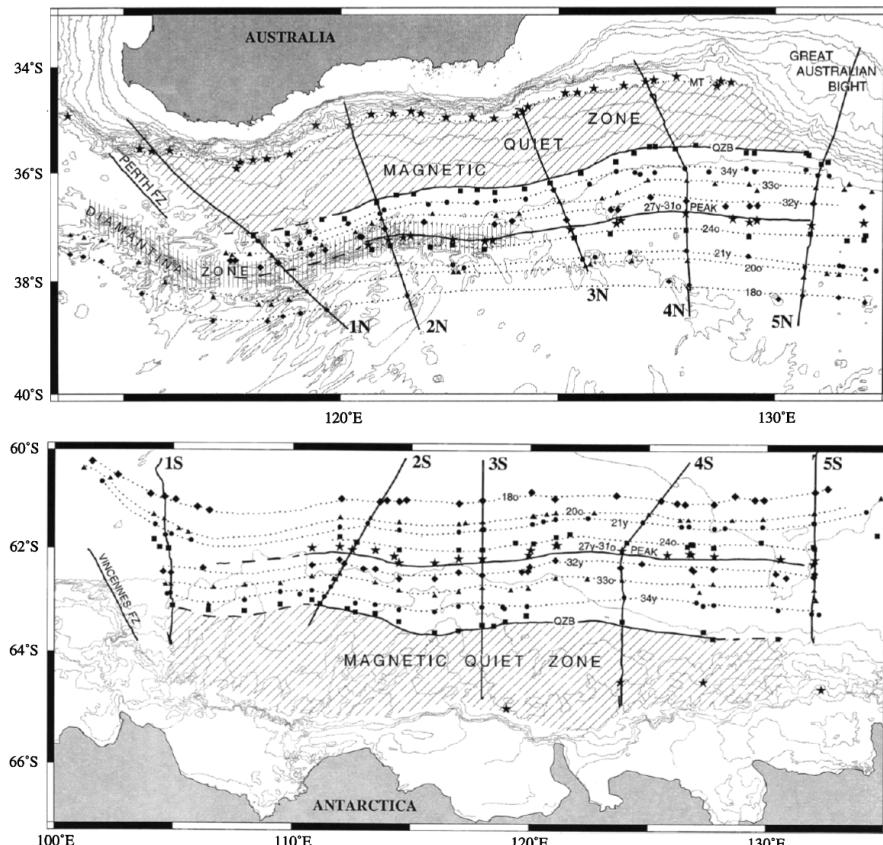


Figure 12. Pointé et interprétation des anomalies magnétiques de Tikku and Cande [1999] sur les marge Australie et Antarctique.

Figure 12. Interpretation of the magnetic anomalies of Tikku and Cande [1999] along the Australia and Antarctica margins.

¹ Il apparaît que les différents auteurs cités au cours de cette partie ont utilisé différentes échelles de temps pour dater les anomalies magnétiques. Dans un souci de compréhension et de logique, tous les âges donnés suivront l'échelle de temps de Cande and Kent [1995], qui apparaît être la plus utilisée dans les papiers récents. Il en résulte que pour certains papiers, les âges donnés dans ce manuscrit diffèrent des âges apparaissant dans la publication référencée. Ces cas seront signalés par un astérisque (*).

Jusque-là, tous les modèles d'évolution supposaient une juxtaposition directe d'une croûte continentale (certes amincie et intrudée par du magmatisme) avec une croûte océanique normale marquée par une forte rugosité et par l'apparition des premières anomalies magnétiques. Cependant, les reconstructions cinématiques dérivant de ces modèles montrent d'importants problèmes de recouvrement continentaux [Powell *et al.*, 1988; Royer and Rollet, 1997; Tikku and Cande, 1999]. Pour expliquer ces incohérences, *Tikku and Cande* [1999] soulèvent l'idée que les anomalies MQZB, 34y, 33o et 32y pourraient ne pas représenter de vraies isochrones. Ils proposent que ces anomalies soient localisées sur une croûte océanique ayant subie une importante déformation extensive liée aux vitesses d'accrétion ultra-lentes (voir le modèle de vitesse, Tableau 1). Il en résulte que les plus vieilles anomalies magnétiques, bien que d'origine océanique dans leur modèle, ne peuvent être utilisées dans le cadre des reconstructions. Cette première remise en cause des anomalies magnétiques est suivie par l'identification d'une zone de manteau exhumé sur les deux marges conjuguées [Sayers *et al.*, 2001; Colwell *et al.*, 2006]. Cette interprétation est liée à l'obtention de nouvelles lignes sismiques dans le Great Australian Bight et sur l'ensemble de la marge Antarctique (GA199, GA228, GA229, voir plus loin la partie Données et méthodologie) et à la comparaison avec les marges Ibérie-Terre Neuve où des structures similaires ont été récemment forées et clairement identifiées comme des rides de manteau exhumé serpentiniisé [Boillot *et al.*, 1987; Beslier *et al.*, 1994; Whitmarsh *et al.*, 1996, 1998]. Ce nouveau domaine, définissant la Transition Océan-Continent, est interprété comme du manteau exhumé associé à des blocs continentaux délamинés, et se situe entre la fin de la Zone Magnétique Calme et l'anomalie 33o. En proposant que la vraie croûte océanique ne se mette en place qu'à partir de l'anomalie 33o (79* Ma) ou 32y (71* Ma), Sayers *et al.* [2001] et Colwell *et al.* [2006] suggèrent que l'anomalie 34y n'est pas créée par de l'accrétion océanique normale mais enregistrée par des arrivées de magma associées à l'exhumation mantellique. Les auteurs recommandent donc de ne plus utiliser les anomalies magnétiques pour définir la limite de la première croûte océanique (voir Tableau 2 pour la synthèse des âges de la première croûte océanique).

Tableau 2. Synthèse des âges attribués à la première croûte océanique dans le secteur central GAB/Wilkes Land.

Tableau 2. *Synthesis of the ages attributed to the first oceanic crust in the central area of GAB/Wilkes Land.*

Auteurs	Age de la première croûte océanique	Méthode utilisée
Weissel and Hayes 1972		
König and Talwani 1977		
Talwani <i>et al.</i> 1979	83 Ma*	Anomalie magnétique 34y*
Cande and Mutter 1982		
Stagg and Willcox 1992	125 Ma	Sismique
Veevers 1986		
Veevers <i>et al.</i> 1990	95 Ma	Anomalie magnétique de la fin de la zone magnétique calme
Tikku and Cande 1999		
Totterdell <i>et al.</i> 2000	83 Ma	Sédiments
Sayers <i>et al.</i> 2001		
Colwell <i>et al.</i> 2006	79 Ma*	Anomalie magnétique 33o
Direen <i>et al.</i> 2007, 2011, 2012		
Whittaker <i>et al.</i> 2007, 2012	83 Ma	Anomalie magnétique 34y
Williams <i>et al.</i> 2011	83,5 Ma	Anomalie magnétique 34y
Espurt <i>et al.</i> 2009, 2012	84 Ma	Sédiments
Ball <i>et al.</i> 2013	83-79 Ma	Sismique et autres méthodes géophysiques

Consensus et divergences actuels

Si la présence de manteau exhumé le long des marges Australie-Antarctique est désormais relativement admise, les détails de l'architecture et de la composition du socle restent variables : présence de blocs de croûte continentale dans le domaine exhumé (allochtons ou « klippe ») [Sayers *et al.*, 2001; Direen *et al.*, 2007, 2011, 2012; Espurt *et al.*, 2009, 2012] ; importance et quantité de magma [Ball *et al.*, 2013] ; emplacement précis de la première croûte océanique ? Dans tous les cas il apparaît que les plus vieilles anomalies magnétiques (34, 33, voire 32) n'ont pas été enregistrées au cours d'une accrétion océanique normale. Pourtant, de nombreux auteurs utilisent encore ces anomalies pour leurs reconstructions [Tikku and Cande, 2000; Norvick and Smith, 2001; Whittaker *et al.*, 2007; Müller *et al.*, 2008; Williams *et al.*, 2011], supposant ainsi qu'elles représentent des isochrones, que le domaine exhumé n'a pas subi de déformation ultérieure et peut être reconstruit de façon similaire à une croûte océanique stable et symétrique. Cette hypothèse est cependant fortement controversée [Whittaker *et al.*, 2007, 2008; Tikku and Direen, 2008].

Une autre source de divergence réside dans l'appariage des zones de fractures (voir section précédente) ainsi que dans la direction d'extension au cours de la séparation des deux marges. Une réorganisation majeure des plaques liée à l'arrêt de la subduction le long de la côte Est-australienne est supposée avoir eu lieu entre 100 et 50 Ma [Müller *et al.*, 2000; Veevers, 2000; Whittaker *et al.*, 2007; Matthews *et al.*, 2012]. Cette réorganisation aurait pu entraîner un changement dans le mouvement relatif entre l'Inde, l'Australie et l'Antarctique [Gibbons *et al.*, 2012]. Cependant, la datation de ce changement reste imprécise et discutée (Figure 13).

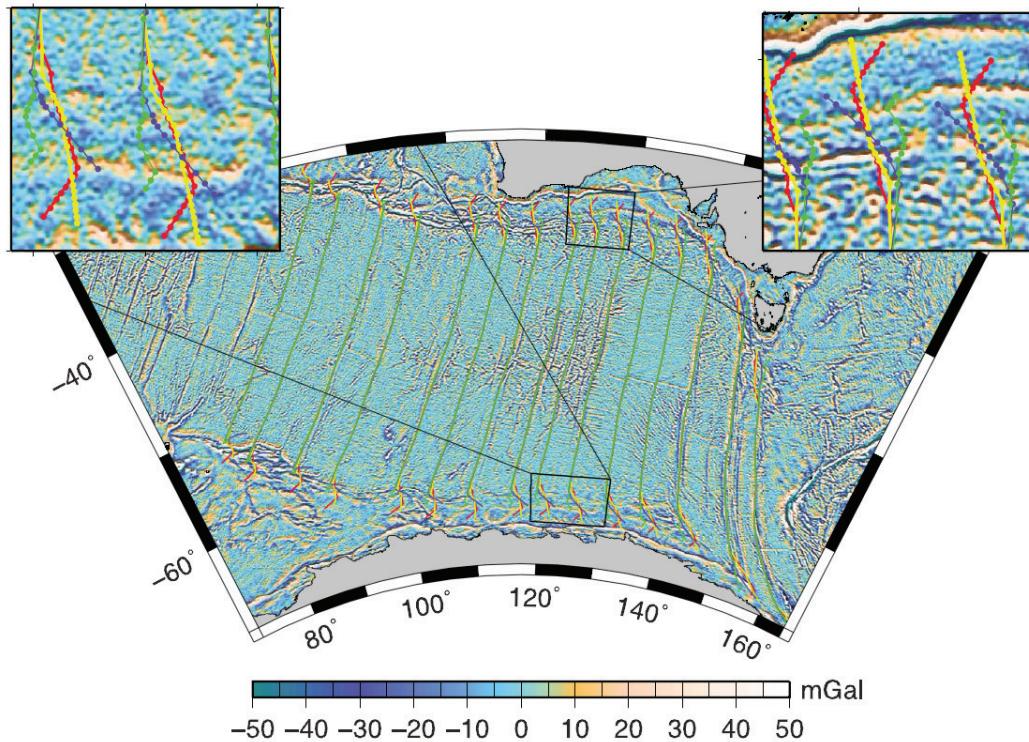


Figure 13. Carte montrant les variations de la direction d'extensions pour différentes reconstructions. Les lignes rouges représentent le modèle de Powell *et al.* [1988], les lignes jaunes le modèle de Royer and Sandwell [1989], les lignes vertes le modèle de Tikku and Cande [1999], les lignes bleues le modèle de Whittaker *et al.* [2007]. Figure de Williams *et al.* [2011].

Figure 13. Map displaying the variations in the direction of extension for different reconstructions. Red flow-lines representing the model of Powell *et al.* [1988], yellow flow-lines representing the model of Royer and Sandwell [1989], green flow-lines representing the model of Tikku and Cande [1999], blue flow-lines representing the model of Whittaker *et al.* [2007]. Figure from Williams *et al.* [2011].

Trois principaux modèles d'évolution tentant d'expliquer l'architecture distale des marges Australie-Antarctique sont actuellement proposés [Sayers *et al.*, 2001; Espurt *et al.*, 2009, 2012; Direen *et al.*, 2011] (Figures 14, 15 et 16). L'une des principales différences repose sur l'évolution symétrique ou asymétrique des marges distales. En effet, l'interprétation des anomalies magnétiques, les données sismiques, gravimétriques et bathymétriques suggèrent une forte symétrie de la partie distale dans le secteur central (Great Australian Bight/Wilkes Land) [Stagg *et al.*, 2005; Colwell *et al.*, 2006; Direen *et al.*, 2007, 2011; Close *et al.*, 2009]. D'un autre côté, cette symétrie n'apparaît pas évidente dans l'architecture structurale et sédimentaire, où les observations suggèrent plutôt une évolution asymétrique dans le secteur central mais aussi dans la région de l'Adélie Rift Block [Espurt *et al.*, 2009, 2012; Direen *et al.*, 2012]. Tous ces modèles suggèrent l'existence de manteau exhumé le long des deux marges conjuguées. Dans ce contexte, le problème qui se pose est d'expliquer la présence d'un domaine de manteau exhumé dans une marge qui apparaît au final symétrique ou asymétrique. Dans ce cadre, deux modèles différents font intervenir des failles de détachement pour expliquer la présence de manteau exhumé dans la TOC. Pour expliquer l'asymétrie observée ainsi que l'exhumation mantellique, Espurt *et al.* [2009, 2012] font intervenir un seul grand détachement s'enracinant profondément dans le manteau, l'Antarctique représentant la plaque supérieure (Figure 14). A l'inverse, la symétrie observée par Direen *et al.* [2011] est expliquée par deux systèmes de failles de détachement conjuguées exhumant simultanément du manteau (Figure 15). Un autre modèle ne fait cependant pas intervenir de failles de détachement, mais reste dans un contexte d'extension *pure-shear* symétrique [Sayers *et al.*, 2001; Close *et al.*, 2009] (Figure 16).

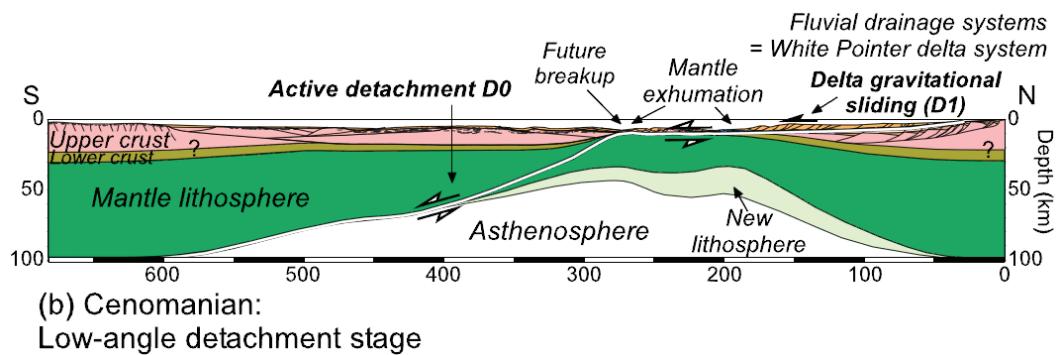


Figure 14. Modèle d'évolution asymétrique des marges distales Australie-Antarctique faisant intervenir une faille de détachement majeure [Espurt *et al.*, 2009].

Figure 14. Asymmetric model of evolution for the distal Australia-Antarctica margins implying a single major detachment fault [Espurt *et al.*, 2009].

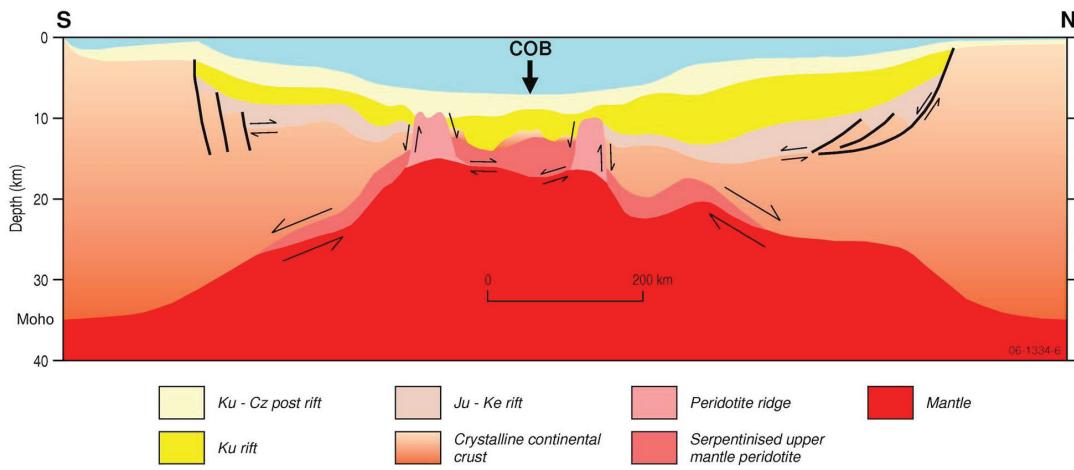


Figure 15. Modèle d'évolution symétrique des marges distales Australie-Antarctique faisant intervenir deux failles de détachement conjuguées et simultanées [Direen *et al.*, 2011].

Figure 15. Symmetric model of evolution for the distal Australia-Antarctica margins implying two conjugated and simultaneous detachment faults [Direen *et al.*, 2011].

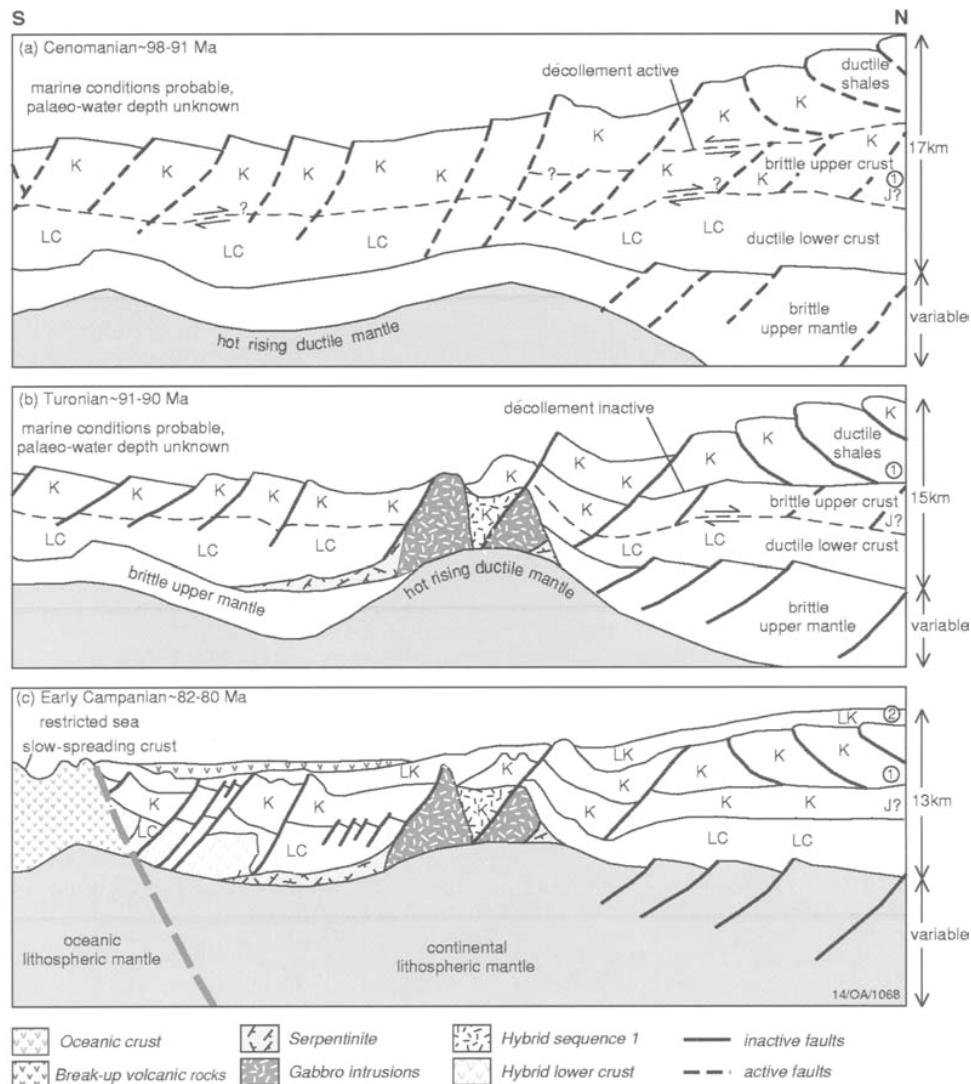


Figure 16. Modèle d'évolution symétrique des marges distales Australie-Antarctique faisant intervenir uniquement de l'extension pure-shear [Sayers *et al.*, 2001].

Figure 16. Symmetric model of evolution for the distal Australian-Antarctic margins implying a pure-shear extension [Sayers *et al.*, 2001].

3. Données et méthodologie

Malgré l'absence de forages dans la partie distale, les marges Australie-Antarctique offrent un panel de données accessibles et de qualité, dont de nombreuses lignes sismiques imageant correctement la partie distale des deux marges, des profils gravimétriques et magnétiques acquis en mer, des cartes gravimétriques et magnétiques globales, quelques données de sismique réfraction (*sonobuoys*), des dragages et quelques forages proximaux. Ce travail de thèse s'appuie principalement sur l'interprétation des lignes sismiques, mais toutes ces données ont été compilées et corrélées afin de compléter les observations sismiques et d'apporter un maximum de contraintes.

3.1. Profils de sismique réflexion et données de réfraction

Trois jeux de lignes sismiques ont été principalement utilisés : les lignes de la campagne GA199 sur la marge Australienne, et les lignes des campagnes GA228 et GA229 sur la marge Antarctique (Figure 17). Ces données de très bonne qualité ont été acquises par le Gouvernement Australien en 1997 (GA199, *Symonds et al. [1998a]*) et en 2001-2002 (GA228-229, *Stagg and Schiwy [2002]*). Ces profils sont migrés en temps (axes des ordonnées en temps double, Two-way Travel Time, TWT) et imagent très bien la terminaison continentale, le domaine exhumé ainsi que la transition avec la première croûte océanique. Le toit du socle ainsi que différentes unités sédimentaires sont généralement facilement identifiables. Les paramètres d'acquisition sont donnés dans le Tableau 3.

Tableau 3. Paramètres d'acquisition des campagnes GA199, GA228 et GA229.

Tableau 3. Acquisition parameters for the GA199, GA228 and GA229 surveys.

	GA199	GA228	GA229
Area	Great Australian Bight	Australian Antarctic Territory and Southern Ocean	Australian Antarctic Territory and Southern Ocean
Vessel	R/V Rig Seismic	R/V Geo Arctic	R/V Geo Arctic
Date	November 1997	January-April 2001	January-March 2002
Source	3000 cu. in. airguns	3660 cu. in. airguns	3660 cu. in. airguns
Coverage	40 fold	36 fold	36 fold
Shot interval	50 m	50 m	50 m
CDP spacing	12.5 m	12.5 m	12.5 m
Recorded length	16 sec	16.384 sec	16.384 sec

La campagne GA199 compte 11 lignes de sismique réflexion acquises dans le Great Australian Bight. Les lignes sont espacées d'environ 70 km. 26 sonars flottants (*sonobuoys*) ont également été déployés [*Sayers et al. 2001*] (Figure 17 et partie 3 de l'Annexe A).

Les campagnes GA228 et GA229 comptent une cinquantaine de lignes au total, réparties le long de la marge Est-Antarctique. Dans cette thèse je me suis intéressée préférentiellement à celles localisées

sur la marge au large de Wilkes Land. L'espacement entre les lignes est d'environ 90 km. Les résultats de plusieurs sonars flottants déployés durant ces deux campagnes sont également disponibles [Stagg *et al.*, 2005] (Figure 17 et partie 3 de l'Annexe A).

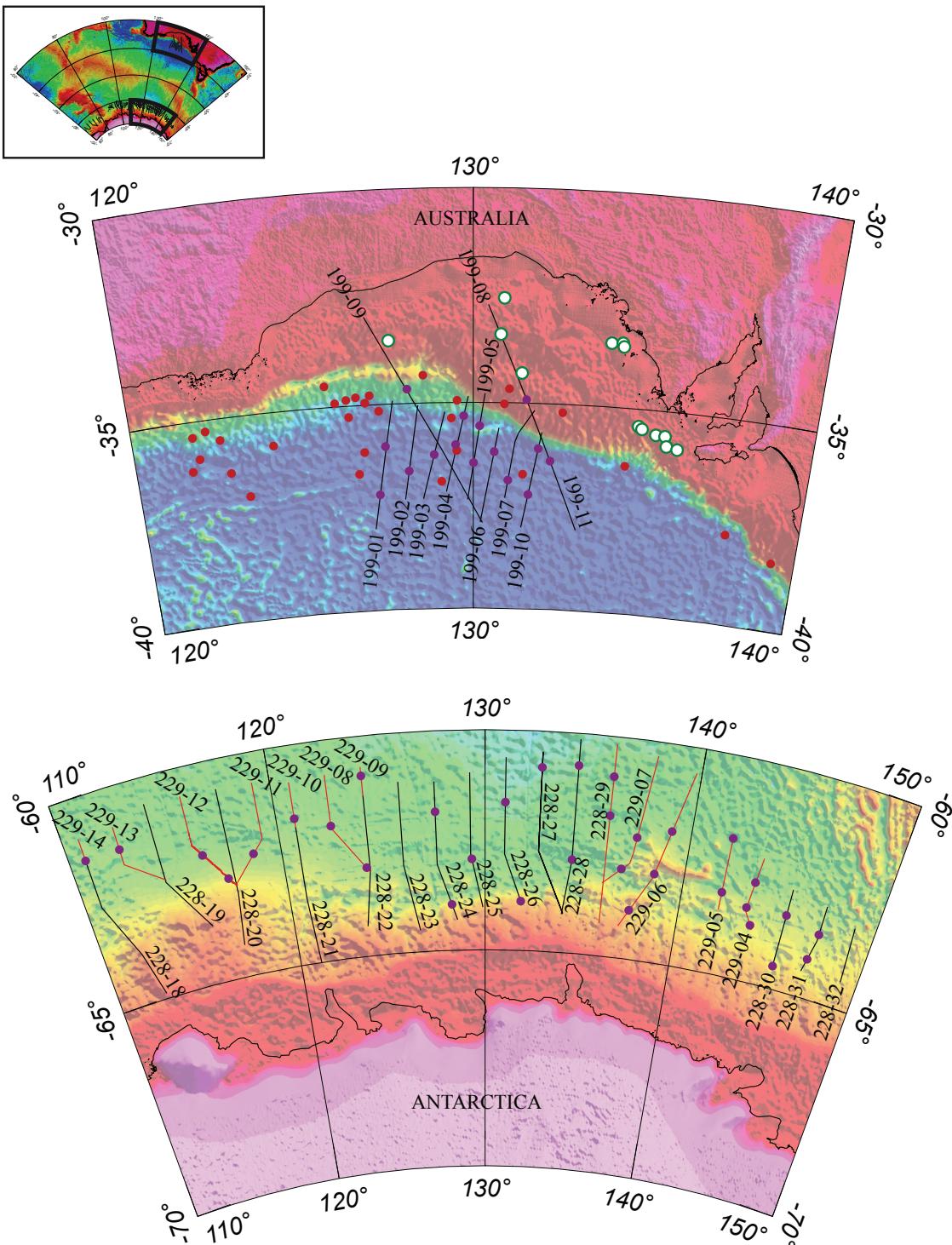


Figure 17. Cartes bathymétriques centrées sur la partie Great Australian Bight/Wilkes Land avec la localisation des données. Profils de sismique réflexion : GA199 sur la marge Australienne, GA228 (en noir) et GA229 (en rouge) sur la marge Antarctique. Les points violets représentent la position des sonobuoys déployés durant les 3 campagnes en mer. Les points rouges représentent la position des sonobuoys déployés durant les campagnes Vema et Eltanin [Talwani *et al.* 1979]. Les cercles verts et blancs représentent les positions des différents puits.

Figure 17. Bathymetric map centred on the Great Australian Bight/Wilkes Land with data locations. Reflection seismic profiles: GA199 at the Australian margin, GA228 (black lines) and GA229 (red lines) at the Antarctic margin. Purple points showing the sonobuoys locations deployed during the 3 surveys. Red points showing the sonobuoys locations deployed during the Vema and Eltanin surveys [Talwani *et al.* 1979]. Green circles showing the location of the different wells.

A ces données nous pouvons ajouter les résultats de sismique réfraction (*sonobuoys*) des campagnes Vema et Eltanin [Talwani *et al.*, 1979] sur la marge australienne (Figure 17 et partie 3 de l'Annexe A).

Cette thèse étant principalement basée sur l'interprétation des lignes de sismique réflexion, les données de réfraction disponibles permettent d'apporter une contrainte supplémentaire à ces interprétations, même si elles apparaissent très éloignées et ponctuelles.

3.2. Données gravimétriques et magnétiques

Les profils sismiques acquis lors des campagnes GA199, GA228 et GA229 sont accompagnés de profils de gravité et de profils magnétiques acquis au même moment. Ces données précises et bien localisées m'ont également permis de contraindre l'interprétation sismique (Annexe B) et de faire quelques tentatives de modélisation couplée sismique/gravité/magnétique (voir Annexe C).

Afin d'extrapoler les interprétations sismiques entre les lignes mais aussi dans les zones où aucune donnée sismique n'était disponible, j'ai corrélé mes interprétations avec des grilles d'anomalies de gravité et d'anomalies magnétiques déjà existantes. J'ai ainsi utilisé :

- Les grilles d'anomalies de gravité à l'air libre et d'anomalie magnétiques de Petkovic *et al.* [1999], centrées sur la marge australienne du Great Australian Bight. Ces grilles sont une compilation de toutes les données disponibles (à terre, en mer et satellite). Elles apparaissent bien contraintes malgré des zones à faible densité de données. Ces grilles seront utilisées en priorités pour les interprétations sur la marge Australienne ;
- La grille d'anomalies magnétiques de Golynsky *et al.* [2012]. Cette grille a été construite à partir de toutes les données magnétiques marines disponibles acquises sur la marge antarctique. La densité de données apparaît donc très bonne, la grille bien contrainte et fiable. Cette grille est utilisée en priorité pour les interprétations sur la marge Antarctique.
- La grille globale d'anomalies de gravité à l'air libre de Sandwell and Smith [2009] réalisée à partir de l'altimétrie satellite ;
- La grille globale d'anomalies magnétiques de Quesnel *et al.* [2009]. L'avantage de cette grille est que les données marines utilisées ne sont pas interpolées. Le désavantage est que les données sont très espacées sur les marges Australie-Antarctique, rendant difficile le suivi latéral des anomalies magnétiques. Elle n'est ici utilisée que dans les cas où aucune autre donnée magnétique plus précise n'est disponible. Les interprétations qui y sont liées sont considérées avec beaucoup de précautions.

Afin de mettre en lumière certaines structures, certains traitements ont été appliqués aux différentes grilles : un gradient horizontal dans plusieurs directions a été appliqué aux grilles d'anomalies de gravité, et un gradient vertical aux grilles d'anomalies magnétiques.

3.3. Données géologiques

Les données géologiques sont peu nombreuses sur les marges Australie-Antarctique, en particulier dans le secteur central du Great Australian Bight/Wilkes Land sur lequel je me suis principalement focalisée. Nous pouvons tout de même noter la présence de plusieurs dragages dans la Zone Diamantine, sur la marge australienne [Nicholls *et al.*, 1981; Chatin *et al.*, 1998; Beslier *et al.*, 2004] ainsi que sur la marge antarctique, au large de la Terre Adélie [Tanahashi *et al.*, 1997; Yuasa *et al.*, 1997] (résultats et localisation en partie 2 de l'Annexe A).

13 forages ont également été réalisés dans le Great Australian Bight pour l'exploration pétrolière entre 1972 et 2003. Ces puits sont localisés sur la partie proximale de la marge, largement au nord des lignes sismiques étudiées ici (Figure 17). Même si la majorité n'atteint pas le socle, ils traversent cependant plusieurs centaines de mètres de sédiments qui ont pu être datés grâce à la présence de spores, de pollens et de microfossiles. La combinaison de ces données avec l'analyse de la stratigraphie sismique a permis à Totterdell *et al.* [2000] de proposer une séquence stratigraphique pour la partie proximale du Great Australian Bight (détails en partie 4 de l'Annexe A). Cette séquence est souvent utilisée pour dater les épisodes tectoniques de la partie distale [Espurt *et al.*, 2009, 2012; Ball *et al.*, 2013]. Cependant, la corrélation des unités et des âges sur de si grandes distances apparaît peu contrainte. En particulier, les sédiments syntectoniques présents sur la marge proximale ne sont certainement pas du même âge que ceux dans la partie distale. La séquence stratigraphique de Totterdell *et al.* [2000] peut être utilisée comme comparaison mais il est nécessaire de rester prudent sur son utilisation pour dater la déformation distale. Dans cette thèse, je définirai ainsi mes propres unités sédimentaires en fonction des phases de déformation enregistrées dans les sédiments. Cette méthode me permet de proposer une datation relative des événements tectoniques, mais pas absolue.

4. Problématique

Dans les parties précédentes nous avons vu que l'architecture du domaine distal des marges passives peu-magmatiques ainsi que son évolution jusqu'à la mise en place d'un système d'accrétion magmatique stable sont encore relativement mal comprises. Le but de cette thèse est donc de mieux caractériser l'évolution tectono-magmatique menant à l'océanisation sur ce type de marge, en prenant comme chantier principal les marges Australie-Antarctique.

La mauvaise connaissance des marges distales apparaît souvent liée à un manque de données, en particulier géologiques, dans ces régions profondes. Les seules données généralement disponibles permettant d'étudier la structure et l'évolution des parties distales sont les profils de sismique réflexion. Dans ce contexte, on peut se demander comment l'architecture sédimentaire, imagée par la sismique, et l'évolution de la déformation qu'elle enregistre, peuvent nous aider à caractériser la nature du socle dans la TOC. Nous avons vu notamment que les modèles d'évolution des domaines distaux sont variables. Nombreux sont ceux faisant intervenir des systèmes de détachement pour expliquer la présence de manteau exhumé. Cependant, cette phase d'exhumation est souvent décrite de façon minimalistre, et en particulier la transition avec la phase finale d'accrétion océanique magmatique stable. Il apparaît donc nécessaire d'investiguer plus précisément ce domaine et notamment la nature et l'organisation des structures extensives contrôlant l'architecture de ces marges. Plus spécifiquement, la caractérisation de l'évolution spatiale et temporelle des différents types de failles observées dans le domaine distal des marges Australie-Antarctique pourrait permettre de mieux comprendre l'architecture finale de ces marges. Cette architecture apparaît également fortement liée à la quantité et au rôle du magma durant leur développement. L'interaction entre les failles et le magmatisme pourrait d'ailleurs avoir une importance non négligeable dans l'évolution de ces marges et particulièrement dans la localisation de la déformation et de la rupture lithosphérique. En effet, à l'instar des marges Australie-Antarctique, la plupart des marges peu-magmatiques présentent à la fois des domaines de manteau exhumé et une architecture globalement symétrique de ces domaines distaux. Cependant, l'obtention de marges distales symétriques par des processus extensifs « *simple-shear* » (cisaillage simple, failles de détachement) n'est actuellement pas comprise.

Les questions majeures de cette thèse apparaissent donc être :

- 1) *Comment l'architecture sédimentaire et l'évolution de la déformation qu'elle enregistre peuvent-elles aider à caractériser les processus menant à la création de nouveau socle dans la Transition-Océan-Continent, en particulier sur les marges Australie-Antarctique ?*
- 2) *Quelles sont les structures extensives contrôlant l'architecture des domaines exhumés ?*
- 3) *Comment évolue les structures de déformation (failles) jusqu'à la rupture lithosphérique et quelle est leur interaction avec le magmatisme ?*
- 4) *Quels facteurs et quels processus tectoniques et/ou magmatiques mènent à la symétrie finale des domaines exhumés ?*

Ces questions seront traitées dans trois parties présentant les principaux résultats de ce travail de thèse. Ces résultats seront exposés sous forme d'articles soumis ou en préparation.

Le Chapitre 1 s'intéresse particulièrement aux deux premières questions. Cette partie présente la méthode d'interprétation sismique ainsi que les observations majeures ayant permis la construction d'un modèle d'évolution détaillé pour la partie distale des marges Australie-Antarctique. La totalité des lignes sismiques interprétées ainsi que les observations clés sont données en Annexe B. Ce premier chapitre correspond à un article soumis dans la revue Tectonics sous le titre « *Tectono-magmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: constraints from seismic observations.* ».

Le Chapitre 2 se focalise quant à lui sur l'évolution des systèmes de failles (question 3), en se basant sur les résultats du chapitre 1. Cette partie met par ailleurs en lumière l'interaction faille/magma, et l'influence de la rhéologie sur le type de faille. Ce chapitre se présente sous la forme d'un article en préparation qui sera soumis dans la revue Marine Geology sous le titre « *Fault systems in magma-poor hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: structural style, evolution and relation to magma* ».

Le Chapitre 3 explore finalement les processus tectono-magmatiques menant à la symétrie finale généralement observée sur les marges pauvres en magma (question 4). Cette partie sera ainsi l'occasion de comparer les marges Australie-Antarctique à d'autres marges peu magmatiques, comme Ibérie-Terre Neuve et les marges de la Tethys alpine. Ce chapitre, qui se présente sous la forme d'un article en préparation s'appuie actuellement fortement sur les résultats des deux premiers chapitre et sera modifié afin d'être soumis dans la revue Geology sous le titre « *What controls symmetry of exhumed domains?* ».

Ces trois parties seront suivies d'une discussion synthétisant les résultats et présentant clairement les réponses aux différentes questions soulevées dans cette thèse.

Chapitre 1

Les marges Australie-Antarctique : structure et évolution de la partie distale

La plupart des marges présentent peu de données, et en particulier géologiques (forages, dragages). Ceci est particulièrement vrai dans le cas des marges Australie-Antarctique. Cependant, ces marges présentent un atout majeur : un fort taux de sédimentation dans le secteur du Great Australian Bight/Wilkes Land, qui permet un enregistrement régulier de la déformation dans les sédiments. Cette architecture sédimentaire est par ailleurs bien imagée dans la partie distale de ces marges grâce à des lignes de sismique réflexion de bonne qualité.

De précédentes études se sont déjà penchées sur l'architecture et la nature du socle dans la partie profonde de ces marges. Leurs observations reposent principalement sur les structures intra-socles (failles, topographie, réflecteurs, facies sismique) ou sur des modélisations couplées sismique/gravimétrie/magnétisme. Les différentes interprétations montrent de fortes variabilités sur l'emplacement de la terminaison continentale, la nature du socle localisé au-delà et sur l'emplacement et l'âge de la première croûte océanique. Dans ce chapitre, nous profitons du fort taux de sédimentation pour présenter une nouvelle approche interprétative basée sur l'observation de l'architecture sédimentaire de la partie distale. L'enregistrement détaillé de la déformation par les sédiments permet de mettre en lumière plusieurs phases de déformation et permet d'établir une chronologie relative entre ces différents événements tectoniques. L'ensemble de ces informations permettent de définir et de dater (relativement) différentes unités de socle. La relation entre la création et/ou la déformation tectonique du socle et le magmatisme permet d'affiner la composition et la nature du socle et de proposer un modèle d'évolution de la partie distale des marges Australie-Antarctique.

L'ensemble de ce chapitre a fait l'objet d'un article qui a été soumis dans la revue *Tectonics*.

Tectono-magmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: constraints from seismic observations

Morgane Gillard, Julia Autin, Gianreto Manatschal, Daniel Sauter, Marc Munsch, Marc Schaming, Institut de Physique du Globe de Strasbourg; UMR 7516, Université de Strasbourg/EOST, CNRS; 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg Cedex, France.

Abstract

The processes related to hyper-extension, exhumed mantle domains, lithospheric breakup and formation of first unequivocal oceanic crust at magma-poor rifted margins are yet poorly understood. In this paper, we try to bring new constraints and new ideas about these latest deformation stages by studying the most distal Australian-Antarctic rifted margins. We propose a new seismic interpretation approach, based on sedimentary architectures, to identify the creation of new basement units, i.e. oceanic crust and exhumed mantle domains. Major implications of these sedimentary observations are that terms like pre-, syn- and post-rift cannot be used in such polyphase settings, as well as the concept of breakup unconformity. Integration and correlation of all available data, and particularly seismic and potential field mapping, allows us to propose a new model to explain the evolution of magma-poor distal rifted margins involving multiple and complex detachment systems. We propose that lithospheric breakup occurs after a phase of proto-oceanic crust formation, associated with a substantial magma supply. First steady-state oceanic crust could thus not have been emplaced before ~47.8 Ma corresponding to magnetic anomaly C21. Observations of magma amount and its distribution along the margins highlight a close magma-fault relationship. The identification and significance of symmetric magnetic anomalies in such complex and polyphase domains is questioned.

1. Introduction

The combination of drilling and refraction/reflection seismic surveys along the Iberia-Newfoundland conjugate rifted margins showed that rifted margins can be formed by large domains of hyper-extended continental crust and exhumed mantle [Boillot *et al.*, 1980; Sawyer *et al.*, 1994; Tucholke and Sibuet, 2007; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009]. This discovery resulted in a change in paradigm on the interpretation of how, where and when lithospheric breakup occurs along rifted margins. However, it is still questioned if the lesson learned from the Iberia-Newfoundland rifted margins can be applied elsewhere, and if other margins may have evolved in a similar way. Another, yet little understood problem along the Iberia-Newfoundland margins concerns the question of how hyper-extended and exhumed domains develop into seafloor spreading. A requisite to answer to this question is to describe the relationships between extensional, sedimentary and magmatic structures along hyper-extended, exhumed and oceanic domains. It is also yet unclear if the relative importance of tectonic vs magmatic processes changes in a gradual or abrupt way at the transition between exhumed mantle and first unequivocal oceanic crust.

In order to find answers to these questions, we studied the most distal parts of the Australian-Antarctic conjugate rifted margins. In contrast to the Iberia-Newfoundland rift system, these rifted margins lack drill hole data and accurate wide-angle profiles, except for some sparse sonobuoys data in their most distal domains. However, the advantages of working at the Australian-Antarctic margins are: 1) the free access to high quality reflection seismic data imaging the transition into unequivocal oceanic crust, and 2) sedimentation rates that are sufficient to document the geometrical relationships between deformation and sedimentation. The relative high sedimentation rates compared to the extension rates ($V(s) \geq V(ex)$) explain the good imaging of the deformation phases by the sedimentary architecture. We show that these observations provide important information about the processes responsible for the creation of new crust at the transition between unequivocal continental and oceanic crusts. Thus this study investigates the most distal domains and focuses on the latest deformation stages before the emplacement of first steady-state oceanic crust. The lack of knowledge of the nature of basement in the most distal parts of the margin is at the origin of a debate of exact location and timing of lithospheric breakup along this rift system. Although this study cannot provide absolute age constraints, sediment/basement relationships enable us to describe, map and discuss the temporal and spatial evolution between unequivocal continental and oceanic crusts. In addition to the regional implications, we believe that our observation-driven approach may be useful along other hyper-extended rifted margins. In particular, the common evolution of sediment architectures, magmatic additions, deformation and creation of new basement domains remain a key to understand deep-water rifted margins that are too deep to be drilled. The combination of this method with potential field maps enables to propose and map the lateral extent of the different domains and processes identified on seismic sections, including exhumation and magmatic accretion. Finally, these results are integrated in a model describing the transition from rifting to the first steady-state oceanic crust. It is noteworthy that the results of this study raise new fundamental questions about the validity and significance of magnetic anomalies in Ocean-Continent Transition of magma-poor rifted margins.

2. The Australian-Antarctic conjugate rifted margins

2.1. Geological setting

The conjugate Australian-Antarctic passive rifted margins laterally extend over a distance of more than 5000 km between Broken Ridge/Kerguelen Plateau to the West, and Tasmania/George V Land to the East (Figure 1). These margins are separated by the Southeast Indian Ridge (SEIR), which represents the youngest branch of a Paleozoic-Mesozoic rift system resulting in the fragmentation of East Gondwana. Three sectors can be differentiated along these margins based on the type of crust and their style of deformation during rifting:

- In the West, the Broken Ridge/Kerguelen Plateau, which result from the rifting of a magmatic plateau linked to the activity of the Kerguelen Hot Spot during the Cretaceous (131-97 Ma) [Operto and Charvis, 1995; Rotstein *et al.*, 2001; Borissova *et al.*, 2002; Bénard *et al.*, 2010];
- In the centre, the Great Australian Bight (GAB)/Wilkes Land, which result from the rifting of continental crust overlying the Australian Antarctic Discordance (AAD), an area of abnormally deep basement and cold lithosphere interpreted to be linked to the remains of a sinking broken slab with negative dynamic topography [Weissel and Hayes, 1974; Géli *et al.*, 2007; Whittaker *et al.*, 2010];
- To the East, the Otway Basin/George V Land margins, which result from an oblique continental rift affected by important transform systems [Miller *et al.*, 2002]. This sector contains a major tectonic feature, the Adélie Rift Block, localised at the Antarctic margin, off Terre Adélie. It represents a wide rifted block of highly faulted and hyper-extended continental crust [Tanahashi *et al.*, 1997; Colwell *et al.*, 2006; Close *et al.*, 2009].

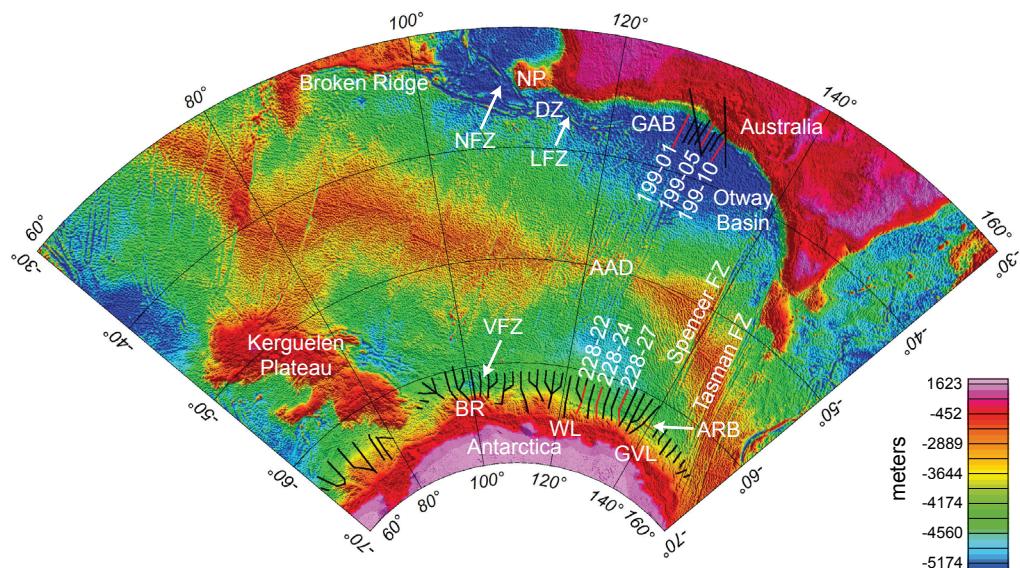


Figure 1. Bathymetric map of the Australian-Antarctic Basin. GAB: Great Australian Bight; NP: Naturaliste Plateau; DZ: Diamantina Zone; NFZ: Naturaliste Fracture Zone; LFZ: Leeuwin Fracture Zone; VFZ: Vincennes Fracture Zone; BR: Bruce Rise; WL: Wilkes Land; GVL: George V Land; AAD: Australian-Antarctic Discordance; ARB: Adélie Rift Block. Black lines along the two margins correspond to seismic lines of the GA199, GA228 and GA229 surveys. In red: the 6 lines presented in this paper.

Thus, the magma-poor Australian-Antarctic rifted margins developed with a magmatic plateau to the west, whereas they seem to overprint an abnormally cold lithosphere in the centre, and formed as an oblique/transform margin to the east. In this paper, we mainly focus on the central segment, i.e. the Great Australian Bight/Wilkes Land segment.

Rifting between Australia and Antarctica is supposed to have started during Callovian time (around 164 Ma, *Totterdell et al.* [2000]). *Ball et al.* [2013] proposed a rift evolution subdivided in two major rift phases:

- “Rift Phase-1” (165-145 Ma), which corresponds to a first phase resulting in regional extension marked by the development of half-grabens and planar normal faults in the upper crust.
- “Rift Phase-2” (93.5-50 Ma), which represents a second phase of extension, marked by the development of new basement faults in the centre of the basin, overprinting older rift structures. These faults affect a hyper-extended basement with an average thickness of ≤ 7.5 km.

Final rifting and lithospheric breakup occurred within an older rift system indicating that rifting was polyphase along these margins. Moreover, *Mutter et al.* [1985], *Sayers et al.* [2001], *Stagg et al.* [2006], *Tikku and Direen* [2008], and *Ball et al.* [2013] proposed that breakup and seafloor spreading propagated from west to east, suggesting a diachronous evolution of deformation along the Australian-Antarctic rift system.

2.2. Problems, debates and open questions

One disadvantage of working along the Australia-Antarctica rifted margins is the poor geological constraints and lack of data for their distal domains. Only few dredges have been made in the Diamantina Zone [*Nicholls et al.*, 1981; *Chatin et al.*, 1998; *Beslier et al.*, 2004]. Drill holes localised in the proximal parts of the Australian margin allow proposing a stratigraphic model for this area [*Totterdell et al.*, 2000]. However, the proximal location of the wells makes it difficult to interpolate the sedimentary sequences toward the distal parts of the margin.

As a result, the nature of the basement in the Ocean-Continent Transition (OCT) remains ill defined. Previous studies agree that this basement is either made of extended continental crust associated with magmatic additions and/or serpentized mantle peridotites [*Sayers et al.*, 2001; *Colwell et al.*, 2006; *Direen et al.*, 2011; *Ball et al.*, 2013]. Particularly, the identification of magnetic anomalies in these ill-defined domains, not corresponding to clearly defined steady state oceanic crust, questioned the classical way of dating the first magmatic oceanic crust thanks to the oldest anomaly [*Sayers et al.*, 2001; *Colwell et al.*, 2006]. In this context and without geological data, the localisation and dating of the continental and lithospheric breakup appear difficult. This may explain why different interpretations exist on the location (Figure 2) and age of the formation of first magmatic oceanic crust inside each sector of this rift system. Ages range between 93 and 87 Ma in the Diamantina/Labuan sector [*Chatin et al.*, 1998; *Beslier et al.*, 2004; *Halpin et al.*, 2008], 83 and 71 Ma in the Great Australian Bight/Wilkes Land sector [*Sayers et al.*, 2001; *Tikku and Direen*, 2008; *Ball et al.*, 2013], 67 and 51 Ma in the Otway/George V Land sector [*Krassay et al.*, 2004; *Ball et al.*, 2013]. These multiple interpretations are depicted in the numerous kinematic reconstructions [*Tikku and Cande*, 2000; *Müller et al.*, 2006; *Whittaker et al.*, 2007; *Tikku and Direen*, 2008; *Williams et al.*, 2008].

al., 2011; *White et al.*, 2013], most of them leading to geological inconsistencies and/or large overlaps and gaps at the age of the breakup. Another main factor implying variations in kinematic reconstructions is the motion of Australia relative to Antarctica during rifting. Some authors proposed an oblique (NW-SE) period of extension [*Whittaker et al.*, 2007, 2013], while others suggested a N-S motion [*Tikku and Cande*, 1999, 2000] or a clockwise motion of Australia [*White et al.*, 2013]. Another main point of debate is related to the question of which fracture zones at both continents can be considered as conjugate and consequently used as pin points. Moreover, the ill-defined tectonic structures of these distal margins resulted in several conflicting models for the evolution of their distal domains, involving asymmetric extension accommodated by a single low-angle detachment fault [*Espurt et al.*, 2009, 2012] or symmetric extension by the development of two conjugated upward-concave detachment faults [*Direen et al.*, 2011].

The aim of this study is to suggest a more coherent and observation-driven interpretations of the sedimentary and basement structures within the OCT of these margins and to propose a new model to explain the processes leading to lithospheric breakup along the Australian-Antarctic margins.

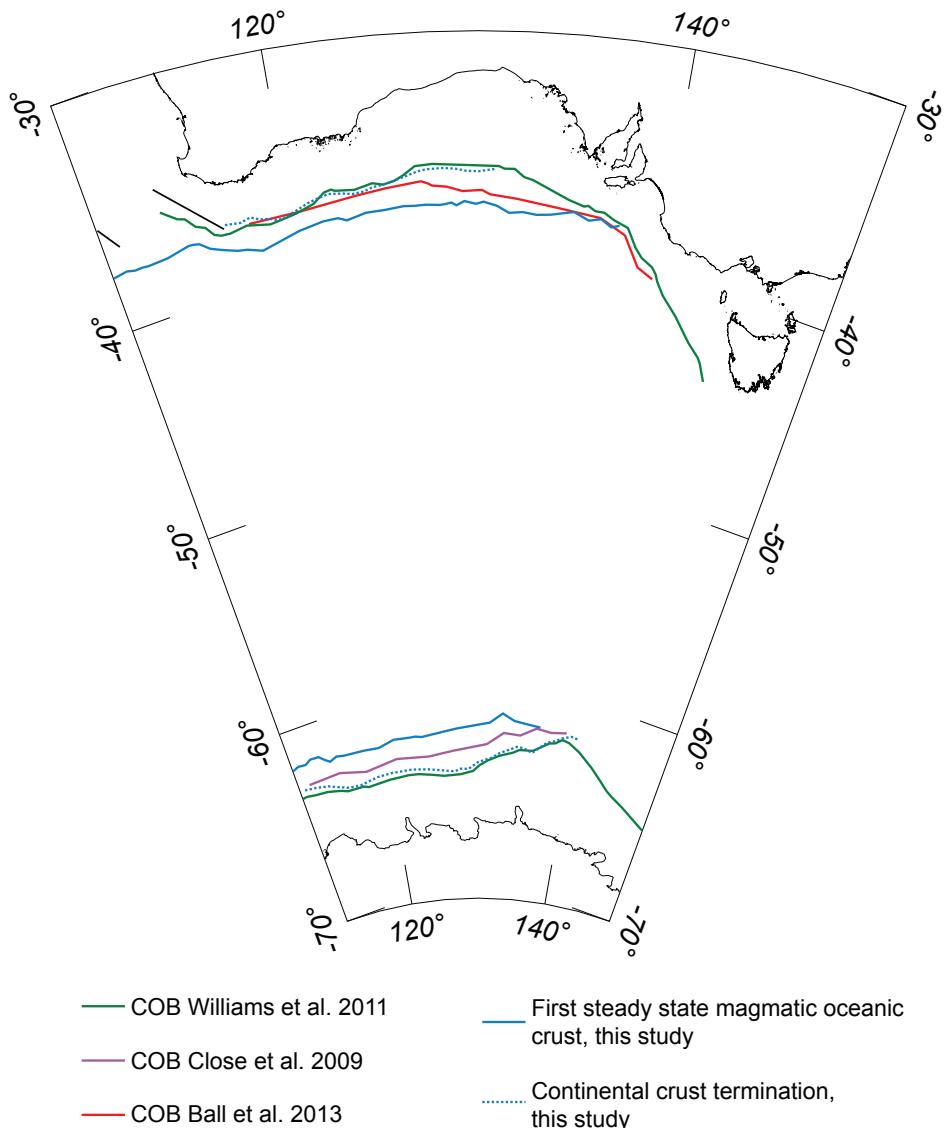


Figure 2. Map showing different interpretations for the limit of the first oceanic crust along the Australia-Antarctica margin.

3. Data set and processing

This study is principally based on the description and interpretation of seismic reflection lines and marine magnetic and gravity data. The data discussed here include the AGSO surveys GA199, GA228 and GA229, whose acquisition parameters are described in Table 1.

The GA199 survey data have been acquired in 1997 in the deep-water part of the GAB [Symonds *et al.*, 1998a]. The survey includes potential field and seismic reflection data that was imaged along 11 lines with a spacing of ca 70 km and a total length of 3448 km. In addition, 26 sonobuoys were deployed during the course of the survey and their analyses provide velocity constraints for the seismic and gravity interpretation [Sayers *et al.*, 2001]. We added to these results the sonobuoy solutions of Talwani *et al.* [1979].

The GA228 and GA229 survey data have been acquired in 2001 and 2002 over the East Antarctica margin [Stagg and Schiwy, 2002]. The data consist of high-quality geophysical data with a general line spacing of around 90 km. As on the Australian margin, some sonobuoy solutions are available [Stagg *et al.*, 2005].

For the Australian margin, we mainly used the gravity and magnetic grids of Petkovic *et al.* [1999]. As these grids are only available for the Great Australian Bight, we added the free-air gravity grid of Sandwell and Smith [2009] to observe the westward continuity of gravity anomalies. Concerning the magnetic data, we completed the Petkovic *et al.* [1999] grid with the global Quesnel grid [Quesnel *et al.*, 2009]. This grid is not interpolated and in consequence displays large data gaps. We are thus limited to observe the westward continuity of large-scale magnetic features. Major interpretations are thus made from observations based on the more precise and regional grid of Petkovic *et al.* [1999], built mainly from marine data. For the Antarctic margin, we used the gravity grid of Sandwell and Smith [2009] and the magnetic grid of Golynsky *et al.* [2012]. Horizontal gradient processing was applied in several directions on the gravity grids to highlight geological structures. Magnetic grids have not been reduced to pole.

Table 1. Acquisition parameters of the seismic surveys GA199, GA228 and GA229.

	GA199	GA228	GA229
Area	Great Australian Bight	Australian Antarctic Territory and Southern Ocean	Australian Antarctic Territory and Southern Ocean
Vessel	R/V Rig Seismic	R/V Geo Arctic	R/V Geo Arctic
Date	November 1997	January-April 2001	January-March 2002
Source	3000 cu. in. airguns	3660 cu. in. airguns	3660 cu. in. airguns
Coverage	40 fold	36 fold	36 fold
Shot interval	50 m	50 m	50 m
CDP spacing	12.5 m	12.5 m	12.5 m
Recorded length	16 sec	16.384 sec	16.384 sec

4. Seismic observations and interpretation approach

Thanks to high sedimentation rates, seismic lines from the Australia/Antarctica margins commonly image very well the sedimentary architecture and its relation to the underlying basement in the most distal domains of the margin. Several sedimentary sequences have thus already been identified along both margins [Totterdell *et al.*, 2000; Colwell *et al.*, 2006] and used to constrain the evolution of these margins, and particularly the emplacement of the first oceanic crust [Close *et al.*, 2007, 2009; Espurt *et al.*, 2009, 2012; Ball *et al.*, 2013]. However, we define our own sedimentary units, following a different interpretation approach from that used in these previous studies. Indeed, previous seismic sedimentary sequences were generally defined by the presence of major unconformities, while our method consists in defining several sedimentary units based on deformation criteria: each sedimentary unit is associated with either the deformation and/or formation of a particular basement unit (Figure 3). Indeed, the relative high sedimentation rates comparing to the rates of extension along these margins allow to record different deformation phases imaged in the distal margin. The main large-scale observation that can be made along these margins is that the successive sedimentary units downlap directly onto different acoustic basements oceanwards (Figure 3). This margin-scale downlap-geometry may be explained either by (1) onlapping of the sediments onto a former high and subsequent rotation of the sedimentary sequence, or (2) by creation of “new” top basement by either tectonic exhumation, magmatic accretion or a combination of the two. The lack of evidence for a former basement high as well as of erosional unconformities leads us to favour the formation of “new” basement surfaces that goes in hand with the deposition of new sediments. Linking the emplacement of “new” basement with the deposition of sedimentary units enables to better characterize the age progression of deformation in the distal rifted margins and to link nature of crust to the architecture of sedimentary sequences. The specific architecture of one sedimentary unit is recognisable along the whole central segment (Figure 3).

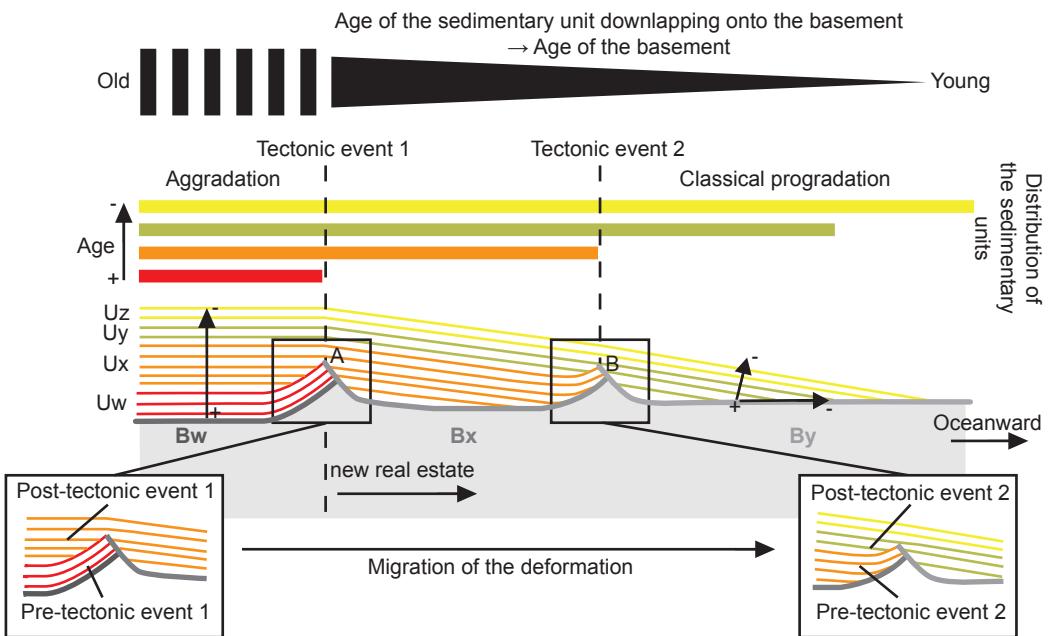


Figure 3. Cartoon illustrating the key seismic observation and interpretation approach proposed in this paper. Uw, Ux, Uy and Uz represent different sedimentary units of decreasing age. Bw, Bx and By correspond to different basement units identified in the margin.

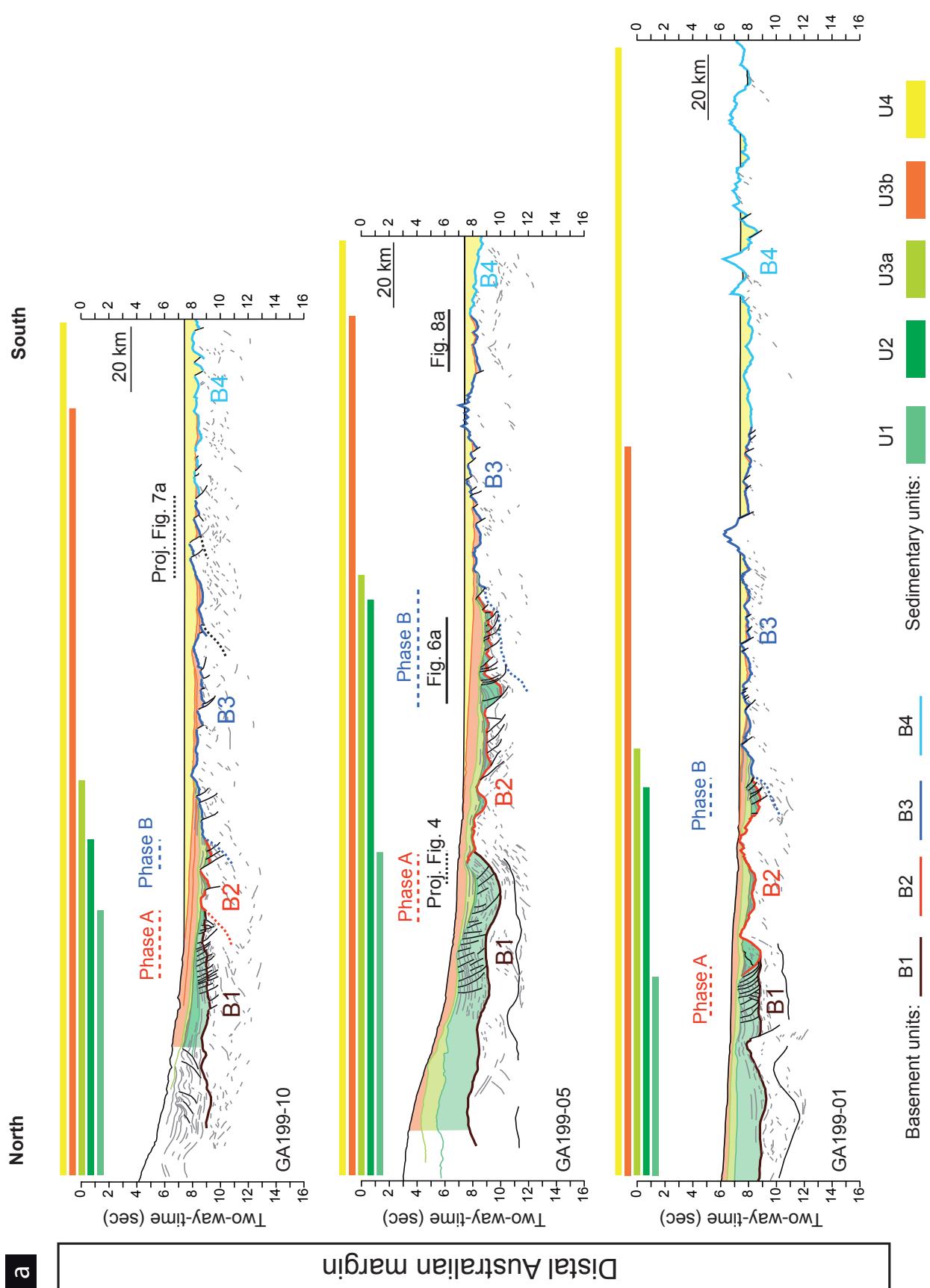
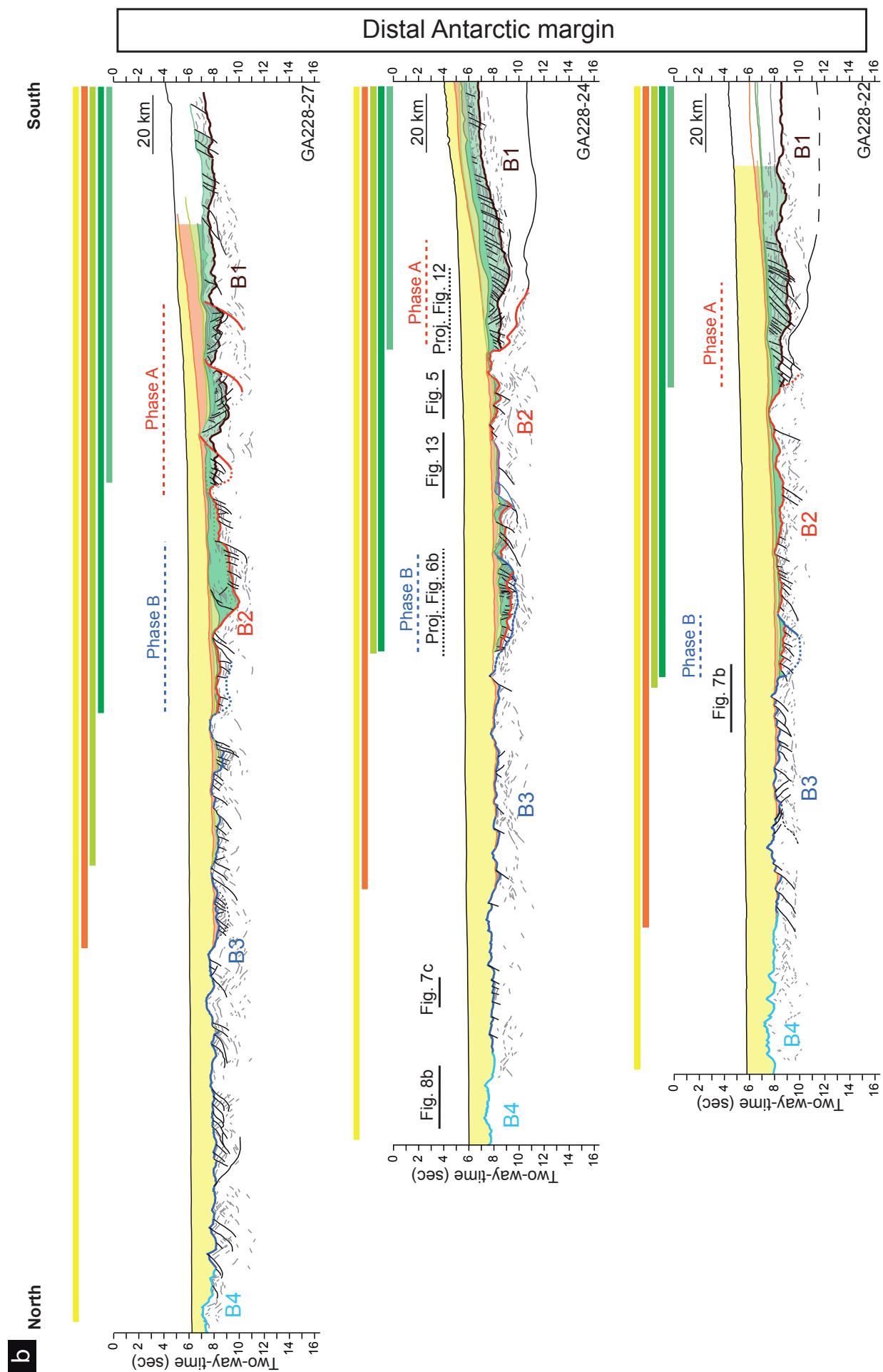


Figure 4. Interpreted seismic lines presented in this paper: (a) Australian lines GA199-01, 05, 10; (b) Antarctic lines GA228-22, 24, 27 (for location see Figure 1). Sections showing distribution of the different sedimentary and basement units, as well as the locations of the different zooms (in dashed line if example was taken from a neighbouring seismic line and projected). Phase A and Phase B represent the two major systems of deformation identified in the seismic lines.



The overall sediment architecture is reminiscent of that of a “sag sequences” described from the South Atlantic rifted margins [Unternehr *et al.*, 2010; Masini *et al.*, 2012]. We notice that each sedimentary unit shows a change from post-, to syn-, to finally pre-tectonic going from proximal to more distal parts of the margin (Figure 3). This sedimentary architecture highlights a migration of the deformation toward the ocean during the latest stages of the margin development and shows that terms such as pre-, syn- and post-rift sediments or the concept of the “breakup” unconformity cannot be applied at the scale of the whole rifted margin (e.g. Péron-Pinvidic *et al.* [2007]; Masini *et al.* [2013]). Moreover, it suggests that the evolution of the margin is marked by “punctual” tectonic events during final stages of deformation. Of major interest is to document if these events are symmetric or asymmetric, stepping or progressive on the scale of the margin, and how far magmatic processes contribute to the formation of “new” basement in the most distal parts of the Australia-Antarctica margins.

5. Sedimentary and basement units defined in the distal margin

Totterdell et al. [2000] proposed a subdivision into several stratigraphic sequences for the Australian margin based on the study of seismic data and exploration wells along the Bight Basin. The authors defined different sedimentary super-sequences that have been dated using biostratigraphy, serving as reference for most studies along the Australian margin. It is then possible to date sequences defined along the Antarctic margins using a thorough correlation. In this study, the sedimentary units were defined according to sedimentary deformation criteria. This different approach results in discrepancies with the units defined by *Totterdell et al.* [2000], *Colwell et al.*, [2006], and *Close et al.*, [2007]. Moreover, the stratigraphic sequence of *Totterdell et al.* [2000] has been built from data originating from the proximal continental shelf, whereas our work is focused on the most distal part of the margin. In this context, the lithology and age comparison that we propose in Table 2 has to be used with caution and may represent only a global guide since no drill hole calibration is possible for this domain.

Table 2. Correlation between sedimentary supersequences defined by *Totterdell et al.* [2000] and tectono-sedimentary units of this study.

Tectono-sedimentary units	Supersequences (<i>Totterdell et al.</i> 2000)	Age (<i>Totterdell et al.</i> 2000)	Lithology (<i>Totterdell et al.</i> 2000)
U1	Blue Whale and White Pointer	Cenomanian – Mid-Albian	Blue Whale: Principally marine siltstone (represents the first major marine flooding event). White Pointer: Fluvial to lagoonal siltstone and mudstone
U2	Tiger	Turonian – Santonian	Marginal marine to marine mudstone
U3a	Hammerhead	Late-Santonian – Maastrichtian	Deltaic sediments (sandstone and mudstone)
U3b	Wobbegong	Paleocene – Early-Eocene	Marginal marine to deltaic sandstone and minor siltstone
U4	Dugong	Mid-Eocene – Pleistocene	Basal coarse sandstone overlain by a monotonous carbonate succession

In the following paragraph, sedimentary and basement units are described from the proximal to the more distal parts of the distal margin. As the deformation structures enable to link and define the relative age of the sedimentary units relative to the formation of the “new” basement, we also include their description

in this part. The identification of the different units is based on recurrent observations on several seismic lines of the GA199 and GA228 surveys. 6 lines are shown in this paper (Figure 4). In order to highlight some key observations, we show some zooms documenting the critical observations on which our work is based on.

Sedimentary Unit 1 (U1) and Basement Unit 1 (B1)

U1 represents a relatively important unit (around 2 sec TWT thick) consisting of flat lying sediments, deposited in a wide basin extending over ca 130 km across the Australian and Antarctic margins. The sediments are well stratified as indicated by high reflectivity, in particular at the base of the formation (Figure 5). This unit corresponds with the MS4 mega-sequence of *Close et al.*, [2007]. The southern boundary of

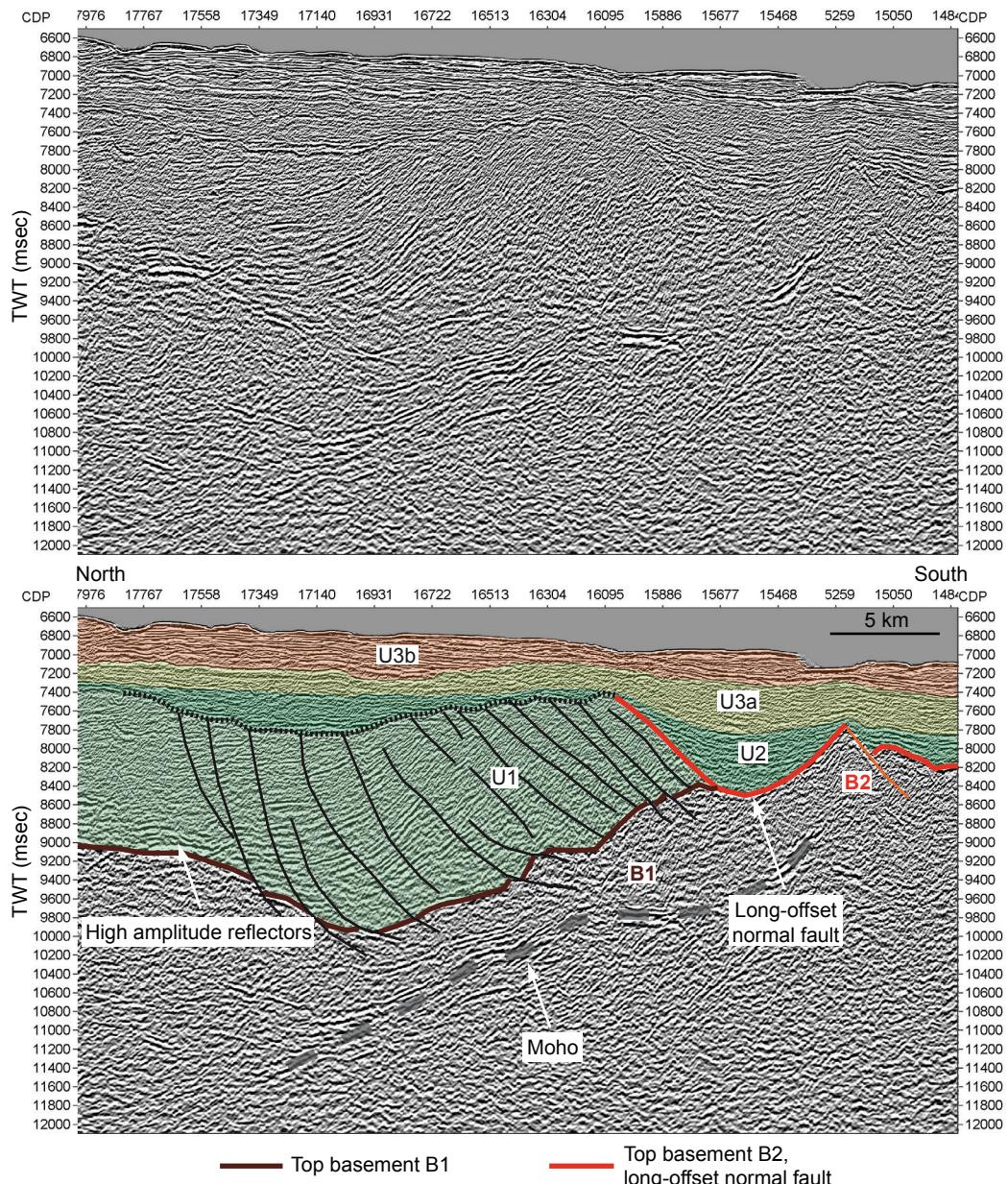


Figure 5. Zoom of seismic line GA199-03 (Australian margin) showing the edge of the thinned back-rotated basement B1 and the overlying faulted sedimentary unit U1. The thick red line shows the occurrence of a major long-offset normal fault marking the end of U1. The dashed grey line shows a continentward dipping reflector, interpreted as the Moho. Faults in black affect the basement B1 and the sedimentary unit U1. Faults in orange affect the basement B2 and the sedimentary unit U2. Dotted black line corresponds to a clear stratigraphic contact between U1 and U2.

U1 at the Australian margin is marked by numerous small-offset normal faults, some affecting the underlying basement (B1). However, they do not create important offsets at the top-basement. The distal termination of U1 and B1 shows a specific tectonic feature, as they are both over-tilted by a large-offset fault (in thick red in Figure 5). Both units cannot be recognised oceanward of this structure. The large fault clearly develops after deposition of U1. This specific architecture is illustrated in Figure 3 and referred to as “Tectonic event 1”. At the Antarctic margin, the area with small-offset normal faults is wider. Here, the termination of U1 and B1 is more progressive. The top of U1 locally shows “toplaps” along the two conjugate margins. This unconformity has already been identified at the Antarctic margin by *Eittreim et al.* [1985] (horizon K1) and by *Colwell et al.* [2006] (horizon *tur*, corresponding to a Turonian age after comparison with the study of *Totterdell et al.* [2000]). At the two margins, B1 displays an internally complex structuration and its base is locally marked by a reflector of high amplitude (Figure 5), which could correspond to the Moho. This reflection quickly rises oceanwards. The top of B1 is relatively deep (around 8-9 sec TWT) and is highly reflective and chaotic, making it generally difficult to distinguish from the overlying unit U1. However, it is punctuated by several basement highs, which are related to large-offset normal faults that sometimes affect the reflection interpreted as Moho. Above these highs we can generally observe small perturbations in the sediments: reflectors are slightly deformed and disturbed.

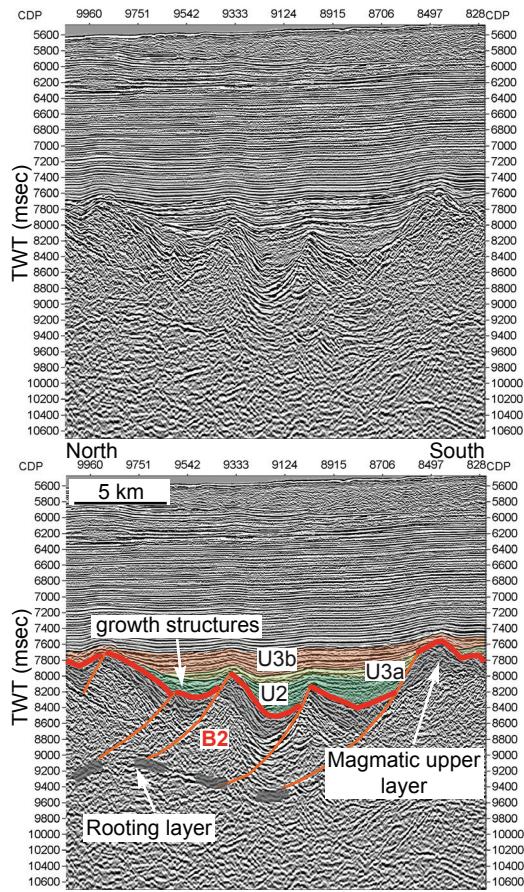


Figure 6. Zoom of seismic line GA228-24 (Antarctic margin), showing the basement B2 affected by normal faults. The thick red line corresponds to the top of the basement B2. The upper reflective layer is well visible and imaged in grey. The sedimentary unit U2 displays syn-deformation structures linked to movements along the normal faults (in orange).

Sedimentary Unit 2 (U2) and associated Basement Unit 2 (B2)

The footwall of the fault marking the termination of U1 and B1 is well imaged by the lateral onlap of a well-stratified younger unit, referred to as U2 (Figure 5). U2 is part of the MS4 sequence defined by [*Close et al.*, 2007]. U2 seals the normal faults and the deformed sediments in U1 on both margins and directly lies on a newly created basement referred to as B2. The internal structuration of B2 appears complex and chaotic, showing often reflectors of high amplitude. The base is not visible and the top is rough, chaotic and very reflective. B2 is locally affected by normal faults with large offset, which are syn- or post-deposition of U2 (growth structures can be observed at the Antarctic margin, Figure 6). At the Antarctic margin these faults cut an upper basement layer composed of continuous and high amplitude reflectors (in grey, Figure 6). The distal end of the sedimentary unit U2 (and of the associated basement unit B2) is marked by the presence of intense faulting and tilted blocks along the two margins (Figure 7a and b). These faults clearly affect the whole sedimentary unit U2 and the basement B2, and root on a reflector of high amplitude, which raises oceanwards towards the seafloor. This deformation phase thus post-dates the deposition of U2.

At the Antarctic margin, this faulted area forms a small isolated basin filled by U3 (Figure 7b). The fault on

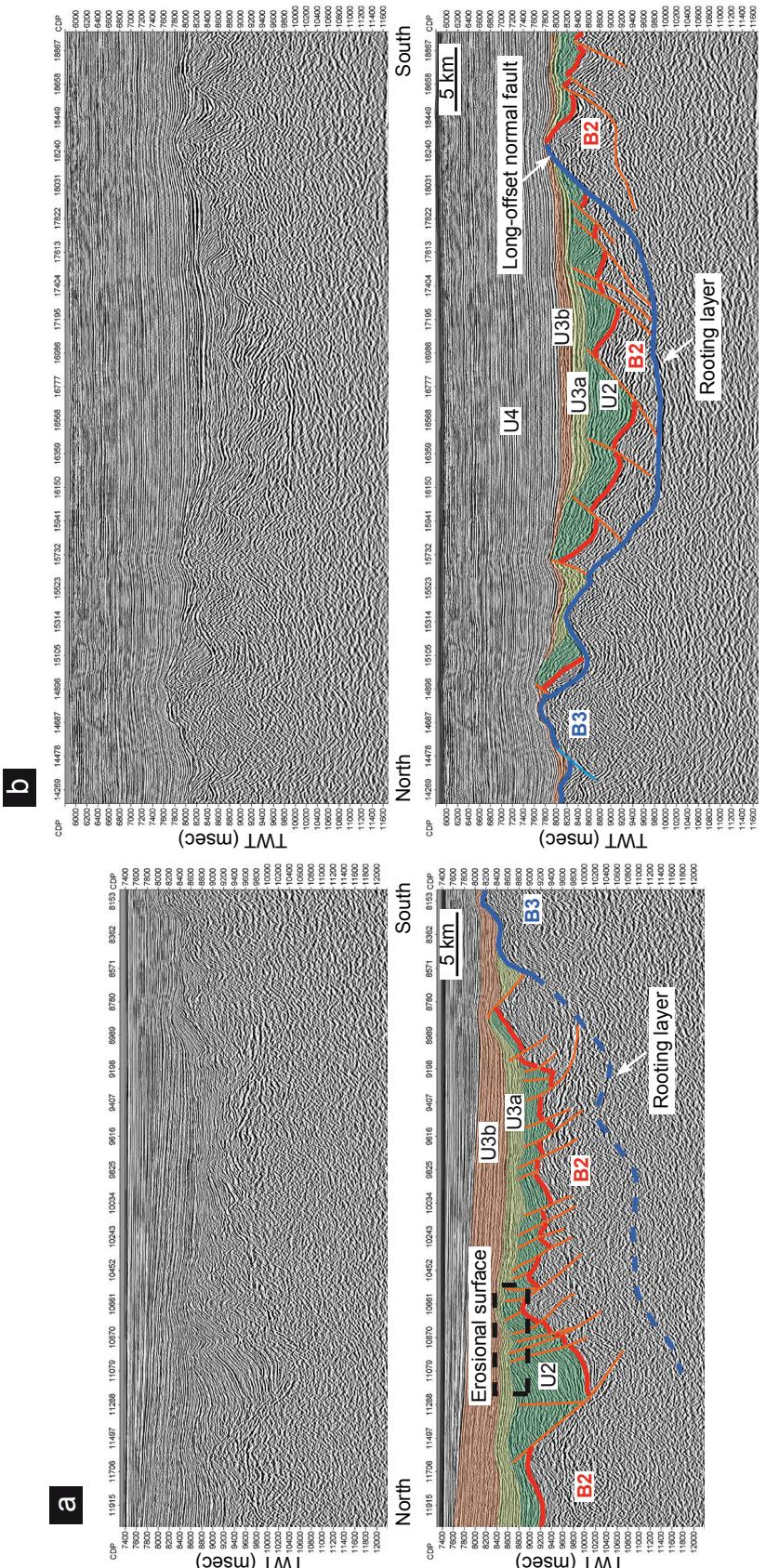


Figure 7. (a) Zoom of seismic line GA199-05 (Australian margin) showing faults affecting the U2 sedimentary unit and the basement B2. These faults seem to root on a deep intrabasement reflector which seems to be related to the long-offset normal fault represented in blue. Toplaps are also visible at the top of U2 (dashed box). The sedimentary unit U3 seals this second phase of deformation. (b) Zoom of seismic line GA228-25 (Antarctic margin) showing an isolated and faulted basin. These faults (in orange) affect the basement B2 and the sedimentary unit U2. They root on a deep reflective layer, which appears to be the signature of a long-offset normal fault (in thick blue).

the southern basin border shows over-tilted blocks. At the Australian margin, U2 locally shows toplaps (dashed box, Figure 7a), principally above the faulted blocks.

Sedimentary Units 3 (U3a and U3b) and associated Basement Unit 3 (B3)

U1 and U2 are overlain by a third younger sedimentary unit, referred to as U3a. It partially corresponds to the MS2/3 mega-sequence of *Close et al.*, [2007]. At the Australian margin, this unit clearly seals the faults affecting U2 and B2 as well as the deformed sediments in U2. However, on some locations, U3a appears to be syn-tectonic, forming syn-depositional structures (Figure 6 and 7). Oceanwards of U2, U3a directly overlies a new basement B3. This sedimentary unit appears less stratified than U2, with internal reflectors generally of low amplitude that are difficult to follow laterally. The end of this unit is not associated with a clear deformation structure and thus does not mark the termination of the basement B3.

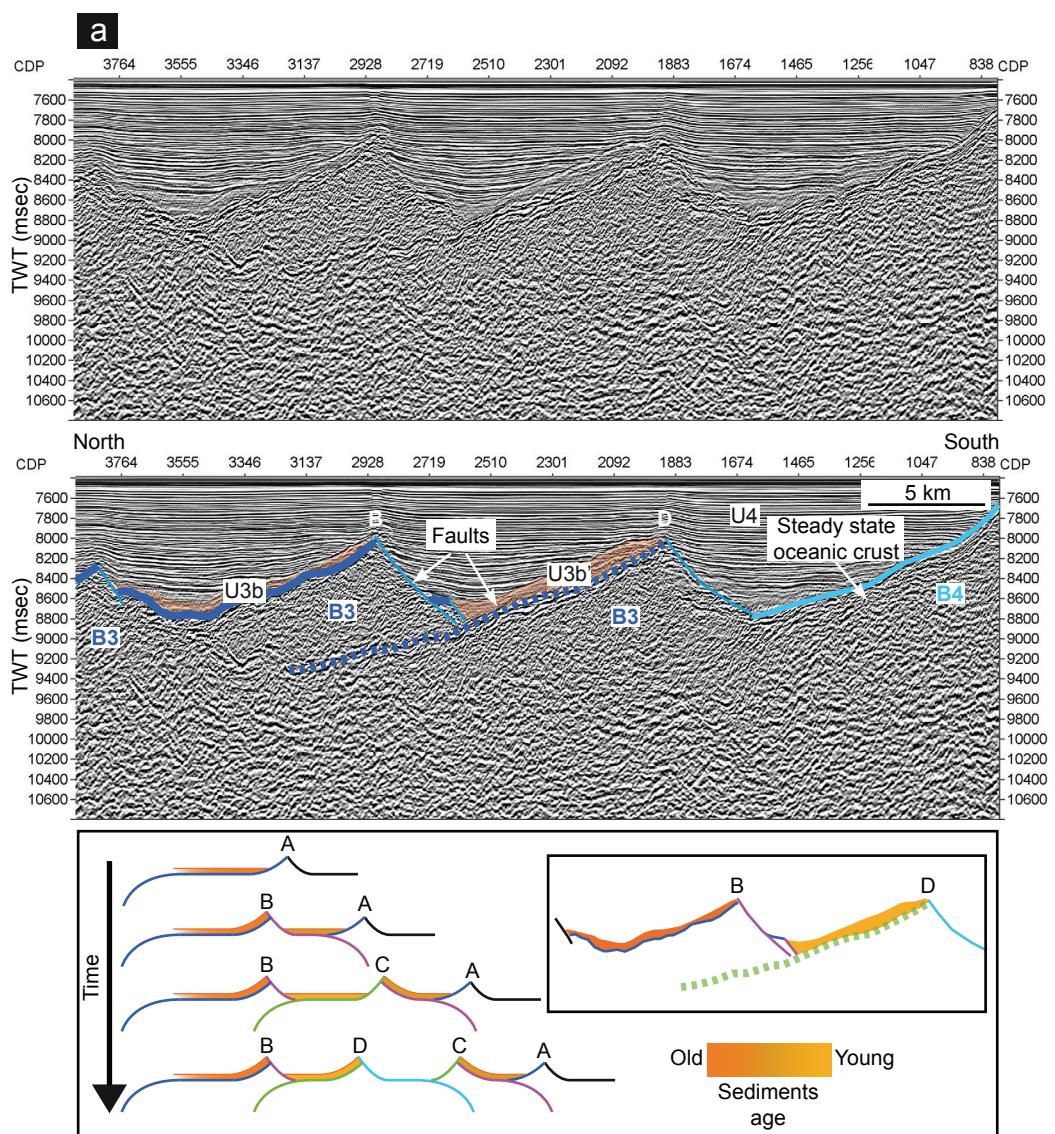
The younger sedimentary unit U3b appears well stratified and shows reflectors of moderate amplitude. The top of this unit presents high amplitude reflections. U3b is generally not perturbed by deformation. Along the Australian margin we can see that the whole unit is clearly tilted oceanwards, downlapping onto the underlying unit U3a and the new basement B3 (Figure 7a). In the most distal part, the seismic facies of U3b changes and the unit appears more transparent. It is tilted above fault-bounded tilted blocks. At the Antarctic margin this architecture is less clear due to an extremely thin unit (Figure 7b). At this margin U3b “onlaps” on a higher basement (that we always interpret as B3 due to the similarity of the internal structuration) and is no more observed further oceanwards (see in Figure 4b, lines GA228-24 and 27). The basement B3 appears complex, with lateral variations of morphology along the margins and between the two margins. Indeed, in the western GAB, we can observe large seamounts (e.g. line GA199-01 and GA199-05, Figure 4a) with important roughness and normal faults, which do not affect the overlying sediments. On the contrary, in the eastern GAB, B3 has a completely different morphology: there are no seamounts, and we find large and regular tilted blocks (e.g. line GA199-10, Figure 4a). These blocks are created by a complex system of faults (Figure 8a), which have been previously interpreted as normal faults (Figure 8 in *Sayers et al.* [2001]). However, these faults do not appear to have a typical geometry of normal faults. Indeed, the apparent fault does not root at depth but on another flatter, continentward dipping fault, which constitutes the top of the juxtaposed basement block. This last could be interpreted as the footwall of the apparent fault but the flat-lying strong reflection suggests that it is the hangingwall of a more recent fault. We thus have two generations of faults with extremely different angles creating these basement blocks, with the top basement corresponding to a fault surface. The distance between two breakaway points (B and D on Figure 8a) is approximately of 12 km. The sedimentary unit U3b is also affected by this deformation. On the contrary, at the Antarctic margin, B3 generally appears more flat and intensively faulted. It displays a complex internal structuration, and a highly reflective top with important variations of the roughness of the top basement. The numerous normal faults seem all to root on a deep reflective layer (Figure 8b), some faults creating important offset and over-tilted blocks. In some places, faults are visible at depth but their signature at the basement top is not clear. The offset is more or less visible but blocks are ill-defined and the breakaway seems overprinted by volcanic additions (Figure 8b and 8c). Instead of being asymmetric, faulted blocks tend to be more symmetric or dome shaped.

Sedimentary Unit 4 (U4) and associated Basement Unit (B4)

The last sedimentary unit, U4 (corresponding to the MS1 mega-sequence of *Close et al.*, [2007]),

lays on a major unconformity surface above U3b. This major unconformity has been interpreted as Eocene in age by Colwell *et al.*, [2006]. The unit U4 is not affected by tectonic deformation. It is deposited on the previous units and directly onto the new basement B4. At the Australian margin, the transition between B3 and B4 is generally marked by the termination of U3b on a tilted block of B3 (Figure 9a). At the Antarctic side, the boundary between B3 and B4 is less evident as U3b is not as widespread as on the Australian margin, U3b being limited oceanwards by the elevation step of basement B3. The boundary between B3 and B4 is in this case localized thanks to their differences in faulting and intern structuration. Moreover, the top of B4 is highly reflective and irregular. Its base is sometimes visible around 10 sec (TWT) (Figure 9a). At the Australian margin, on western lines, B4 is affected by punctual large seamounts, which are not aligned along the margin (e.g. line GA199-01 on Figure 4a). At the Antarctic margin we can observe high basement structures with an important roughness associated with basement reflections (Figure 9b). This structure has a width of approximately 11 km and is higher than the surrounding basement of ca 0.6 sec (TWT).

All these sedimentary units (U1 to U4) can be identified on all the seismic lines interpreted in this study. Particularly, we identified two main systems of deformation, referred to as “Phase A” (corresponding to the U1/B1 termination) and “Phase B” (corresponding to U2/B2 termination) (Figure 4).



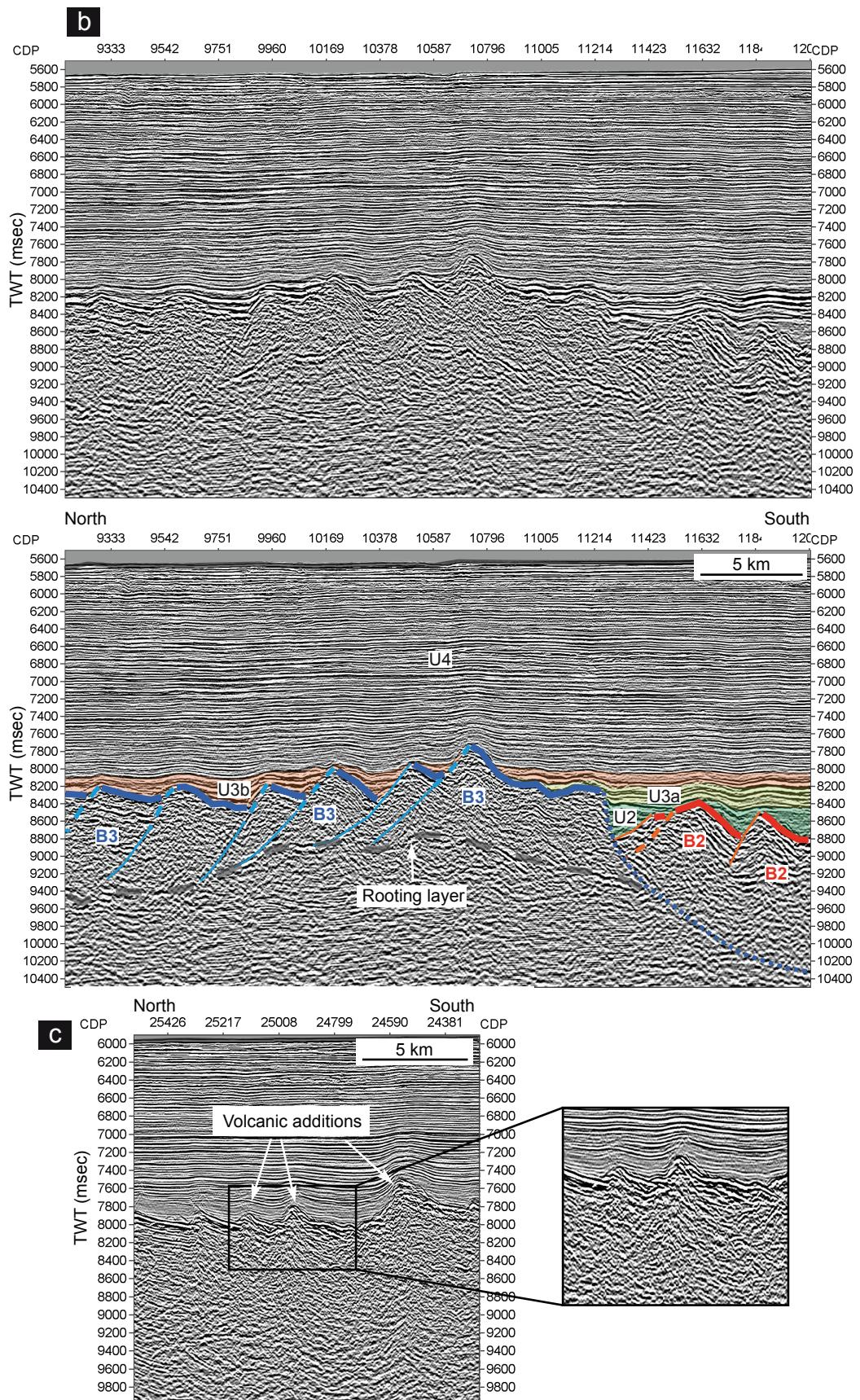


Figure 8. (a) Zoom of seismic line GA199-07 (Australian margin). Complex system of faults in the basement B3, in the eastern GAB, interpreted as flip-flop faults. For comparison see also structures shown in Figure 5 in Sauter et al. [2013]. (b) Zoom of seismic line GA228-22 (Antarctic margin). Faults rooting on a deep reflective layer, some creating over-tilted blocks. Fault signature disappears near the top basement, the breakaway point seems to be overprinted by volcanic additions. Faults in light blue affect the basement B3 and the sedimentary unit U3. (c) Zoom of seismic line GA228-24 (Antarctic margin). We can see normal faults overprinted by volcanic additions.

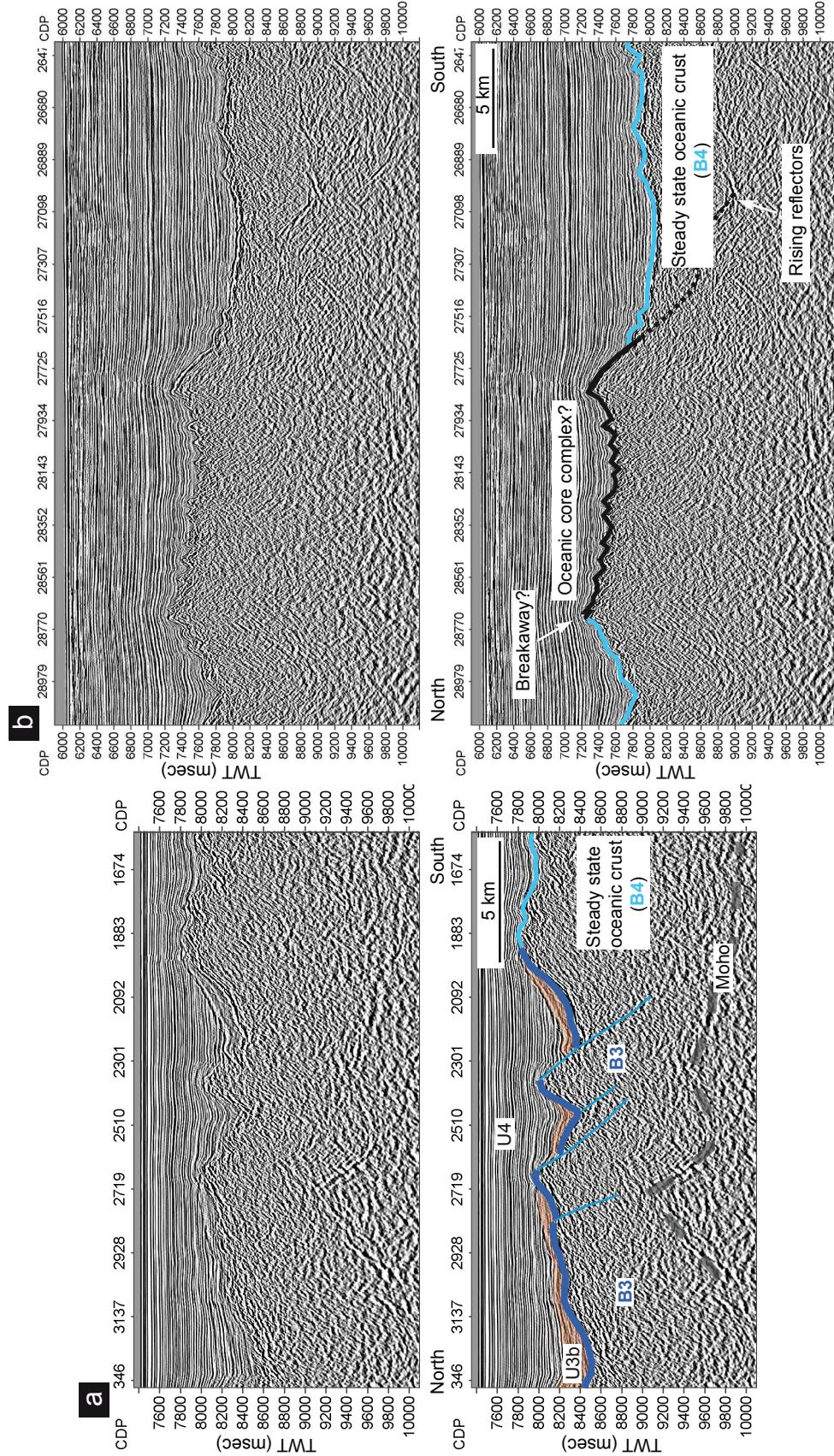


Figure 9. (a) Zoom of seismic line GA199-05 (Australian margin). Termination of basement B3 and onset of basement B4 representing the steady state oceanic crust. The Moho is visible around 10 sec (TWT), with depth variations near the basement transition. (b) Zoom of seismic line GA228-24 (Antarctic margin). Rough and high structure in the basement B4, associated with intra-basement reflectors.

6. Domains of the distal margin

In the previous chapter, seismic observations allowed us to define different crustal domains based on the distribution and architecture of sedimentary units. The boundaries between these domains are sharp and can be recognized on all seismic lines along the margins. Each basement boundary coincides with a characteristic potential field signal, either with clear and more or less continuous anomalies, or with global changes in the potential field signal. Mapping these seismic boundaries on the potential field maps shows that the related potential field boundaries (A/A', B/B', C/C' and D/D', Figure 10) separate areas with characteristic signals, which define laterally continuous domains. These specific signatures of the basement domains allow to interpret their location further to the west, where very few seismic lines are available. In the following part, we describe the major geophysical characteristics (gravity, magnetics and sonobuoys results) and nature of basement based on dredged rocks to typify the different domains previously defined in seismic reflection sections.

Domain 1

Domain 1 presents a symmetric width between the conjugate margins. It is 140 km wide (N-S direction) on both margins and correlated with a large negative gravity anomaly and a quiet negative magnetic zone. It is delimited continentward and oceanward by two important gravity anomalies (A/A' and B/B', Figure 10a and b). The A/A' anomaly is relatively continuous along the two margins and is almost parallel to the coastline. In the Diamantina Zone, the A anomaly seems to be cut and shifted in a dextral movement by the Leeuwin Fracture Zone (Figure 10a). As already noted by *Close et al.*, [2009], the B/B' gravity anomaly is associated with an important and laterally continuous positive magnetic anomaly (Figure 10c) interpreted as the anomaly C34 [*Tikku and Cande*, 1999; *Whittaker et al.*, 2007] (Figure 11b). However, this anomaly appears patchy and irregular. We lose the signal of these gravity anomalies near the Leeuwin Fracture Zone (LFZ) at the Australian margin and near the Vincennes Fracture Zone (VFZ) at the Antarctic margin. Even if this domain appears to lie in an area without clear magnetic lineations and previously interpreted as the quiet magnetic zone [*Talwani et al.*, 1979; *Cande and Mutter*, 1982], the magnetic map shows several positive patches (Figure 9c). We cannot see any organization between these patches, but they are more present in the western part of both margins. Moreover, velocities obtained from the sonobuoys solutions [*Talwani et al.*, 1979; *Sayers et al.*, 2001] show variable values for this basement: Basement velocities are more elevated (superior to 7,2 km/s) in the western part of the GAB than in the central part (between 5,8 and 7,1 km/s) (Figure 10a). This domain coincides with the wide basin observed on the seismic lines, where we find the basement B1 and the sedimentary unit U1. On the seismic lines, A/A' anomaly corresponds to the necking zone (outside the imaged part on the presented lines). The B/B' anomaly is associated with the termination of the basement B1 and with the first main system of deformation (Phase A).

Domain 2

Domain 2 is bordered by the B/B' gravity anomaly and oceanwards by a discontinuous and weak anomaly (C and C') in the central GAB and Wilkes Land, which appears more clearly on the map of the horizontal gradient of gravity (Figure 10b). The B/B' boundary represents a slight increase of the gravity signal for Domain 2 compared to Domain 1. Westward of the GAB, C/C' could correspond to a prominent basement ridge visible on some seismic lines (GA187-01 line on Figure 4 in *Direen et al.* [2007]) whose

signal is clearly visible on the gravity map. In addition to the magnetic anomaly 34y, Domain 2 also shows partially the presence of a magnetic lineation. This lineation is interpreted as the 33o magnetic anomaly [Tikku and Cande, 1999; Whittaker *et al.*, 2007] (Figure 11b). However, these anomalies are laterally patchy, as the signal appears highly irregular and is sometimes interrupted, indicating either that the record of magnetic signal is possible but irregular or that the data acquisition is bad. Domain 2 corresponds to the basement B2 and the C/C' anomalies coincide with its oceanward termination, i.e. with the second main system of deformation (Phase B). The available velocity data in this domain display low upper crustal velocities, from 4.5 to 6.65 km/s, with a gradual increase with depth. Moreover, some dredges argue for the presence of basalts and gabbros in the Western Australian margin [Beslier *et al.*, 2004].

Domain 3

Domain 3 displays several prominent gravity anomalies along the two margins. These anomalies are only present in the western part of the GAB (west of 125°E) and in the Diamantina Zone at the Australian margin. At the Antarctic margin, they appear west of 110°E. Domain 3 corresponds to the basement B3 and is correlated with a change in the gravity and magnetic pattern. Its proximal boundary is the C/C' and its distal boundary is the D/D', which corresponds to the most distal prominent gravity anomaly. In the GAB/Wilkes Land sector, the C/C' boundary is marked by an increase of the gravity oceanward (Figure 11a). At the Antarctic margin, the gravity gradient map highlights another boundary (shown in dashed line in Figure 10b), which corresponds with an elevation step in the top-basement B3 and to the termination of the U3b unit (Figure 4b). Domain 3 also contains magnetic lineations, but the bad data coverage of the Quesnel grid in this area makes them difficult to follow between the GAB and the Diamantina Zone, where no magnetic anomaly has been identified before the C20 [Tikku and Cande, 1999]. However it can be noticed, in particular along the Antarctic margin, that the anomalies present in this domain are more regular in shape than those in the Domain 2. This domain displays anomalies interpreted as isochrons 32y to 24o at the Australian margin and 32y up to 20o at the Antarctic margins. In the GAB, some seamounts observed in the basement B3 (purple stars, Figure 11a) on the seismic lines are aligned and associated with a linear gravity and magnetic anomaly, which appears in the continuity of the prominent gravity anomalies to the West (Figure 11a). Dredges in this domain have shown the presence of serpentinized peridotites, basalts and gabbros [Beslier *et al.*, 2004].

Domain 4

Domain 4 is defined by a high gravity signal. This general increase in the gravity content is marked by the boundary D/D'. Along the Antarctic margin the magnetic signal over this domain presents more regular magnetic lineations, well defined and well-shaped. Several sonobuoy solutions show crustal velocities ranging between 6.2 and 7.1 km/s, with a Moho at 11-12 km depth (below sea-level) [Talwani *et al.*, 1979]. This domain corresponds to the basement B4. Some seamounts observed on the seismic lines are present in this domain but they don't display any clear alignment (Figure 11a). Furthermore, no clear gravity ridge can be observed.

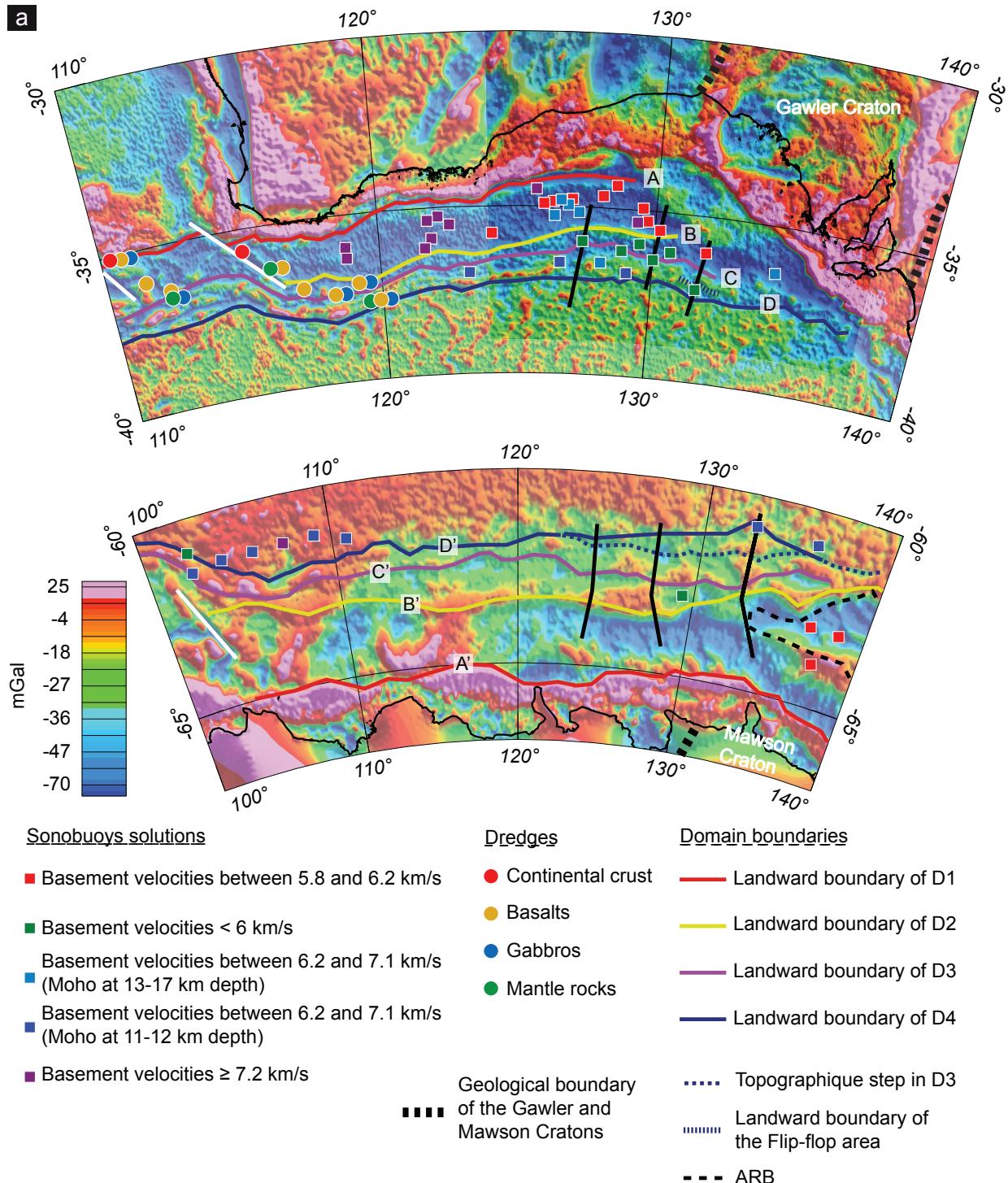
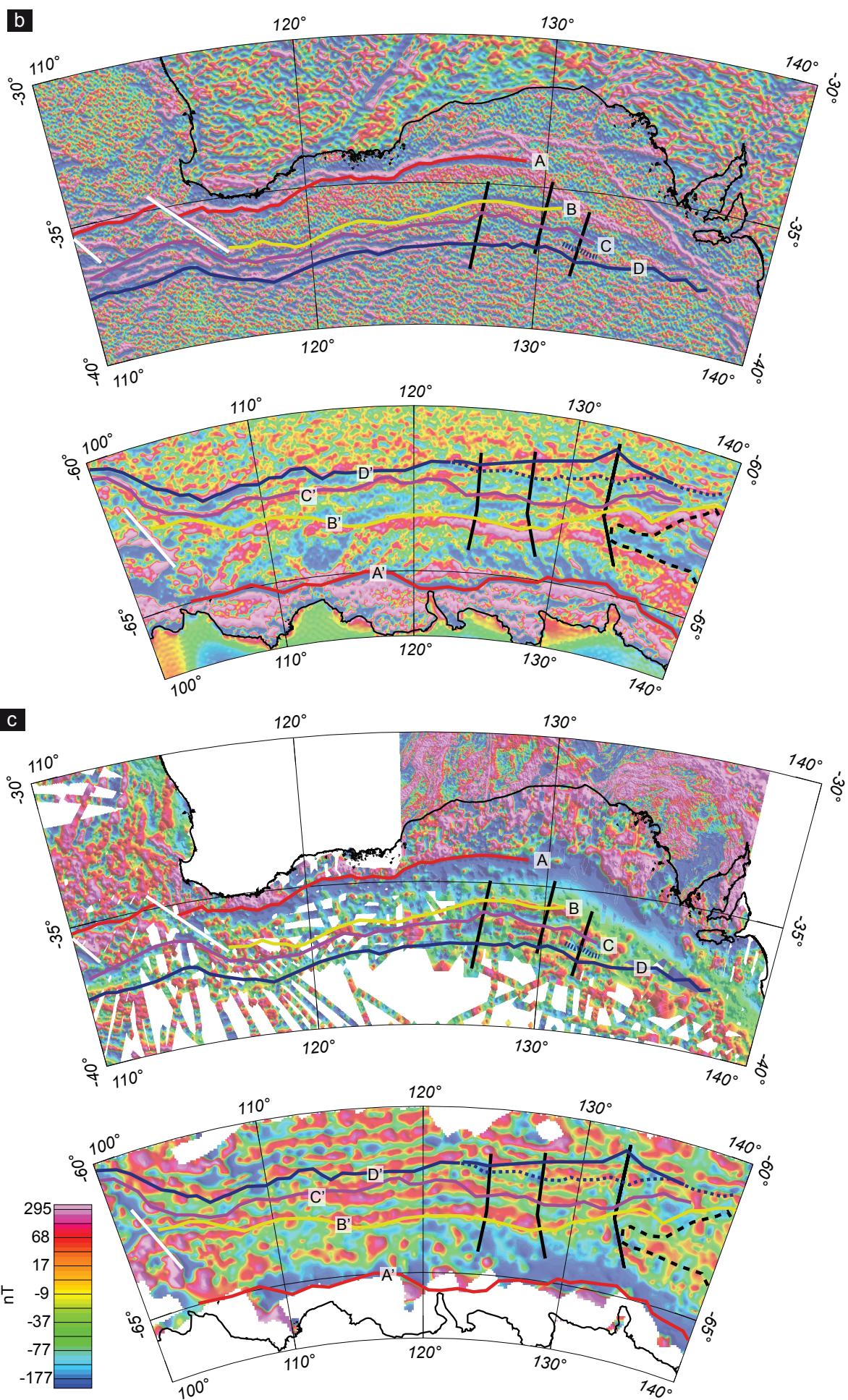


Figure 10. (a) Free-air gravity anomaly map of *Sandwell and Smith*, [2009] and *Petkovic et al.*, [1999]. (b) North-South horizontal gradient of free-air gravity anomalies derived from *Sandwell and Smith*, [2009] and *Petkovic et al.*, [1999] maps. (c) Vertical gradient of magnetic anomalies derived from *Quesnel et al.*, [2009] and *Petkovic et al.*, [1999] for Australia and *Golynsky et al.*, [2012] for Antarctica. A, B, C, D represent the anomalies marking the boundaries of the different domains at the Australian margin. A', B', C', D' represent the anomalies marking the corresponding boundaries of the same domains at the Antarctic margin. Coloured squares represent sonobuoy results and circles represent location of dredges. White lines correspond to the Fracture Zones, black lines correspond to seismic lines imaged in Fig. 4. Legend given in the figure (a) is the same for figures (b) and (c). Maps projection: Polar stereographic; Ellipsoid: WGS84.



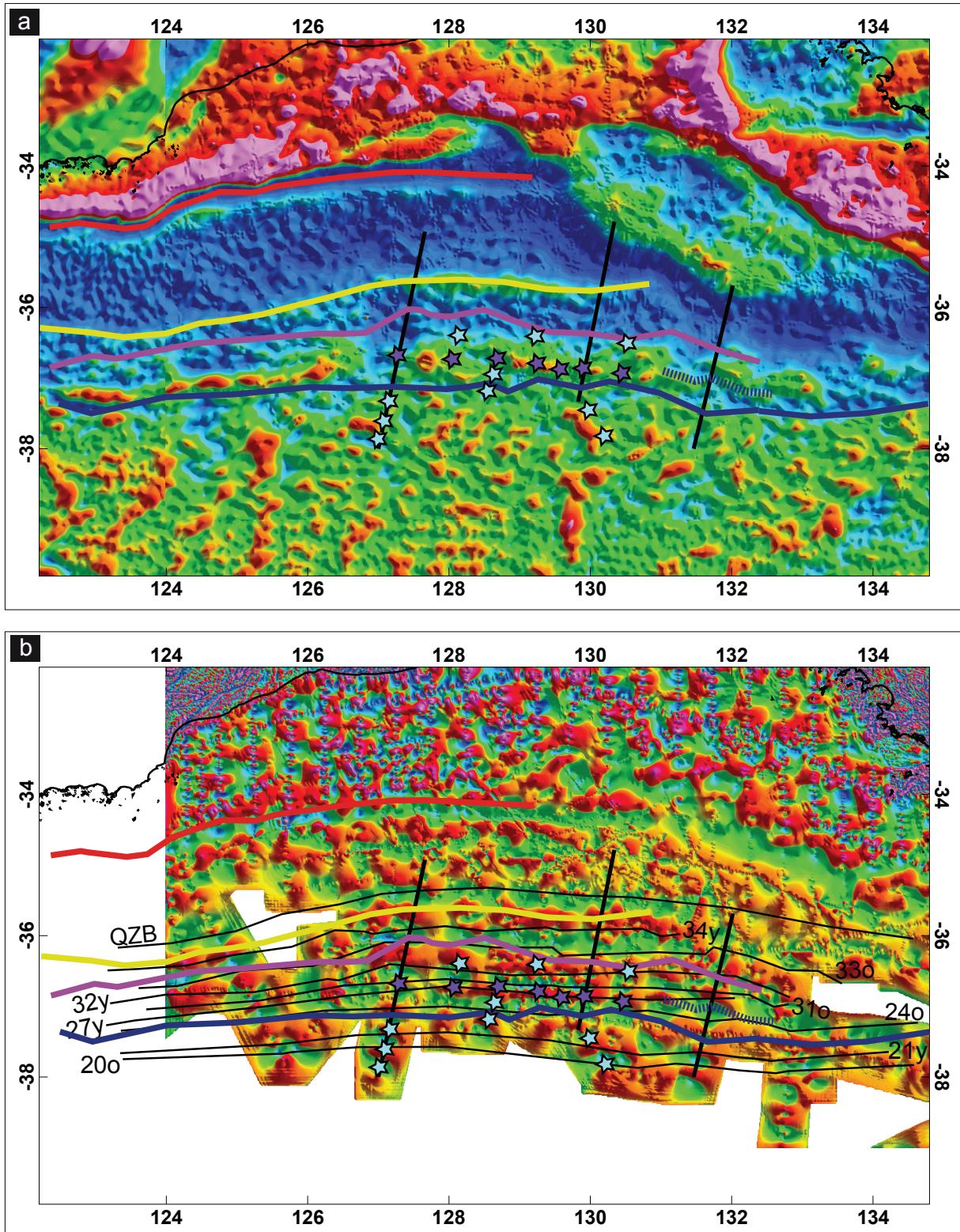


Figure 11. Zoom of the GAB region showing locations of seamounts (stars) identified on seismic sections of the GA199 survey. (a) Free air gravity map of Petkovic et al. [1999]. (b) Magnetic vertical gradient map (Petkovic et al. [1999]). In violet: aligned seamounts correlating with a gravity and magnetic anomaly; in light blue: seamounts which don't display a clear organisation nor a strong correlation with magnetic and gravity anomalies. For comparison the magnetic anomaly interpretations of Whittaker et al. [2007] (thin black lines) have been added.

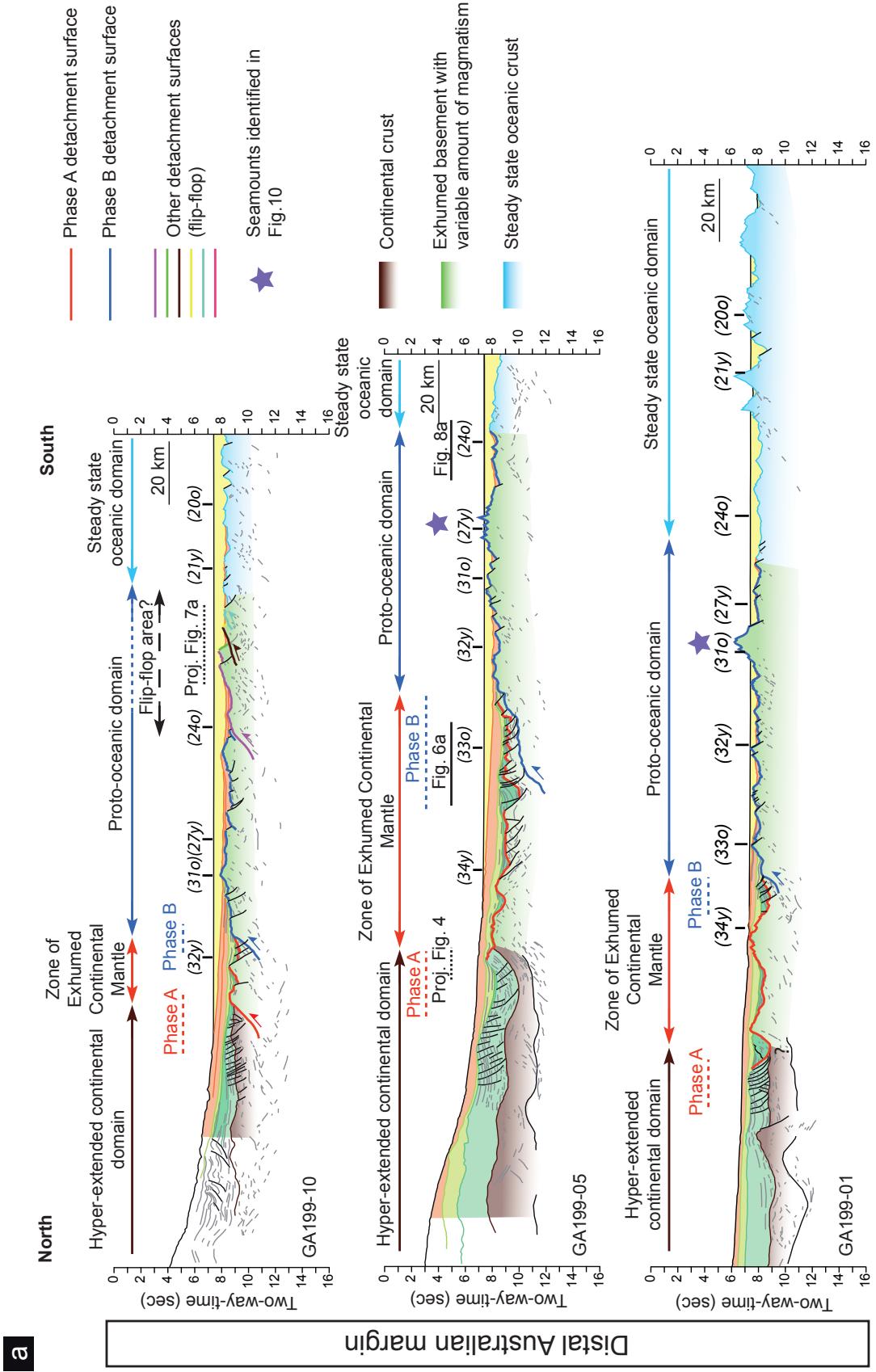
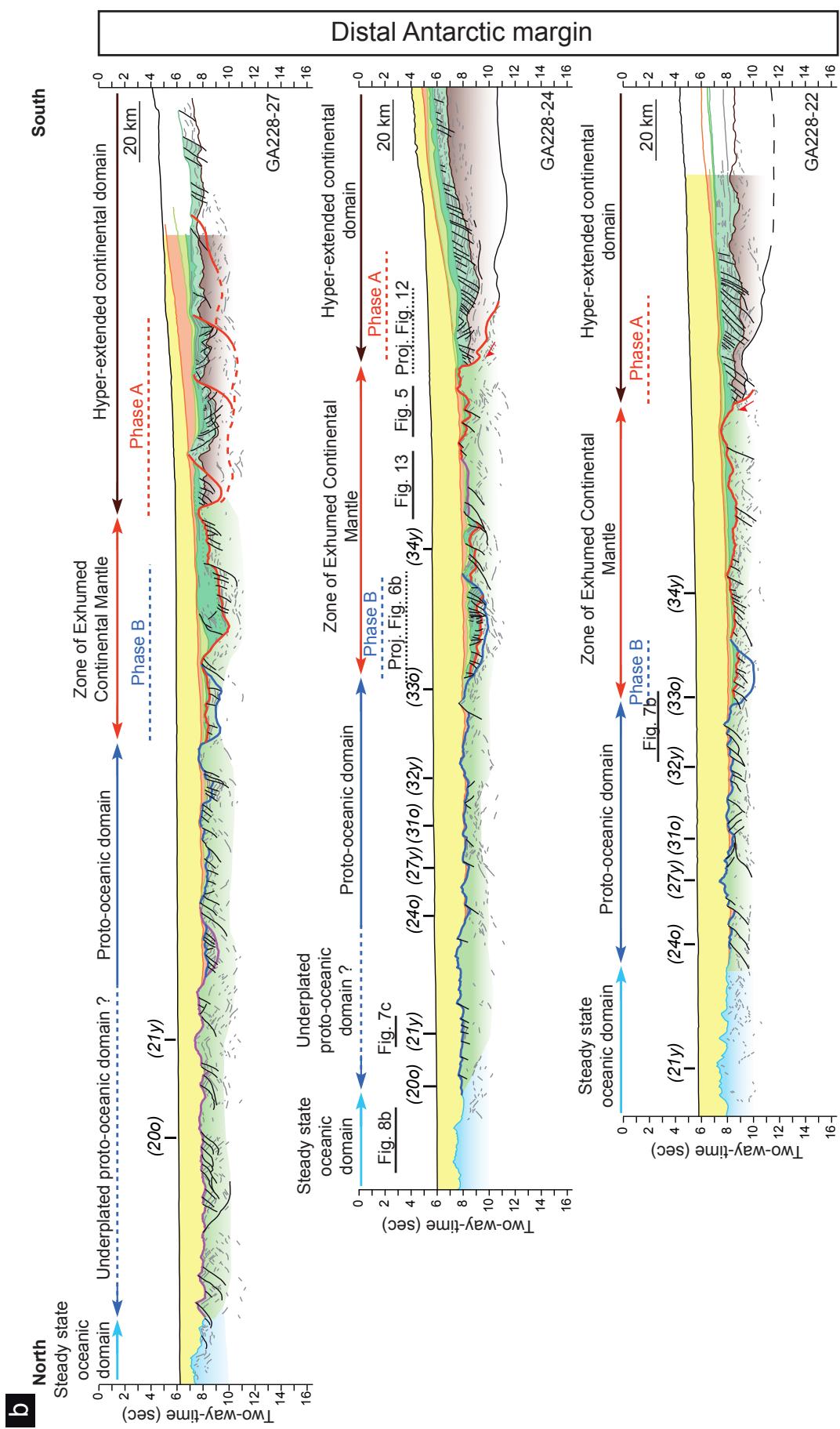


Figure 12. Seismic lines with basement interpretation. The two main deformation phases are clearly visible all along the margin. (a) Australian margin; (b) Antarctic margin. Magnetic anomaly interpretations from Whittaker *et al.* [2007].



7. Discussion

7.1. Nature of basement

Seismic observations, supported by dredge results and potential field data enable us to describe different basement units and to define different domains in potential field maps. The fact that basements domains and their boundaries can be defined in reflection seismic sections and recognized in potential field maps along the conjugate margins indicates that the basement units are different in terms of their thickness and/or composition. Following our observations, we thus propose lithologies for the different basement units of these distal margins (Figure 12):

Domain 1: A hyper-extended continental crust

In agreement with previous studies [Eittreim *et al.*, 1985; Sayers *et al.*, 2001; Colwell *et al.*, 2006], we propose that the basement B1 represents a hyper-extended continental crust, based on the following observations: 1) a visible Moho around 10 sec (TWT), 2) upper basement velocities of 6 km/sec, 3) presence of a thick, “sag type”, sedimentary sequence. This basement, belonging to Domain 1, and referred to as “hyper-extended continental domain” is less than 7,5 km thick (Beta Factor > 5, Kusznir [2009]; Ball *et al.* [2013]). This extreme thinning and the presence of only few important faults cutting through the whole crust and affecting the Moho (Figure 13) suggest a complex extensional mode. As proposed for the Alps [Müntener and Hermann, 2001], the crust may have deformed by semi-brittle deformation processes, with boudinage of the lower crust. Other models that have been proposed to explain the extension in the distal continental crust are depth-dependent stretching models suggesting that extension is not uniformly accommodated with depth leading to a greater thinning of the lower layers compared to the upper brittle crust [Sibuet, 1992; Driscoll and Karner, 1998]. Other authors [Reston, 2005, 2007] proposed that this extreme thinning can be explained by unrecognized faulting of the top basement. At both the Australian-Antarctic margins, arrays of normal faults affecting U1 do not seem to create important basement offset. This observation suggests that these faults are not the main thinning mechanism leading to hyper-extended continental crust and that this basement was probably already thinned before the deposition of U1.

The termination of this domain is marked by the development of some major normal faults affecting the sedimentary unit U1 and the basement B1 (Phase A of deformation). One of them will evolve as a detachment fault exhuming mantle rocks (Figure 5). The small-offset normal faults observed in U1 could have formed in response of the detachment system activity. By “detachment system” we understand all recognized and unrecognized detachment faults participating in the development of an exhumed domain. In some Antarctic lines, the deformation of the hyper-extended continental crust appears to be controlled by the exhumation process (Figure 13, discussed in next paragraph “Domain 2”), with complex systems of conjugate faults that formed in the hanging wall of the exhumation fault. It thus appears that, when exhumation begins along the detachment fault, it generates new extensive deformation in its hangingwall.

Several observations, including: 1) the highly reflective layer at the base of the sedimentary unit U1, which could represents sills, 2) the magnetic patches, and 3) the high basement velocities to the west (≥ 7.2 km/s, Talwani *et al.*, [1979], on Figure 10) suggest the presence of magmatic additions in this

hyper-extended crustal domain. Furthermore, the presence of high amplitude reflections at the base of the continental crust (Figure 5 and 13) may be interpreted as gabbroic underplated bodies or serpentized mantle [Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001]. Totterdell *et al.* [2000] also described the presence of interpreted sills, dykes and volcanic mounds in the Hammerhead supersequence. Considering that this sequence could correspond to our U3a sedimentary unit (Table 2), we can suppose a volcanic activity in this domain as late as the Maastrichtian. It is interesting to note that the basement velocities are generally higher in the western part of this domain than in the eastern part. This could be related to a variation in the amount of magmatism along the margin, as already proposed by Talwani *et al.* [1979]. Moreover, this distribution of basement velocities can be correlated with the presence of the Australian Antarctic Discordance (AAD): indeed, the higher basement velocities are located out of the AAD area. The presence of presumed wedges of depleted mantle, linked to the subduction of a N-S trending Pacific slab until 100 Ma [Gurnis and Muller, 2003; Ritzwoller *et al.*, 2003; Whittaker *et al.*, 2010] could have influenced the distribution of the magmatism during the development of these distal margins.

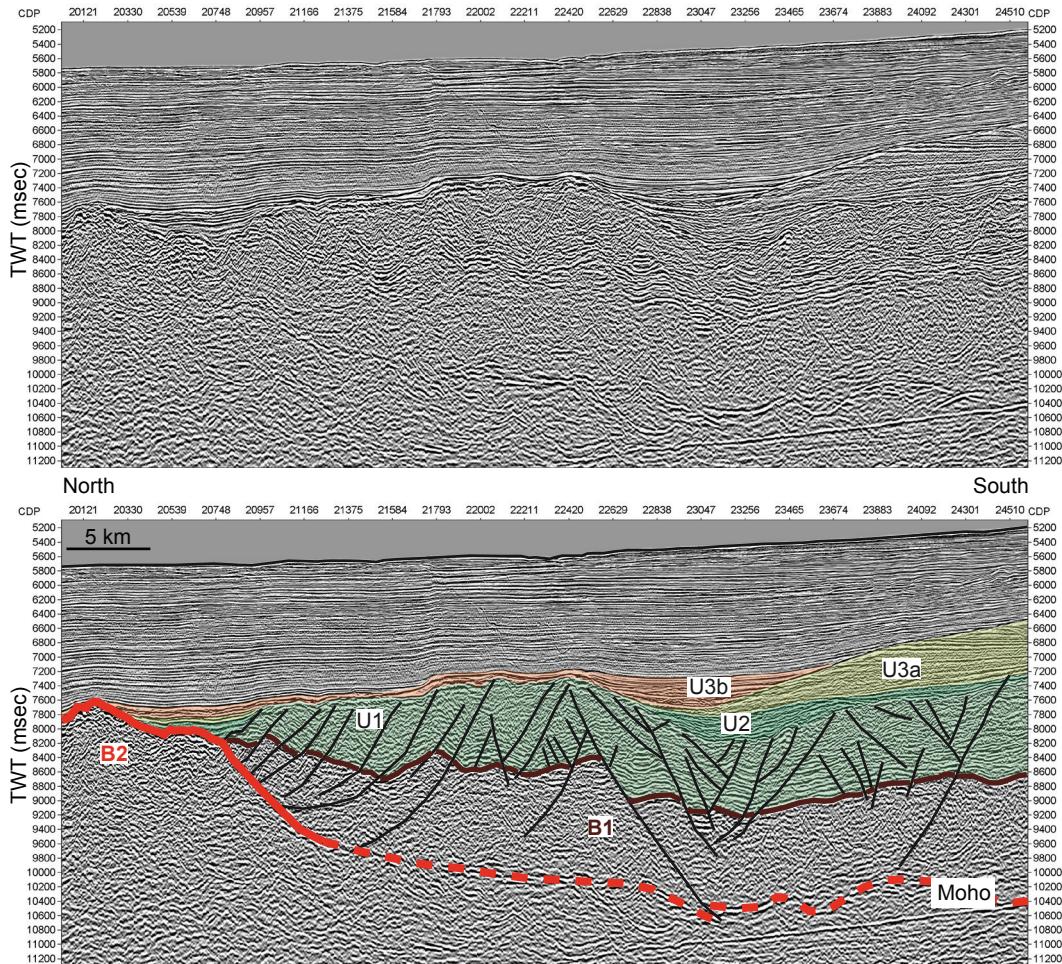


Figure 13. Zoom of seismic line GA228-25 (Antarctic margin) showing the termination of the continental crust and the beginning of the ZECM. The final extension of the hyper-extended continental crust appears linked to the mantle exhumation by the “Phase A detachment system” (in thick red).

Domain 2: Zone of Exhumed Continental Mantle

Basement B2 is here interpreted as exhumed serpentized continental mantle and defines the Domain 2, referred to as “Zone of Exhumed Continental Mantle” (ZECM). This interpretation is coherent with the main observation that the sediments of the U2 unit are downlapping onto B2 (Figure 5). As exhumed mantle is a “newly created basement”, overlying sedimentary units are younger than U1. Indeed, the de-

tachment fault exhuming B2 affects U1 after its complete deposition. In contrast to classical steady-state oceanic crust, B2 basement shows: 1) no clear Moho reflections, which could indicate progressive decrease in the degree of mantle serpentinisation with depth, 2) lower upper basement velocities (≤ 6 km/s), and 3) the presence of major deformation structures.

As the top basement is locally highly reflective, we can suppose the presence of few extrusive magmatic rocks above the exhumed mantle. This hypothesis is supported by the presence of patchy magnetic anomalies in this domain. In case of a purely exhumed mantle basement, the magnetic signal is probably too low to be recognized [Bronner *et al.*, 2013]. Observations only based on seismic reflection data cannot lead to a more precise definition of the basement nature, but comparison with the fossil margins exposed in the Alps and drilling along the Iberia-Newfoundland margins, can bring some complementary information. By comparison with the fossil Alpine Tethys margins, the magmatic rocks could be dolerites and pillow basalts [Manatschal *et al.*, 2011], also found in the Newfoundland margin (ODP Site 1277; Pérone-Pinvidic *et al.* [2007]). Similarly, the top of the serpentinized peridotite could be composed of ophicalcite, overlain by tectono-sedimentary breccia of peridotite and by pillow basalts. The serpentinized peridotite often contains gabbroic intrusions and basaltic dykes [Boillot and Froitzheim, 2001; Desmurs *et al.*, 2001; Müntener and Piccardo, 2003], in accordance with the dredged gabbros and basalts. These observations led to a model where extrusive basalts are emplaced after the crystallization and the exhumation of intruded gabbros (see Figure 16 in Desmurs *et al.*, [2001]; Manatschal *et al.*, [2011]). However, the timing between gabbro exhumation and basalt extrusion is clearly not constrained. At the Australia-Antarctica margins, the only observable chronology is structural as we observed high-angle faults (Figure 6) that affect both the magmatic upper layer and the underlying serpentinized peridotites. The sedimentary unit U2 displays syntectonic wedges that record this deformation. Thus magma had to be emplaced before the development of these high-angle faults, i.e. before U2 deposits. Despite the fact that this domain is referred to as the “Zone of Exhumed Continental Mantle”, magmatism appears to be present during its formation. The normal faults observed in domain 2 belong to a new phase of extension (Phase B) since they affect exhumed basement B2. These faults are more numerous at the termination of the domain (Figure 7). Here, they root on a reflective layer that becomes shallower oceanward and eventually reaches top basement. As for Phase A, we interpret Phase B as resulting from the initiation of a new detachment system. It develops into basement B2 and leads to the exhumation of basement B3.

Domain 3: A complex proto-oceanic domain

Basement B3 is interpreted as a complex basement showing a variable morphology along the two margins. Observations suggest that it is composed of exhumed serpentinized mantle with a relatively important but variable amount of magmatism. This is constrained by: 1) the sedimentary architecture, with the deposition of the U3a and U3b units onto the basement B3 (Figure 7); 2) a rise of the top basement; 3) the presence of volcanic additions sealing faults (Figure 8b, c) and the occurrence of magmatic seamounts; and 4) the results of dredges in the Diamantina Zone showing that the basement is formed by serpentinized peridotites, basalts and gabbros. This basement marks the Domain 3, referred to as “Proto-oceanic domain”. This new domain probably represents the most magmatic part of the distal margin but cannot be considered as a steady-state oceanic crust. This is argued first by the variability of basement morphology between the two margins in the central sector: at the Antarctica margin the basement seems less magmatic and intensively faulted whereas at the Australia margin a magmatic basement and important seamounts can be observed in the western part of the GAB (Figure 12a). Moho is not visible but shallow high amplitude

reflectors can be identified in some places, particularly at the Antarctic margin (Figure 8b). These reflections appear as a rooting layer for high-angle faults with a seismic signature similar to the “S reflector” identified in the Iberian margin and supposed to represent a tectonic feature controlling the final crustal extension. It may correspond to a brittle-ductile transition [de Charpal *et al.*, 1978], a detachment fault [Wernicke and Burchfiel, 1982; Boillot *et al.*, 1988; Winterer *et al.*, 1988; Sibuet, 1992; Reston, 1996, 2009], the crust-mantle boundary [Boillot *et al.*, 1989] or underplating [Whitmarsh *et al.*, 1996]. However, the basement over the S-reflector is interpreted to be continental, whereas at the Australian-Antarctic margins it is supposed to be ultramafic. The high-angle faults appear to be partially sealed by highly reflective material that may correspond to volcanic additions. This is comparable to observations made at the Chenaillet Ophiolite [Manatschal *et al.*, 2011]. At this location, faults developed in the previously exhumed serpentized peridotites and then acted as feeder system for the emplacement of a volcanic sequence. In this context, the shallow high amplitude reflector could correspond to the top of a gabbroic underplating. Such an underplating could explain the rise of the top basement observed along the Antarctic margin. The nature of the mounts in the Australian margin remains difficult to determine: are they purely volcanic mounts? Or do they correspond to basement highs similar to the serpentized peridotite highs drilled at ODP Site 637 at the Galicia margin or at ODP Site 1277 along the Newfoundland margin? Another hypothesis for these mounts is that they could be related to younger (post-lithospheric breakup) alkaline volcanism.

Domain 4: Steady-state oceanic crust

Finally, basement B4 is interpreted as an oceanic crust and defines the Domain 4, referred to as “Steady-State Oceanic Domain”. This interpretation is based on the following observations: 1) the Moho is more often visible around 10 sec (TWT), 2) the overlying sediments of the U4 unit are not deformed, 3) there are a global high gravity signal and well-shaped magnetic lineations and 4) high basement velocities are observed. However, this basement displays some differences between the two margins: at the Australian margin the oceanic crust displays important seamounts whereas at the Antarctic margin the crust shows the presence of locally high structures with an important roughness (Figure 9b). This structure, which is associated with rising intra-basement reflections, is very similar to that observed by Ranero and Reston [1999] west of the Canary Islands, interpreted as an oceanic core complex created by a detachment fault.

7.2. Tectono-magmatic processes

There are three ways to create “new” basement at distal rifted margins and oceanic domains: 1) by tectonic exhumation of deep seated continental or mantle rocks along extensional detachment faults, 2) by magmatic accretion, i.e. adiabatic decompression and partial melting of the asthenospheric mantle, or 3) a combination of the two. The different processes result from different conditions and lead to the creation of different types of basements (Table 3):

- Extensional detachment faults generally occur when magmatic budgets and/or extension rates are low, with low rigidity rocks forming the crust. Moreover, the formation of low frictional minerals (serpentinite, talc...) is important and facilitates slip along the long offset faults. It leads to the creation of a mafic or ultramafic basement, mainly composed of hydrated lower crust or mantle, in the latter case made of serpentized peridotites.

- In contrast, magma-controlled seafloor spreading asks for higher magmatic budgets, rates ≥ 2 cm/yr [Cannat *et al.*, 2009] and convection in the enriched underlying asthenospheric mantle. It leads to the creation of a mafic, about 6 to 7 km thick crust, with the typical three layers (basalts, sheeted dykes, gabbros) characterizing the “Penrose” crust (*Anonymous* 1972).
- These two types of crust are end member cases and we can find an intermediate case corresponding to the creation of a hybrid crust as the result of a combination of tectonic exhumation and magmatic accretion.

Table 3. Characteristics of the three types of crust and associated processes.

Type of crust	Characteristics	Processes
Exhumed	Mafic/ultramafic basement composed of hydrated lower crust or serpentinized mantle Few magmatic additions No visible Moho Low upper basement velocities (< 6 km/sec) and gradual increase with depth Low top basement No clear or patchy magnetic lineations	Low magmatic budget Exhumation of deep rocks along extensional detachment faults Low extension rates Spreading centre not localized
Hybrid	Mafic and ultramafic basement, composed of exhumed serpentinized mantle with large magmatic additions (basalts and gabbros) No Moho visible Complex intern structuration and complex interaction fault/magma Possible presence of gabbroic underplating High top basement Presence of well-defined magnetic lineations	Combination of tectonic exhumation and magmatic accretion Exhumation of deep rocks along extensional detachment faults associated to magmatic addition (volcanics, intrusions, underplating) Spreading centre not localized
Magmatic accretion	Mafic basement with a typical three layers crust (basalts, sheeted dykes, gabbros) Moho visible Typical thickness of 2 sec (7 km) High basement velocities (6-7 km/sec) High top basement Presence of well-defined magnetic lineations	High magmatic budget Adiabatic decompression and partial melting of the asthenospheric mantle Extension rates ≥ 2 cm/yr Spreading centre localized

These different types of basement and processes are observed at mid-oceanic ridges corresponding to steady-state oceanic spreading. By steady-state oceanic spreading, we mean that the creation of new basement is installed in a spreading system that is stable and localized in time as well as in space. On the contrary, a “non steady-state” seafloor formation indicates that the creation of new basement is not stabilised in time and space. It can be interrupted, the previously created basement can be intensively overprinted by new faults or magmatic additions, or the spreading centre can migrate or jump as it is not yet stable.

In the case of the Australian-Antarctic margins, Domains 2 and 3, respectively the Zone of Exhumed Continental Mantle and the Proto-Oceanic Domain, represent a non steady-state seafloor formation. Accordingly, two main deformation phases (Phase A and Phase B) punctuate the creation of basement during the migration of deformation towards the future ocean. Both basements (B2 and B3) are supposed to be mainly composed of exhumed serpentinized mantle, but it can be observed that the proportion of magmatic material is probably not negligible, particularly in the Proto-Oceanic Domain. Both seafloor formation

processes (mantle exhumation and magmatic accretion) appear to work together in the creation of basement B3 in the Proto-Oceanic Domain. However, magma emplacement varies and is not localised, enabling underplating to occur. High-angle faults and magmatic rocks can overprint previously exhumed mantle, or use existing high-angle faults as feeders to build volcanic bodies or seamounts over existing basement. All these processes are, strictly speaking, not possible over a classical oceanic crust that is formed along a localized and stable spreading system.

As a result and following our observations, we propose that the serpentized peridotites forming the basements B2 and B3 have been exhumed and emplaced at the seafloor by two main detachment systems, whose initiation is marked by two main systems of deformation (Phase A and Phase B), well identifiable in the seismic lines. These systems of deformation are part of the Rift-Phase 2 of *Ball et al.* [2013]. They are clearly separated in time and space, showing that the extension along the distal margins was clearly poly-phase. The sedimentary units indicate that the detachment system associated to Phase A is post-deposition of U1 but pre-deposition of U2 and that the detachment system associated to Phase B is post-deposition of U2 and syn- or pre-deposition of U3a. Seismic observations show that the “Phase B detachment system” develops in the centre of the basin, cutting through the previously exhumed basement B2. The amount of magma seems to progressively increase with time until the emplacement of the first steady-state oceanic crust (basement B4). Along these margins, we do not observe an abrupt boundary between an amagmatic system and a magmatic oceanic accretion. However it seems that the different events punctuating the development of these margins are associated to changes of either the deformation mode, the magmatic budget, or combinations of the two.

7.3. Large-scale exhumation systems vs. small-scale structures

As shown in Figure 12, the two systems of deformation (Phase A and Phase B) appear laterally continuous for the GAB/Wilkes Land segment: (1) they are observed on seismic lines distributed along a distance of more than 400 km, (2) the continuous gravity anomalies B/B' and C/C' (marking the beginning of the two exhumed domains) are relatively linear and continuous along the two margins. We can thus propose the existence of two large-scale mantle exhumation systems along these margins. From West to East, the potential field anomalies, the deformation pattern and the units affected by the detachment are consistent. This suggests that the exhumation process is stable in time and space over important distances. However, it is likely that these large-scale observations do not record smaller-scale patterns: one detachment system may consist of several detachment faults, either juxtaposed across the domain or along it. However, their lateral extension is difficult to estimate.

It is also possible that unrecognized small-scale detachment faults developed out-of-sequence in domains created by these two main exhumation systems, as for example the fault identified in the ZECM of the Antarctic margin and probably exhumeing mantle (Figure 14). This small-scale detachment system creates a new basement (B2'), which is younger than the surrounding basement (B2) since U2 is missing and U3a directly overlies this surface. Moreover, east of the GAB, the Proto-Oceanic Domain displays particular faulted structures (Figure 8a), which we interpret as flip-flop detachments, similar to those proposed at the magma-poor Iberian margin [*Reston and McDermott, 2011*] and observed at ultra-slow mid-oceanic ridges [*Sauter et al., 2013*]. In this model, the different tilted sedimentary packages above basement blocks (U3b and U3b' in Figure 8a) are not of the same age (U3b' younger than U3b). It is important to note

that this type of fault system is only visible at the Australian margin, while we normally should find the conjugate at the Antarctic margin. This lack can be explained by the fact that these structures have probably a small lateral extension along the margins (in analogy with ultra-slow spreading ridges this would be in the order of 70 km, *Cannat et al.* [2006]) and are not well sampled by the distant lines, which do not necessarily correspond to the exact conjugate. These small-scale exhumation phases have not a large lateral extension and are probably linked to local constraints.

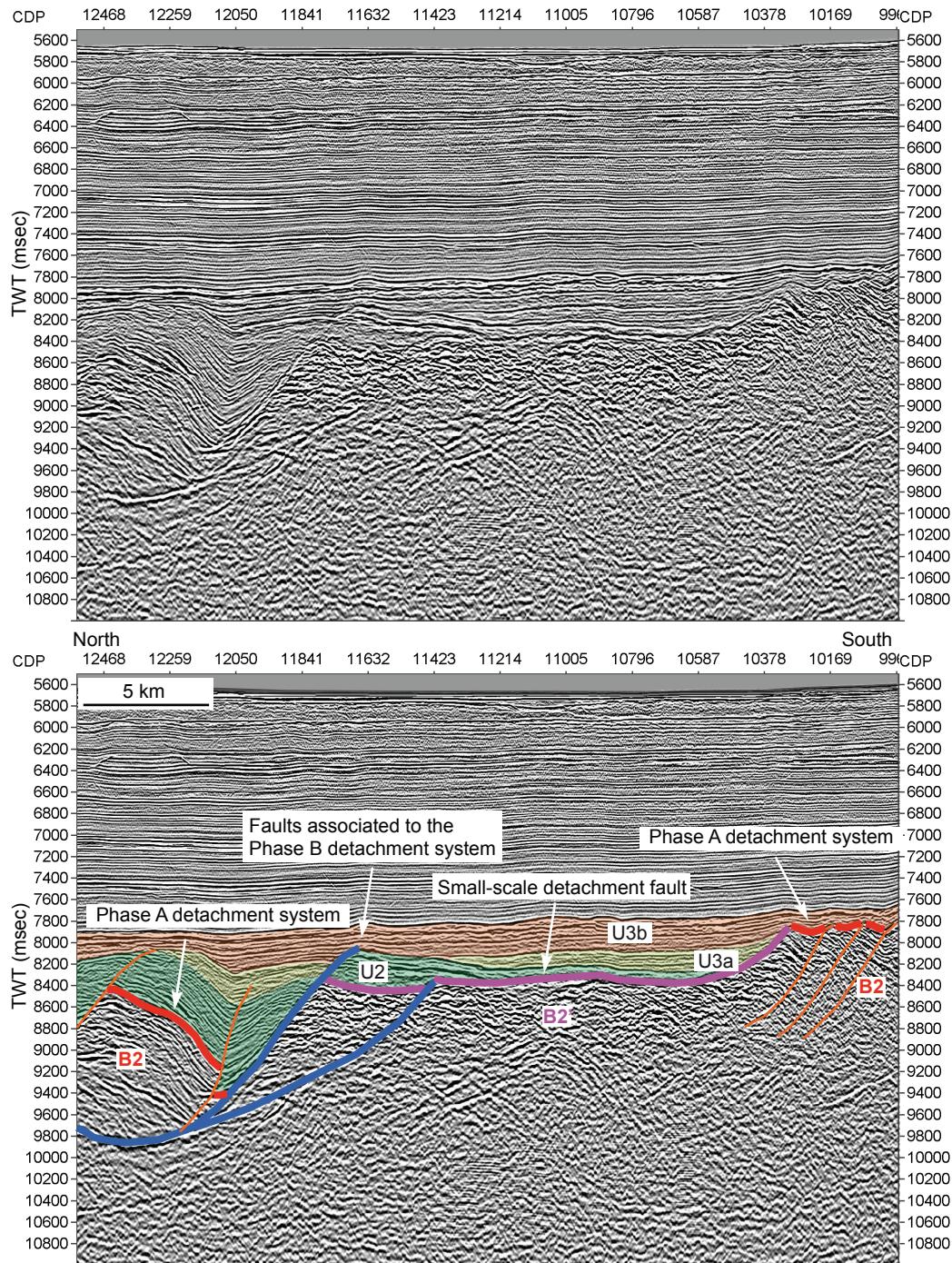


Figure 14. Zoom of seismic line GA228-24 (Antarctic margin) displaying a minor small-scale detachment fault (in thick violet) in the ZECM.

From these observations it appears that the wide (along the flow-line) domains of exhumed mantle are probably the result of complex systems of detachment faults, which cannot be all recognized on our seismic lines. We can thus conclude that the exhumation processes are, in reality, complex and difficult to

describe in detail and to correlate along the two margins. It looks, however, that mantle exhumation along extensional detachment faults represents the main mechanism responsible for the accommodation of extension during the final development of these margins.

From observations based on seismic reflection it thus appears difficult to clearly define the kinematics and polarity of a detachment system. However, we propose that a first idea can be given for large-scale structures by the architecture of sediments overlaying the exhumed surface (Figure 15): at the upper plate, sedimentary systems are supposed to show aggradation patterns, while at the lower plate we expect to have a progradation/downlapping pattern of the sedimentary system. Indeed, we observe that:

- At the Australian margin, the “Phase A detachment system” emplaced in continental crust (B1), which is over-tilted toward the continent. Sedimentary unit U1 is tilted and interrupted, and the unit U2 laterally “onlaps” on the two sides of the fault (Figure 15-a). At the Antarctic margin, the extensional structures affecting the continental crust are more distributed and form several small continentward tilted faulted blocks. Here U1 is also interrupted but U2 and appears to “drape” the termination (Figure 15-b). This observation is valid for the lines in the west and centre GAB/Wilkes Land. For the eastern lines, the configuration seems to be inverted: over-tilted crust is observed at the Antarctic margin and distributed blocks at the Australian margin (Figure 12, lines GA199-10 and GA228-27).
- At the Australian margin, the “Phase B detachment system” emplaced in serpentized peridotite (B2), whose deformation is distributed over faulted blocks, with faults rooting on rising strong reflectors (Figure 15-b). At the Antarctic margin, we can see a small isolated basin with over-tilted blocks (Figure 15-a).

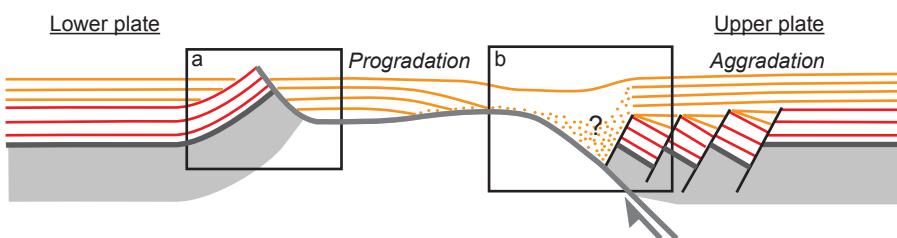


Figure 15. Schema displaying the two sedimentary configurations, which can help to determine the sense of a detachment. This figure is valuable in case of high sedimentary supply during margin extension and mantle exhumation. This figure is not oriented.

Concerning the “Phase A detachment system”, we can thus propose that Australia is the lower plate and Antarctica the upper plate for the west and centre GAB/Wilkes Land, whereas it could be inverted for the eastern part. We notice that the dipping direction of the first detachment system can change along the margin, which agrees with a segmented exhumation system. Moreover, the change in the dipping direction occurs when entering the Gawler/Mawson cratons area (see location in Figure 10a), which could constitute a rheological boundary [Ball *et al.* 2013]. Here, the Adélie Rift Block also testifies for a more resistant continental crust. This agrees with our seismic interpretation of the lines GA228-27 (Figure 12b), where we can observe that several major normal faults are necessary to sufficiently thin the continental crust and initiate the detachment fault.

7.4. Model of evolution for the distal Australian-Antarctic margins

Our observations and interpretations can be summarized in a model showing the evolution of the distal Australian-Antarctic margins (Figure 16).

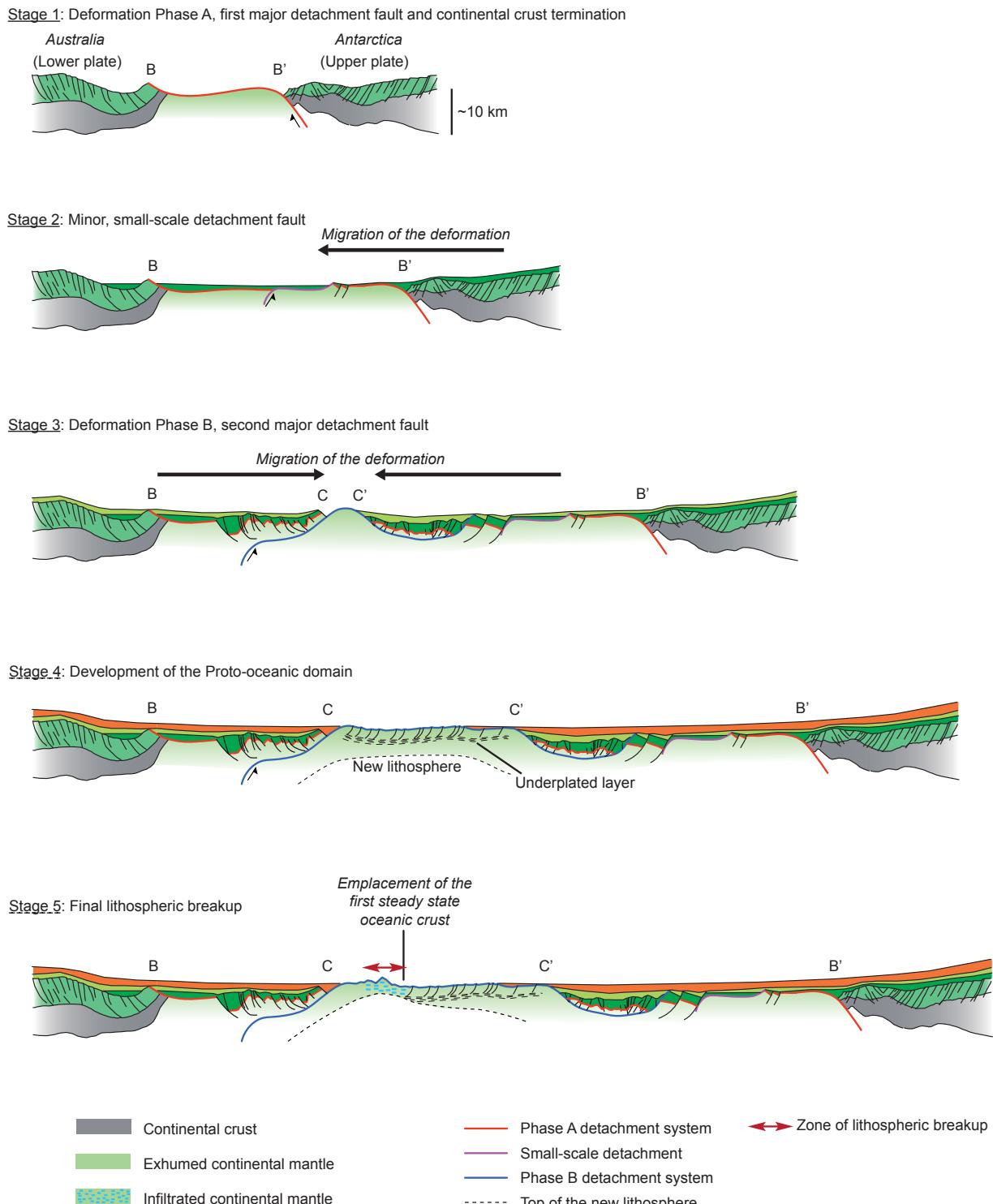


Figure 16. Evolutionary model for final rift stages and onset of seafloor spreading as observed along Australian-Antarctic margins. B/B' and C/C' represent the same domain boundaries as in Figure 10.

- Stage 1: The continental crust is hyper-extended, and the extreme thinning lead to the embrittlement of the whole crust in the rift centre (Phase A). A first major detachment system initiates,

cutting through the whole continental crust and sedimentary unit U1. A latest extension phase of the Antarctic continental crust is probably linked to the onset of the exhumation process. This major tectonic event is marked in seismic lines by the first phase of deformation (Phase A) during the Rift-Phase2 defined by *Ball et al.* [2013]. This detachment fault marks the continental crust termination and the onset of the Zone of Exhumed Continental Mantle. The newly created basement B2 is probably similar to what we can observe in the Platta nappe in the Alps and in the Iberia-Newfoundland margins. In these examples serpentized peridotites are overlain by ophiocalcites and tectono-sedimentary breccias, while magmatic additions are punctual further inboard and become more widespread and continue further oceanwards. The top of this basement can be locally covered by pillow basalts, small magmatic edifices or flows, which enable an efficient but patchy record of the magnetic signal. The exhumed mantle is most likely of subcontinental origin. Sediments of the U2 unit begin to deposit on this new basement. In the western and central GAB/Wilkes Land, Australia is the lower plate of this detachment system (configuration displayed in Figure 16). In the eastern part, Australia represents the upper plate.

- Stage 2: The deformation migrates towards the future ocean. In some places, small-scale detachment can occur. U3a sediments begin to be deposited.
- Stage 3: A second phase of deformation (Phase B) leads to the development of a new major detachment system. These new faults cut through the previous exhumed continental mantle basement and lead to exhumation of serpentised mantle. This major tectonic event marks the end of the magma-poor Zone of Exhumed Continental Mantle (B2) and the onset of the Proto-Oceanic Domain (B3). U3b sediments begin to be deposited onto the newly created basement B3.
- Stage 4: Development of the Proto-Oceanic Domain (B3). At the Antarctic margin, the exhumed basement B3 is affected by numerous normal faults rooting on a highly reflective layer, which could correspond to either large intrusive or underplated gabbros. The faults may have served as magma feeders, extruding pillow basalts at the seafloor. This continuous and in-sequence faulting suggests that the exhumation process is not sufficient to accommodate all the divergence. As a result, B3 displays hybrid features with exhumed serpentised mantle associated with magmatic material. The Chenaillet ophiolites could be a fossil analog for this proto-oceanic domain [*Manatschal et al.*, 2011].
- Stage 5: In the light of our observations, it appears that lithospheric breakup is certainly a progressive process that affects the whole Proto-Oceanic Domain. The Phase B detachment system progressively exhumes the remaining of the continental lithosphere, which is replaced by new (oceanic) lithosphere at depth. The ongoing rise of the asthenosphere increases the thermal gradient and causes massive melt infiltration into the overlying remaining continental mantle. The increasing amount of melt with time is recorded spatially in the overlying drifting exhumed mantle. At this point, we observe two different features: (1) In the West, magmatic pulses would create the linear basement highs observed along the margins in the most distal parts of the proto-oceanic domain. (2) In the East, we do not observe magmatic mounts but what appears as flip-flop detachment systems. We propose that both features testify that lithospheric breakup succeeds. The emplacement of the magmatic seamounts may coincide with a high magmatic budget during spreading centre localisation, whereas flip-flop detachment systems could indicate a low magmatic budget, not sufficient to directly initiate a magmatic spreading. Such magma-poor systems

could result in the localisation of a stable spreading centre similar to ultra-slow spreading ridges. Thus the localisation of the spreading centre when lithospheric breakup succeeded would not be necessarily linked to a massive volcanic event.

We thus propose a different location and age for the emplacement of the first steady-state magmatic oceanic crust: In previous studies, authors proposed an age between 83 and 71 Ma, whereas we think now that it could be as young as 47.8 Ma (as unit U4 is correlated with the Dugong Supersequence of *Totterdell et al.* [2000]). We compare the different Continent-Ocean Boundaries proposed in this area with our results in Figure 2. Considering an age of 47.8 Ma implies that the first oceanic magnetic anomaly is rather the C20. This interpretation also implies that mantle could be exhumed during 35 Ma and over 270 km (considering that the continental crust breakup occurred at 83 Ma). However, seismic observations at the Australian margin suggest that the first steady state oceanic crust emplaces around 24o to the west and around 21y to the east. At the Antarctic margin we observe a similar lateral evolution: steady state oceanic crust emplaces around 24o to the west and is younger than 20o to the east. It is noteworthy that the D' boundary at the Antarctic margin crosscuts magnetic lineations (21y and 20o). This could be explained if the anomalies are recorded by the magmatic oceanic crust and laterally by the magmatic material in the proto-oceanic domain.

7.5. Implications of asymmetric polyphase mantle exhumation for the record of magnetic anomalies

In the case of seafloor formation by asymmetric processes, it is necessary to question how magnetic anomalies are recorded. It is beyond the scope of this paper to reinterpret marine magnetic anomalies but our observations could allow proposing an identification pattern for future work.

The development of multiple detachment systems implies asymmetric seafloor formation that differs from steady state, symmetric magmatic accretion at mid-oceanic ridges. Despite the fact that processes related to the formation of “new” basement may be different from those of classical steady state oceanic crust, the magnetic lineations observed in these distal margins have been previously interpreted as magnetic anomalies due to inversions of the Earth magnetic field [*Cande and Mutter*, 1982; *Veevers*, 1986; *Tikku and Cande*, 1999; *Whittaker et al.*, 2007]. In these interpretations all magnetic anomalies have equivalents on the conjugated margin, assuming symmetric spreading systems. However, the interpretation of conjugated zones of exhumed mantle questions the nature of the oldest magnetic anomalies (C34, C33, C32) and their validity for kinematic reconstructions [*Sayers et al.*, 2001; *Colwell et al.*, 2006; *Direen et al.*, 2007; *Tikku and Direen*, 2008; *Close et al.*, 2009]. Nevertheless, none of these former studies questioned the ages of the anomalies. In this study, domains of exhumed mantle are larger (Figure 2) and thus the area of questioned magnetic anomalies is extended up to the anomaly 24 in the central part of the GAB/Wilkes Land, and possibly up to the anomaly 20 in the eastern part. In the current model of *Tikku and Cande*, [1999] the age of the magnetic anomalies can be questioned as it implies an ultra-slow period of accretion that is about four times slower than the present day slowest spreading rate of the mid-oceanic ridge systems (at the Gakkel ridge, [*Michael et al.*, 2003]). This ultra-slow spreading rate, 1.5 mm/yr (half-spreading rate) between C31o and C24o, is thought to lead to a single magnetic lineation merging anomalies 31 to 27 [*Tikku and Cande*, 1999; *Whittaker et al.*, 2007]. However, this lineation also corresponds to a well-shaped gravity anomaly and to the alignment of several seamounts of the Australian proto-oceanic domain (identified on seismic lines,

Figure 11b). This rather unusual combination questions the origin of magnetic anomalies as produced by a set of inversions of the Earth magnetic field. Indeed, ultra-slow spreading ridges often display exhumed mantle [Michael *et al.*, 2003; Zhou and Dick, 2013].

Moreover, recent studies questioned if serpentinitized peridotites can record coherent patterns of oceanic magnetic anomalies due to the inversion of the Earth magnetic field [Sauter *et al.*, 2008; Bronner *et al.*, 2013; Maffione *et al.*, 2014]. However, our observations show the presence of magma (extrusive or intrusive) in these exhumed domains. Thus, magnetic anomalies in these domains could be produced by either: (1) the magnetic contrast between magmatic rocks and the surrounding exhumed mantle derived rocks [Bronner *et al.*, 2011], and/or (2) the discontinuous record of the inversion of the Earth magnetic field by the magmatic rocks during their emplacement.

In this frame, the location of a magnetic anomaly is dependant of: (1) the exhumation direction (north or south in the case of the Australia-Antarctica margins), (2) spacing, stepping and overprinting relationship between successive detachment systems, (3) magma supply controlling the amount of material susceptible to record the anomaly, and (4) the polarity of the Earth magnetic field. A magnetic anomaly could thus be recorded at only one of the conjugate margins. This is in opposition to the classic oceanic record of magnetic anomalies, where two conjugated anomalies are obtained on both divergent plates. We can thus expect that the record of magnetic anomalies in exhumed mantle domains and proto-oceanic crust is more complex than what is proposed in the current models.

8. Conclusion

In this paper we used a new interpretation approach based on sedimentary architecture, allowing the identification of different deformation phases associated with the creation of “new” basement units. A major outcome of this study is that terms like pre-, syn- and post-rift cannot be used in polyphase rifted margins, as well as the concept of the breakup unconformity. We propose that “new” basement units are linked to the development of multiple and complex detachment systems exhuming serpentinitized mantle and associated with variable volumes of magma. Boundaries of different types of basement can be defined in the potential field maps, allowing defining different domains for the distal part of the Australian-Antarctic margins. The domains are: 1) the Hyper-Extended Continental Domain, composed of hyper-extended continental crust, less than 10 km thick with variable amounts of magmatic additions; 2) the Zone of Exhumed Continental Mantle (ZECM), composed of exhumed serpentinitized mantle, with little magmatic additions; 3) the Proto-Oceanic Domain, an area of exhumed subcontinental or oceanic serpentinitized mantle, with complex magma-fault relations; and 4) the Steady-State Oceanic Domain representing the stable and sustainable oceanic accretion.

Based on seismic interpretation, potential field data, dredges and sonobuoys data we propose a new model for the evolution of the most distal parts of the Australia-Antarctica margins. In this model the continental crust termination is clearly defined and identifiable, whereas the lithospheric breakup is more difficult to localize. Indeed, the magmatic evolution in these margins appears really gradual and it is likely that the lithospheric breakup represents a gradual process. We proposed that it occurred during the final development of the Proto-Oceanic Domain. Depending on the amount of magma, it could be marked by the presence of magmatic seamounts or flip-flop detachment systems. If final lithospheric breakup was gradual

or abrupt, and if it was triggered by magmatic and/or mechanic processes is yet unclear.

The proposed age of 47.8 Ma for the first steady-state oceanic crust (magnetic anomaly C21) is younger than that proposed by all previous studies. Observation of magmatic additions and of its distribution along the margin highlighted a close magma-fault relation, as proposed for the Chenaillet ophiolites in the Alps. The timing of magma emplacement as well as the polyphase and out-of-sequence evolution of detachment faults enable us to propose a complex development of the deep margins prior to magnetic anomaly C21 that may not result in classical, simple seafloor spreading magnetic anomalies.

Acknowledgments

Seismic lines of the AGSO surveys GA199, GA228 and GA229 have been provided by Geoscience Australia after personal request and we would like to acknowledge the support kindness of the employees of Geoscience Australia. Gravity grid of *Sandwell and Smith* [2009] is freely available as a .xyz file from the website of the UCSD (topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Magnetic grid of *Quesnel et al.*, [2009] is available as a .xyz file from the website <http://projects.gtk.fi/WDMAM/index.html>. Gravity and magnetic grids built by *Petkovic et al.* [1999] are freely available from the Geoscience Australia website ([http://www.ga.gov.au/metadata-gateway/metadata/record/gcat_a05f7892-b1ef-7506-e044-00144fdd4fa6\(Gravity%2C+Magnetic+and+Bathymetry+Grids+from+Levelled+Data+for+Southwest+Australia+%3A+Great+Australian+Bight\)](http://www.ga.gov.au/metadata-gateway/metadata/record/gcat_a05f7892-b1ef-7506-e044-00144fdd4fa6(Gravity%2C+Magnetic+and+Bathymetry+Grids+from+Levelled+Data+for+Southwest+Australia+%3A+Great+Australian+Bight))). The magnetic grid of the Antarctic margin built by *Golynsky et al.* [2012] has been obtained after personal request to Dr Alexander Golynsky. Processing and map creation have been performed using Oasis Montaj software.

We thank Geoscience Australia and Dr Alexander Golynsky for providing us the data, and Nick Kusznir for discussions. The authors acknowledge the constructive and helpful reviews of P. Ball, J. Whitaker and an anonymous reviewer.

References

- Ball, P., G. Eagles, C. Ebinger, K. McClay, and J. Totterdell (2013), The spatial and temporal evolution of strain during the separation of Australia and Antarctica, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 14(8), 2771–2799, doi:10.1002/ggge.20160.
- Bénard, F., J.-P. Callot, R. Vially, J. Schmitz, W. Roest, M. Patriat, and B. Loubrieu (2010), The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent, *Mar. Pet. Geol.*, 27(3), 633–649, doi:10.1016/j.marpgeo.2009.08.011.
- Beslier, M. O. et al. (2004), Une large transition continent-océan en pied de marge sud-ouest australienne: premiers résultats de la campagne MARGAU/MD110, *Bull. Société Géologique Fr.*, 175, 629–641.
- Boillot, G., and N. Froitzheim (2001), Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 9–30, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.02.
- 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(1), 23–34, doi:10.1016/0012-821X(80)90166-1.
- Boillot, G., J. Girardeau, and J. Kornprobst (1988), Rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 103, 741–756.
- Boillot, G., G. Féraud, M. Recq, and J. Girardeau (1989), “Undercrusting” by serpentinite beneath rifted margins: the example of the west Galicia margin (Spain), *Nature*, 341, 523–525.
- Borissova, I., A. Moore, J. Sayers, R. Parums, M. F. Coffin, and P. A. Symonds (2002), *Geological framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins*, Geoscience Australia Record.
- Bronner, A., D. Sauter, G. Manatschal, G. Péron-Pinvidic, and M. Munschy (2011), Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins, *Nat. Geosci.*, 4(8), 549–553, doi:10.1038/ngeo1201.
- Bronner, A., D. Sauter, M. Munschy, J. Carlut, R. Searle, M. Cannat, and G. Manatschal (2013), Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge: results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor, *Solid Earth Discuss.*, 5(2), 2449–2482, doi:10.5194/se-5-2449-2013.
- Cande, S. C., and J. C. Mutter (1982), A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58(2), 151–160, doi:10.1016/0012-821X(82)90190-X.
- Cannat, M., D. Sauter, V. Mendel, E. Ruellan, K. Okino, J. Escartin, V. Combier, and M. Baala (2006), Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge, *Geology*, 34(7), 605–608, doi:10.1130/G22486.1.
- Cannat, M., G. Manatschal, D. Sauter, and G. Péron-Pinvidic (2009), Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges?, *Comptes Rendus Geosci.*, 341(5), 406–427, doi:10.1016/j.crte.2009.01.005.
- De Charpal, O., P. Guennoc, L. Montadert, and D. G. Roberts (1978), Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay, *Nature*, 275(5682), 706–711, doi:10.1038/275706a0.

- Chatin, F., U. Robert, R. Montigny, and H. Whitechurch (1998), La zone Diamantine (océan Indien oriental), témoin de la séparation entre l'Australie et l'Antarctique: arguments pétrologiques et géochimiques, *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.*, 326(12), 839–845.
- Close, D. I., H. M. J. Stagg, and P. E. O'Brien (2007), Seismic stratigraphy and sediment distribution on the Wilkes Land and Terre Adélie margins, East Antarctica, *Mar. Geol.*, 239(1-2), 33–57, doi:10.1016/j.margeo.2006.12.010.
- Close, D. I., A. Watts, and H. Stagg (2009), A marine geophysical study of the Wilkes Land rifted continental margin, Antarctica, *Geophys. J. Int.*, 177(2), 430–450.
- Colwell, J. B., H. M. J. Stagg, N. G. Direen, G. Bernardel, and I. Borissova (2006), The structure of the continental margin off Wilkes Land and Terre Adelie Coast, East Antarctica, *Antarct. Contrib. Glob. Earth Sci. Springer-Verl. Berl.*, 327–340.
- Desmurs, L., G. Manatschal, and D. Bernoulli (2001), The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 235–266, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.12.
- Direen, N. G., I. Borissova, H. M. J. Stagg, J. B. Colwell, and P. A. Symonds (2007), Nature of the continent-ocean transition zone along the southern Australian continental margin: a comparison of the Naturaliste Plateau, SW Australia, and the central Great Australian Bight sectors, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 282(1), 239 –263, doi:10.1144/SP282.12.
- Direen, N. G., H. M. J. Stagg, P. A. Symonds, and J. B. Colwell (2011), Dominant symmetry of a conjugate southern Australian and East Antarctic magma-poor rifted margin segment, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 12, 29 PP., doi:201110.1029/2010GC003306.
- Driscoll, N. W., and G. D. Karner (1998), Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 103(B3), 4975–4991, doi:10.1029/97JB03295.
- Eittreim, S. L., M. A. Hampton, and J. R. Childs (1985), Seismic-Reflection signature of Cretaceous continental breakup on the Wilkes Land Margin, Antarctica, *Science*, 229, 1082–1084.
- Espurt, N., J.-P. Callot, J. Totterdell, H. Struckmeyer, and R. Vially (2009), Interactions between continental breakup dynamics and large-scale delta system evolution: Insights from the Cretaceous Ceduna delta system, Bight Basin, Southern Australian margin, *Tectonics*, 28, 26 PP., doi:200910.1029/2009TC002447.
- Espurt, N., J.-P. Callot, F. Roure, J. M. Totterdell, H. I. M. Struckmeyer, and R. Vially (2012), Transition from symmetry to asymmetry during continental rifting: an example from the Bight Basin-Terre Adélie (Australian and Antarctic conjugate margins), *Terra Nova*, 24(3), 167–180, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x.
- Géli, L., J. R. Cochran, T. C. Lee, J. Francheteau, C. Labails, C. Fouchet, and D. Christie (2007), Thermal regime of the Southeast Indian Ridge between 88°E and 140°E: Remarks on the subsidence of the ridge flanks, *J. Geophys. Res.*, 112, 17 PP., doi:200710.1029/2006JB004578.
- Golynsky, A. V., S. V. Ivanov, A. J. Kazankov, W. Jokat, V. N. Masolov, and R. R. B. von Frese (2012), New continental margin magnetic anomalies of East Antarctica, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.043.
- Gurnis, M., and R. D. Muller (2003), Origin of the Australian-Antarctic Discordance from an ancient slab and mantle wedge, *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.*, 417–430.

- Halpin, J. A., A. J. Crawford, N. G. Direen, M. F. Coffin, C. J. Forbes, and I. Borissova (2008), Naturaliste Plateau, offshore Western Australia: A submarine window into Gondwana assembly and breakup, *Geology*, 36(10), 807, doi:10.1130/G25059A.1.
- Krassay, A. A., D. L. Cathro, and D. J. Ryan (2004), A regional tectonostratigraphic framework for the Otway Basin., *East. Australas. Basins Symp. II Pet. Explor. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 97–116.
- Kusznir, N. J. (2009), *South Australia-Antarctica Conjugate Rifted Margins: Mapping crustal thickness and lithosphere thinning using satellite gravity inversion*.
- Maffione, M., A. Morris, O. Plümper, and D. J. J. van Hinsbergen (2014), Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes, *Geo-chem. Geophys. Geosystems*, 15, doi:10.1002/2013GC004993.
- Manatschal, G., D. Sauter, A. M. Karpoft, E. Masini, G. Mohn, and Y. Lagabrielle (2011), The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex?, *Lithos*, 124(3–4), 169–184, doi:10.1016/j.lithos.2010.10.017.
- Masini, E., G. Manatschal, G. Mohn, and P. Unternehr (2012), Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system: The example of the Err detachment (central Alps, SE Switzerland), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 124(9-10), 1535–1551, doi:10.1130/B30557.1.
- Masini, E., G. Manatschal, and G. Mohn (2013), The Alpine Tethys rifted margins: Reconciling old and new ideas to understand the stratigraphic architecture of magma-poor rifted margins, *Sedimentology*, 60(1), 174–196, doi:10.1111/sed.12017.
- Michael, P. J. et al. (2003), Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean, *Nature*, 423(6943), 956–961, doi:10.1038/nature01704.
- Miller, J. M., M. S. Norvick, and C. J. L. Wilson (2002), Basement controls on rifting and the associated formation of ocean transform faults—Cretaceous continental extension of the southern margin of Australia, *Tectonophysics*, 359(1-2), 131–155, doi:10.1016/S0040-1951(02)00508-5.
- Müller, R. D., C. Gaina, and S. Clark (2006), Seafloor spreading around Australia, in *Billion-year earth history of Australia and neighbours in Gondwanaland – BYEHA*, edited by J. Veevers.
- Müntener, O., and J. Hermann (2001), The role of lower crust and continental upper mantle during formation of non-volcanic passive margins: evidence from the Alps, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 267–288, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.13.
- Müntener, O., and G. B. Piccardo (2003), Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 218(1), 69–89, doi:10.1144/GSL.SP.2003.218.01.05.
- Mutter, J. C., K. A. Hegarty, S. C. Cande, and J. K. Weissel (1985), Breakup between Australia and Antarctica: A brief review in the light of new data, *Tectonophysics*, 114(1–4), 255–279, doi:10.1016/0040-1951(85)90016-2.
- Nicholls, I. A., J. Ferguson, H. Jones, G. P. Marks, and J. C. Mutter (1981), Ultramafic blocks from the ocean floor southwest of Australia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56(0), 362–374, doi:10.1016/0012-821X(81)90140-0.
- Operto, S., and P. Charvis (1995), Kerguelen Plateau: A volcanic passive margin fragment?, *Geology*, 23(2), 137–140, doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0137:KPAVPM>2.3.CO;2.
- Pérez-Gussinyé, M., T. J. Reston, and J. P. Morgan (2001), Serpentinization and magmatism during exten-

sion at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 551–576, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.27.

Péron-Pinvidic, G., and G. Manatschal (2009), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, 98(7), 1581–1597, doi:10.1007/s00531-008-0337-9.

Péron-Pinvidic, G., G. Manatschal, T. A. Minshull, and D. S. Sawyer (2007), Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, 26(2), TC2011, doi:10.1029/2006TC001970.

Petkovic, P., J. Brett, M. P. Morse, L. Hatch, M. A. Webster, and P. Roche (1999), Gravity, magnetic and bathymetry grids from levelled data for Southwest Australia.,

Quesnel, Y., M. Catalán, and T. Ishihara (2009), A new global marine magnetic anomaly data set, *J. Geophys. Res.*, 114(B4), doi:10.1029/2008JB006144.

Ranero, C. R., and T. J. Reston (1999), Detachment faulting at ocean core complexes, *Geology*, 27(11), 983–986, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0983:DFAOCC>2.3.CO;2.

Reston, T. (2007), Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins: Depth-dependent stretching or unrecognized faulting?, *Geology*, 35(4), 367–370, doi:10.1130/G23213A.1.

Reston, T. J. (1996), The S reflector west of Galicia: the seismic signature of a detachment fault, *Geophys. J. Int.*, 127(1), 230–244, doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb01547.x.

Reston, T. J. (2005), Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237(3–4), 561–576, doi:10.1016/j.epsl.2005.06.019.

Reston, T. J. (2009), The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis, *Tectonophysics*, 468(1–4), 6–27, doi:10.1016/j.tecto.2008.09.002.

Reston, T. J., and K. G. McDermott (2011), Successive Detachment Faults and Mantle Unroofing at Magma-Poor Rifted Margins, *Geology*, 39(11), 1071–1074, doi:10.1130/G32428.1.

Ritzwoller, M. H., N. M. Shapiro, and G. M. Leahy (2003), A resolved mantle anomaly as the cause of the Australian-Antarctic Discordance, *J. Geophys. Res.*, 108, 16 PP., doi:200310.1029/2003JB002522.

Rotstein, Y., M. Munsch, and A. Bernard (2001), The Kerguelen Province revisited: Additional constraints on the early development of the Southeast Indian Ocean, *Mar. Geophys. Res.*, 22, 81–100.

Sandwell, D. T., and W. H. . Smith (2009), Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, *J Geophys Res*, 114(B01411), B01411.

Sauter, D., M. Cannat, and V. Mendel (2008), Magnetization of 0–26.5 Ma seafloor at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge, 61°–67°E, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 9(4), Q04023, doi:10.1029/2007GC001764.

Sauter, D., M. Cannat, C. Meyzen, A. Bezos, P. Patriat, E. Humler, and E. Debayle (2009), Propagation of a melting anomaly along the ultraslow Southwest Indian Ridge between 46°E and 52°20'E: interaction with the Crozet hotspot?, *Geophys. J. Int.*, 179(2), 687–699, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04308.x.

Sauter, D. et al. (2013), Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years, *Nat. Geosci.*, 6(4), 314–320, doi:10.1038/ngeo1771.

Sawyer, D. S., R. B. Whitmarsh, and A. Klaus (1994), *Proc. Ocean Drill. Program Initial Rep.*, 149,

doi:doi:10.2973/odp.proc.ir.149.1994.

- Sayers, J., P. A. Symonds, N. G. Direen, and G. Bernardel (2001), Nature of the continent-ocean transition on the non-volcanic rifted margin of the central Great Australian Bight, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 51–76, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.04.
- Sibuet, J.-C. (1992), New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia–Flemish Cap conjugate margins, *J. Geol. Soc.*, 149(5), 829–840, doi:10.1144/gsjgs.149.5.0829.
- Sibuet, J. C., S. Srivastava, and G. Manatschal (2007), Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies., *J. Geophys. Res. JGR-Solid Earth*, 112(B06105), doi:10.1029/2005JB003856.
- Stagg, H., and S. Schiwy (2002), Marine geophysical surveys completed off Antarctica, *AusGeo News* 66, 18–19.
- Stagg, H., J. Colwell, I. Borissova, T. Ishihara, and G. Bernardel (2006), The Bruce Rise Area, East Antarctica: formation of a continental margin near the Greater India-Australia-Antarctica triple junction, *Terra Antarctica*, 13(1/2), 3.
- Stagg, H. M. J., J. B. Colwell, N. G. Direen, P. E. O'Brien, B. J. Browning, G. Bernardel, I. Borissova, L. Carson, and D. I. Close (2005), Geological framework of the continental margin in the region of the Australian Antarctic Territory, *Geosci. Aust. Rec.*, 2004/25, 1–373.
- Symonds, P. A., B. Murphy, D. C. Ramsay, K. L. Lockwood, and I. Borissova (1998a), The outer limits of Australia's resource jurisdiction off Western Australia., in *The Sedimentary Basins of Western Australia 2.*, pp. 3–19, Purcell, P.G. and Purcell, R.R., Perth, WA.
- Talwani, M., J. Mutter, R. Houtz, and M. König (1979), The crustal structure and evolution of the area underlying the Magnetic Quiet Zone on the margin south of Australia, *AAPG Spec. Vol.*, 151–175.
- Tanahashi, M., T. Ishihara, M. Yuasa, F. Murakami, and A. Nishimura (1997), Preliminary report of the TH95 geological and geophysical survey results in the Ross Sea and Dumont D'Urvill Sea, *Natinal Inst. Polar Res.*, 10, 36–58.
- Tikku, A., and S. C. Cande (1999), The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrons ?, *J. Geophys. Res.*, 104(B1), 661–677.
- Tikku, A. A., and S. C. Cande (2000), On the fit of Broken Ridge and Kerguelen plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180(1-2), 117–132, doi:10.1016/S0012-821X(00)00157-6.
- Tikku, A. A., and N. G. Direen (2008), Comment on “Major Australian-Antarctic Plate Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time,” *Science*, 321(5888), 490c–490c, doi:10.1126/science.1157163.
- Totterdell, J. M., J. E. Blevin, H. I. M. Struckmeyer, B. E. Bradshaw, J. B. Colwell, and J. M. Kennard (2000), A new sequence framework for the Great Australian Bight: starting with a clean slate., *APP-EA J.*, 95–117.
- Tucholke, B. E., and J. C. Sibuet (2007), Leg 210 synthesis: Tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*, vol. 210, pp. 1–56.
- Unternehr, P., G. Péron-Pinvidic, G. Manatschal, and E. Sutra (2010), Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model, *Pet. Geosci.*, 16(3), 207–215, doi:10.1144/079309-904.
- Veevers, J. J. (1986), Breakup of Australia and Antarctica estimated as mid-Cretaceous (95 ± 5 Ma) from magnetic and seismic data at the continental margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77(1), 91–99,

doi:10.1016/0012-821X(86)90135-4.

- Weissel, J. K., and D. E. Hayes (1974), The Australian-Antarctic Discordance: New Results and Implications, *J. Geophys. Res.*, 79(17), 2579–2587, doi:10.1029/JB079i017p02579.
- Wernicke, B., and B. C. Burchfiel (1982), Modes of extensional tectonics, *J. Struct. Geol.*, 4(2), 105–115, doi:10.1016/0191-8141(82)90021-9.
- White, L. T., G. M. Gibson, and G. S. Lister (2013), A reassessment of paleogeographic reconstructions of eastern Gondwana: Bringing geology back into the equation, *Gondwana Res.*, 24(3–4), 984–998, doi:10.1016/j.gr.2013.06.009.
- Whitmarsh, R. B., R. S. White, S. J. Horsefield, J.-C. Sibuet, M. Recq, and V. Louvel (1996), The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 101(B12), 28291–28314, doi:10.1029/96JB02579.
- Whittaker, J. M., R. D. Muller, G. Leitchenkov, H. Stagg, M. Sdrolias, C. Gaina, and A. Goncharov (2007), Major Australian-Antarctic Plate Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time, *Science*, 318(5847), 83–86, doi:10.1126/science.1143769.
- Whittaker, J. M., R. D. Müller, and M. Gurnis (2010), Development of the Australian-Antarctic depth anomaly, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 11, 23 PP., doi:201010.1029/2010GC003276.
- Whittaker, J. M., S. E. Williams, and R. D. Müller (2013), Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 14(6), 1891–1909, doi:10.1002/ggge.20120.
- Williams, S. E., J. M. Whittaker, and R. D. Müller (2011), Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins, *Tectonics*, 30(TC6012), 21p.
- Winterer, E., J. Gee, and R. van Waasbergen (1988), The source area for Lower Cretaceous clastic sediments of the Galicia Margin: geology and tectonic and erosional history, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 103, 697–732, doi:10.2973/odp.proc.sr.103.181.1988.
- Zhou, H., and H. J. B. Dick (2013), Thin crust as evidence for depleted mantle supporting the Marion Rise, *Nature*, 494(7436), 195–200, doi:10.1038/nature11842.

L'étude de l'architecture sédimentaire met donc en lumière une évolution polyphasée des marge Australie-Antarctique. Cette évolution est marquée par le développement de multiples systèmes de détachement menant à la création de grands domaines de manteau exhumé. Dans ce contexte, la première croûte océanique magmatique stable semble arriver très tardivement et pourrait être datée de seulement 47 Ma. Ce modèle suggère également que l'enregistrement des anomalies magnétiques dans un tel contexte extensif est certainement plus complexe que ce qui est actuellement proposé.

L'apport magmatique semble augmenter progressivement durant le développement de ces marge distales et apparaît être un facteur important dans leur évolution, et en particulier dans la localisation de la rupture lithosphérique. Cet événement final apparaît d'ailleurs être un processus graduel lié à la délamination de la lithosphère continentale et à son infiltration massive par le magma d'origine océanique. La rupture lithosphérique apparaît donc difficile à cartographier précisément, à l'inverse de la terminaison de la croûte continentale. Ce chapitre met également en lumière que la rupture lithosphérique mène à la localisation d'un centre d'accrétion stable qui n'est pas nécessairement immédiatement magmatique. En effet, la localisation de l'asthénosphère et du centre d'accrétion peut, en cas d'apport magmatique insuffisant pour initier une accrétion magmatique, mener au développement de systèmes de détachement de type « flip-flop ».

Ces marge montrent donc une évolution complexe, et en particulier pour les systèmes de failles. On peut donc se demander comment évoluent ces systèmes de failles, dans le temps et dans l'espace, durant le développement de ces marge. Nous avons vu que le magmatisme joue un rôle majeur durant les dernières phases de rift. Dans ce contexte, quelle est l'interaction failles/magma et quelle est l'évolution rhéologique de tels systèmes ?

Chapitre 2

Les systèmes de déformation sur les marges peu-magmatiques : exemple des marges Australie-Antarctique

L'étude des marges Australie-Antarctique montre que l'évolution distale de ces marges s'accompagne par le développement de différents types de failles : failles classiques normales et failles de détachement. En particulier, il apparaît que plusieurs styles de systèmes de détachement peuvent être observés. Ces différents styles montrent des morphologies et des organisations différentes. L'étude de l'organisation spatiale et temporelle de ces différents types et styles de failles permet de mettre en lumière les liens avec les différents domaines définis précédemment et en particulier avec la nature et la rhéologie du socle. Il est alors possible de proposer un modèle d'évolution des failles en fonction de l'évolution de la marge et en particulier de l'évolution magmatique.

Fault systems in magma-poor hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: structural style, evolution and relation to magma

Morgane Gillard, Gianreto Manatschal, Julia Autin

1. Introduction

Magma-poor hyper-extended rifted margins and ultra-slow spreading systems represent extensional environments with particular thermal, rheological and magmatic conditions. Of key importance in the evolution of these systems are extensional detachment faults. However, the initiation, development and evolution of such faults at deep magma-poor rifted margins is, in contrasts to similar faults in continental and/or oceanic domains (e.g. metamorphic and oceanic core complexes; [Whitney *et al.*, 2013]), still poorly understood. Models explaining the structural evolution of rifted margins generally imply a sequence of fault systems during the different stages of rifting (stretching, thinning and exhumation, e.g. *Lavier and Manatschal* [2006]; *Sutra et al.* [2013]). However, it is little understood how these faults develop and interact with first magmatic additions during latest stages of rifting and early seafloor spreading. Many interpretations show either a single major detachment fault or classical high-angle normal faults in such domains, although in reality the structural style appears more complex, with different types of faults, which can interact in time and space. Moreover, the gradual increase in amount of magma and the intense hydration of the mantle (e.g. serpentinisation) certainly have a strong control on the rheology and thus on the deformation style during latest rifting and early seafloor spreading. However, the way these processes control the bulk rheology and the structural style as well as time and location of lithospheric breakup is yet unknown.

Some magma-poor rifted margins, as the Australia-Antarctica distal rifted margins, clearly display a polyphase and complex tectonic evolution, implying multiple detachment systems. These margins also display large and highly tectonized domains of exhumed mantle (*Gillard et al.* submitted). Based on the study of these margins, we investigate the polyphase evolution of fault systems, their structural style and relation to magma at the transition between hyper-extension and steady-state seafloor spreading. In particular, the complex relations between faults and sediments/magma observed along the distal Australian-Antarctic rifted margins can help us to better constrain the organization of faults systems in space and time during lithospheric breakup.

2. Extensional fault systems in hyper-extended, exhumed and slow spreading domains

2.1. Fault geometry

In order to avoid misunderstandings and in the interest of clarity, it is important to well define the terms used to describe faults and deformation in extensional system. Faults can be defined as discrete, planar or curved, finite 3D surfaces, separating a hanging-wall from a footwall that move relative to each other. Hanging-wall and footwall are thus composed of pre- or syn-tectonic material (basement, sediments and/or magmatic rocks). The upper and lower limits of a fault surface can be defined as the intersection of the fault plan with the surface at the top of the footwall (e.g. the “top hangingwall cutoff” or “breakaway”; Figure 1) and where the fault soles out at depth (e.g. “rooting level”; Figure 1). As a fault develops per definition in a brittle medium, the rooting level corresponds to a rheological interface that corresponds either to a “brittle-ductile transition” or to a “decolllement” level (e.g. Figure 1).

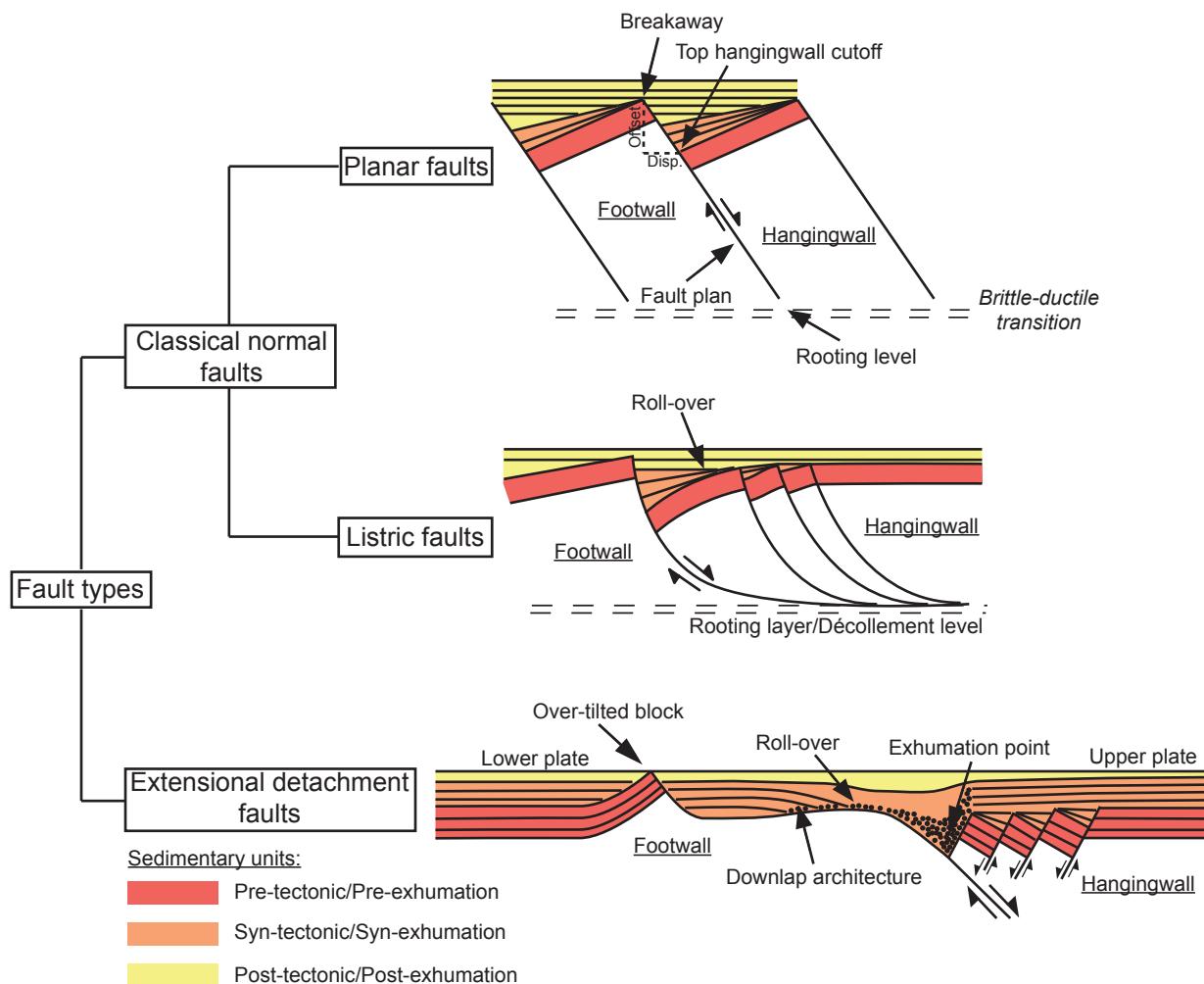


Figure 1. Geometry of different fault styles in extensional domains and related terminology.

Concerning the movement along the fault, the horizontal distance in dip direction between the breakaway and the “top hangingwall cutoff” [Reston and Ranero, 2011] defines the displacement on the fault

plan and is referred to as the “fault heave”. The vertical movement between these two points represents in turn the offset of the fault, referred to as the “fault throw”. In this study we will only consider extensive normal faults defined by positive fault heaves.

Extensional faults (e.g. normal faults) are classically described as high-angle faults ($\approx 60^\circ$) following the Mohr-Coulomb theory [Anderson, 1951; Sibson, 1985]. They typically display small offsets (< 10 km) [Vening Meinesz, 1950; Stein *et al.*, 1988] and are either planar or listric, the latter also often referred to as “upward-concave faults” following the way they flatten at depth in a rooting level (Figure 1). The distinction between planar and listric faults is often difficult, in particular in time migrated seismic sections. However, upward-concave listric faults generally form roll-over structures, which are well identifiable.

In contrast to high-angle normal faults, “low-angle detachment faults” [Wernicke, 1981] are defined by dip angles ranging between 30° and 0° . These faults can accommodate large offsets of more than 50 km [Davis and Lister, 1988; Tucholke *et al.*, 1998] without creation of major fault topography. Since the existence of such faults is debated, and in particular the activity of the active slip surface at angles below 30° , more descriptive terms have been introduced to describe them, such as “extensional detachment faults” or “long-offset faults”. The particularity of these faults is that the deeper parts of their footwall can be exhumed at the surface. In this case the fault plan corresponds to the top basement of an exhumed domain. These faults are thus able to create new basement surfaces, over which younger sediments or magma can be deposited. In contrast to the classical, listric normal faults (e.g. upward-concave faults), these faults form as “downward-concave faults” (e.g. rolling-hinge fault, Buck [1988]; Wernicke and Axen [1988], Figure 1), implying that the footwall has to move through a hinge while it is exhumed and pulled out at the seafloor.

Extensional detachment faults have first been observed in continental domains [Anderson, 1951; Coney, 1974, 1980; Crittenden *et al.*, 1980; Lister and Davis, 1989] and particularly in the Basin and Range [Wernicke, 1981, 1985; Etheridge *et al.*, 1989] where they are referred to as “Metamorphic Core Complexes”, due to their dome shape structure made of exhumed mid-crustal rocks. These detachment faults have been interpreted to root in intra-crustal levels. The fault planes typically show corrugations with axes parallel to the fault-slip direction. Detachment faults have also been identified in oceanic domains (e.g. Oceanic Core Complexes (OCC); [Christie *et al.*, 1998; Tucholke *et al.*, 1998; Ranero and Reston, 1999; MacLeod *et al.*, 2002; Escartín *et al.*, 2003; Okino *et al.*, 2004; Whitney *et al.*, 2013]) and particularly at slow to ultra-slow spreading ridges [Cannat, 1993; Cann *et al.*, 1997; Blackman *et al.*, 1998; Tucholke *et al.*, 1998; Karson, 1999; Ranero and Reston, 1999; Dick *et al.*, 2000]. They represent large dome shape bathymetric highs (20-25 km of extension, Spencer [1999]) showing corrugated fault surfaces. OCCs are supposed to form large parts of the oceanic seafloor in magma-poor domains (50-60% of some segments of the Mid-Atlantic Ridge, Smith *et al.* [2006, 2008]; Escartín *et al.* [2008], and up to 70% of the Australian-Antarctic Discordance area in the South-East Indian Ridge; Okino *et al.* [2004]). Detachment faults are also described from several magma-poor hyper-extended rifted margins, as for example the Iberia-Newfoundland, Alpine Tethys and South Australia margins (e.g. Lister *et al.* [1986]; Boillot *et al.* [1995]; Pérez-Gussinyé *et al.* [2001]; Manatschal *et al.* [2007, 2011]; Espurt *et al.* [2009]; Péron-Pinvidic and Manatschal [2009]; Dieren *et al.* [2011, 2012]). In this context, detachment faults develop in previously thinned, hyper-extended brittle crust or serpentized mantle rocks. They are sometimes associated with the formation of peridotite ridges that are parallel to the margin and may represent breakaways of multiple detachment faults [Minshull *et al.*, 2014]. As it appears that the exhumation process can imply the development of several high-angle faults and/or detachment faults, which are not always easy to differentiate, in this study we use the term

“detachment system”. Detachment systems can accommodate large amounts of extension and can create very large domains of exhumed mantle (up to 170 km, *Dean et al.* [2000]). Large-scale detachment systems generally create asymmetric geometries between their footwall and their hanging-wall, which are also referred to as upper vs. lower plates (e.g. *Lister et al.* [1986]; *Sutra et al.* [2013]): the upper plate representing the hanging-wall and the lower plate representing the footwall of a major extensional detachment system. Even if detachment faults are observed as “low-angle” faults, they are generally supposed to initiate at a high-angle before their inactive up-dip part rotates to lower angles (e.g. rolling hinge fault; *Spencer* [1984]; *Buck* [1988, 1993]; *Hamilton* [1988]; *Wernicke and Axen* [1988]; *Morris et al.* [2009]; *MacLeod et al.* [2011]). In oceanic domains these faults root into mantle levels, allowing exhumation of serpentized mantle rocks over time periods of 1-3 Ma [*Tucholke et al.*, 1998]. Although OCCs are mainly composed of serpentized peridotites, drilling of these structures showed the presence of thick gabbroic intrusions and of basaltic dykes within their footwall [*Ildefonse et al.*, 2007]. These observations, combined with modelling results [*Lavier et al.*, 1999], suggest that contrary to initial ideas, OCCs require an intermediate magma supply to develop (e.g. *Tucholke et al.* [2008]).

2.2. Spatial and temporal organisation of fault systems

Faults in extensional environments can develop in time and space either randomly, in-sequence or out-of-sequence. In fault systems developing in-sequence, the new fault forms in the hanging-wall of the previous fault (Figure 2). This creates a progressive and chronological sequence of fault plans younging toward the future ocean (e.g. *Péron-Pinvidic et al.* [2007]; *Ranero and Pérez-Gussinyé* [2010]; *Brune et al.* [2014]). In-sequence faulting is also an integral part of the “rolling-hinge model” [*Buck*, 1988; *Wernicke and Axen*, 1988; *Brun and Driessche*, 1994], in which high-angle faults form in-sequence and are progressively rotated at lower angles before becoming inactive in the footwall of the new developing fault.

On the contrary, in fault systems developing out-of-sequence, the new fault develops in the footwall of the previous fault and can cut and separate the previous fault plane (Figure 2). In this case, the final configuration and time evolution of faults is generally more complex. An example of out-of-sequence detachment faulting are “flip-flop detachment systems”. These fault systems consist in series of detachment faults with alternating dip, cutting progressively in the previous fault plane. This type of detachment system has been described from the Southwest Indian Ridge [*Sauter et al.*, 2013] and at the Iberian margin [*Reston and McDermott*, 2011].

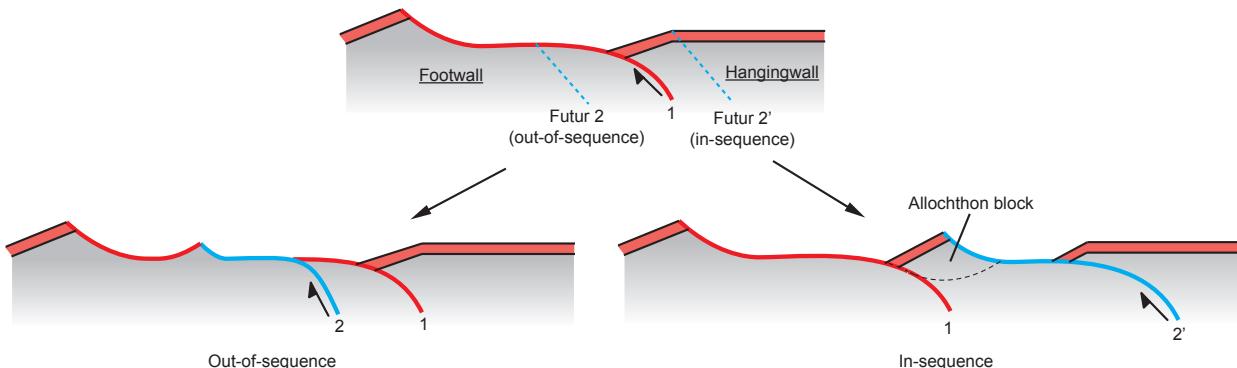


Figure 2. Time space relationships in evolving normal fault systems: in-sequence faults (the new fault develops in the hanging-wall of the previous fault) vs. out-of-sequence faults (the new fault develops in the footwall of the previous fault).

2.3. Relations between faults and sediments

Terms such as pre-, syn- and post-tectonic sediments have been introduced to describe the temporal relationship between a fault and the related sediments. In the case of a “classical” normal high-angle fault (Figure 1), pre-tectonic sediments were emplaced before onset of faulting and are cut and displaced by the fault. Syn-tectonic sediments represent the sedimentary package deposited during the fault movement. These sediments are characterized by typical fan or growth architecture. Finally, post-tectonic sediments seal the fault, generally showing “onlap geometries” on tilted blocks and marking the end of fault activity. In this “classical” rift architecture, movements on a single fault can thus be dated using the sedimentary architectures, and a relative age between different faults can be determined and used to date the timing and age progression of fault systems.

In the case of extensional detachment faults (Figure 1), the geometrical relation between sediments and faults is different. Indeed, these faults can create new surfaces that are made of exhumed footwall rocks capped by a detachment surface (e.g. top-basement detachment fault; *Hölker et al.* [2003]), and pre-tectonic sediments are thus only occurring at the distant hanging-wall and breakaway in the footwall, or may occur as extensional allochthons over the exhumed surface [*Masini et al.*, 2013]. Thus, above the exhumed top basement detachment fault, apart from extensional allochthons, only syn- or post-tectonic sediments can occur. As new basement is progressively created by exhumation, the syn-tectonic sedimentary package will display a “downlap geometry” onto top exhumed basement (Figure 1). However, this architecture is strongly controlled by the rates of sedimentation. In case of high sedimentation rates (sufficient sediment supply), the sediment accumulation over exhumed basement can lead to the formation of “sag type” sequences. Details about this architecture have been described in *Masini et al.* [2011, 2013] and, for the case of the Australian-Antarctic rifted margin, by *Gillard et al.* (submitted). As large-scale detachment systems are generally difficult to identify in seismic sections, the relation between the sedimentary architecture and the underlying basement becomes a diagnostic feature to determine the existence of extensional detachment systems.

2.4. Relation between faults and magma and influence on the basement topography

Like sediments, magma can show pre-, syn- or post-tectonic relationships to evolving fault systems. In case of the emplacement of extrusive systems before fault initiation, the basement topography will appear mainly marked by faulted blocks consisting of magmatic layers and overlain by syn-tectonic sediments displaying classical growth structures (Figure 3a). In this case, the occurrence of magma is difficult to determine and faulted blocks thus create rather asymmetric basement highs. On the contrary, if extrusive magmatic rocks are emplaced during fault movement, magmatic growth structures may be formed. However, in most cases, the extrusive magmatic sequences tend to construct magmatic edifices (volcanoes) onto which the post-tectonic sediments passively onlaps. This will mask the underlying structures and previous stages of faulting, leading to a difficult identification of the related sedimentary and tectonic structures. In this case, top basement morphology is mainly controlled by magmatic constructions (Figure 3b).

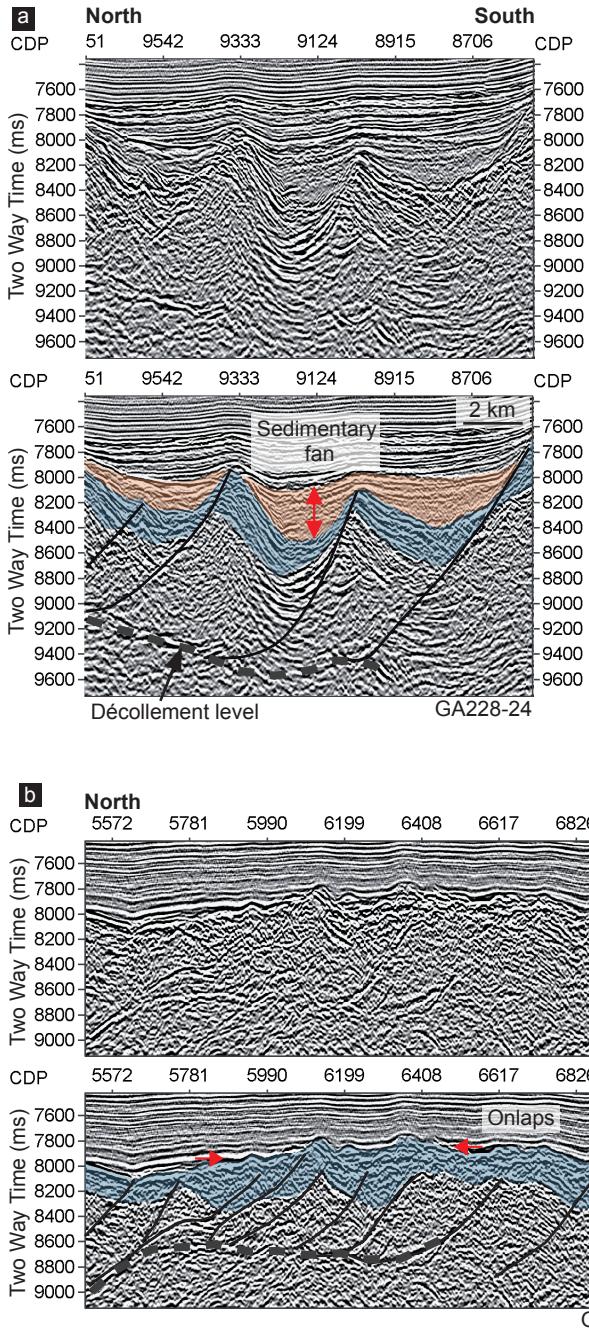


Figure 3. Relation sediment/fault and magma/fault and influence on the basement topography: (a) Volcanic rocks emplaced before faults initiation, creation of tilted magmatic layer (in blue) and sedimentary growth structures; (b) Volcanic rocks (in blue) emplaced after fault movement, sealing fault breccaways, only sedimentary onlaps can be observed. Antarctic seismic lines.

2.5. Terminology used in this paper

In this paper we describe fault geometries, fault systems and their relation to sedimentary and magmatic systems in distal domains of magma-poor rifted margins and embryonic oceanic crust. Our seismic interpretations are using time sections. The advantage of using this type of data is that we do not have to worry about the generally ill-constrained velocity structure of hyper-extended and exhumed domains. Indeed, the basement nature in these domains is not well constrained due to the lack of drill hole data and/or refraction seismic data. These rocks have been drilled (e.g. Iberia and Newfoundland margins) or observed in outcrops (e.g. Alpine Tethys margins preserved in the Alps) and represent highly hydrated crustal and mantle rocks (serpentinites) often associated with magmatic additions, displaying complex velocity and density structures. The gain in working in depth sections in such distal domains thus appears minor, in par-

ticular in domains where the basement has not been drilled and refraction seismic data are sparse. However, working with time sections implies that the observed geometries and thicknesses are distorted and are a function of the velocity structure. As a consequence, the observed angles and thicknesses cannot be considered as real. However, horizontal distances as well as geometrical relationships such as onlaps, toplaps, downlaps and geometrical structures such as growth structures or magmatic constructions are conserved.

In this paper we will thus only define two major types of fault: classical normal faults, including planar and listric faults, and extensional detachment faults (Table 1, Figure 1). We use criteria valid in time sections such as geometrical relationships (onlaps, toplaps, downlaps), sedimentary structures, geometry and organisation of fault systems. We do not distinguish between planar and listric faults, due to the fact that the difference between these two fault types is mainly based in the depth geometry of the fault plan that in turn depends on the velocity structure. Moreover, the presence or absence of a clear rooting layer is often difficult to determine and depends on the type (time or depth sections) and on the quality of the data. It is also important to note that in this study we distinguish between “décollement level” and “detachment fault”. A “décollement level” is an interface separating two layers with different rheologies. This level allows slip along its surface (shear zone) and can act as a rooting level for faults. At the contrary, a “detachment fault” represents a faulted surface which cross-cuts the rheological layers to reach the top basement and exhume deep material. This fault can root on a décollement level in depth.

Table 1. Description of the main fault types

Fault type		Geometry of fault plan	Geometry of fault systems	Organisation
Classical normal fault	Planar	<u>Geometry</u> : high-angle fault which remains plane at depth <u>Rooting layer</u> : not visible <u>Sediment architecture</u> : classical (syn-tectonic sediments displaying growth architecture)	Isolated faults or in graben system. Small offset (< 10 km) and displacement.	Random
	Listric	<u>Geometry</u> : high-angle fault plane in the up-dip part but flattening at depth (upward-concave geometry) <u>Rooting layer</u> : generally visible, décollement layer/shear zone. <u>Sediment architecture</u> : classical (syn-tectonic sediments displaying growth architecture)	Rarely isolated, creating blocks of variable size. Variable spacing, displacement and offset. Can create important basement topography. Roll-over of the hangingwall	In-sequence or random
Extensional detachment fault		<u>Geometry</u> : downward-concave <u>Rooting layer</u> : not visible <u>Sediment architecture</u> : particular, pre-tectonic sediments not present above the exhumed surface, syn-tectonic sediments parallel to the exhumed surface or downlapping onto it, creation of sag sequence	Large displacement and offset (> 50 km) allowing an important accumulation of sediments.	In- or out-of-sequence

3. Observations from the distal Australian-Antarctic rifted margins

3.1. Data sets and methodological approach

This study is based on reflection seismic lines provided by Geoscience Australia (surveys GA199 and GA228, *Symonds et al.* [1998a]; *Stagg and Schiwy* [2002]) and localised along the Australian-Antarctic conjugated margins (Figure 4). Here we focus on the most distal domains of these magma-poor, conjugate rifted margins. The study is mainly based on a careful structural interpretation of several seismic sections, documented in the line drawings shown in Figure 5 (for more details see also *Gillard et al.*, submitted). The interpretation includes fault geometries (planar and listric faults, extensional detachment faults) as well as the geometrical and temporal relation to sedimentary units and magmatic additions (e.g. pre-, syn-, and post-tectonic) and the top basement architecture. In particular, the relation between faults, sediments and magma is a key point as it is the only way to propose a relative age for the faults and associated structures, but also for the creation of “new” basement in the most distal parts of the margin. At a small scale, the sediment architecture can give information about the geometry of fault planes. At a larger scale, it enables to define the geometry of fault systems (array or isolated faults, displacement, offset...), and finally the organization of fault systems (in-sequence or out-of-sequence). All these observations will enable us to identify different fault types (e.g. Table 1). The mapping of faults (Figure 5) highlights the presence of repeating patterns along the margins and along profiles and thus allows to recognize the type and space distribution of fault systems and to propose a coherent time zonation.

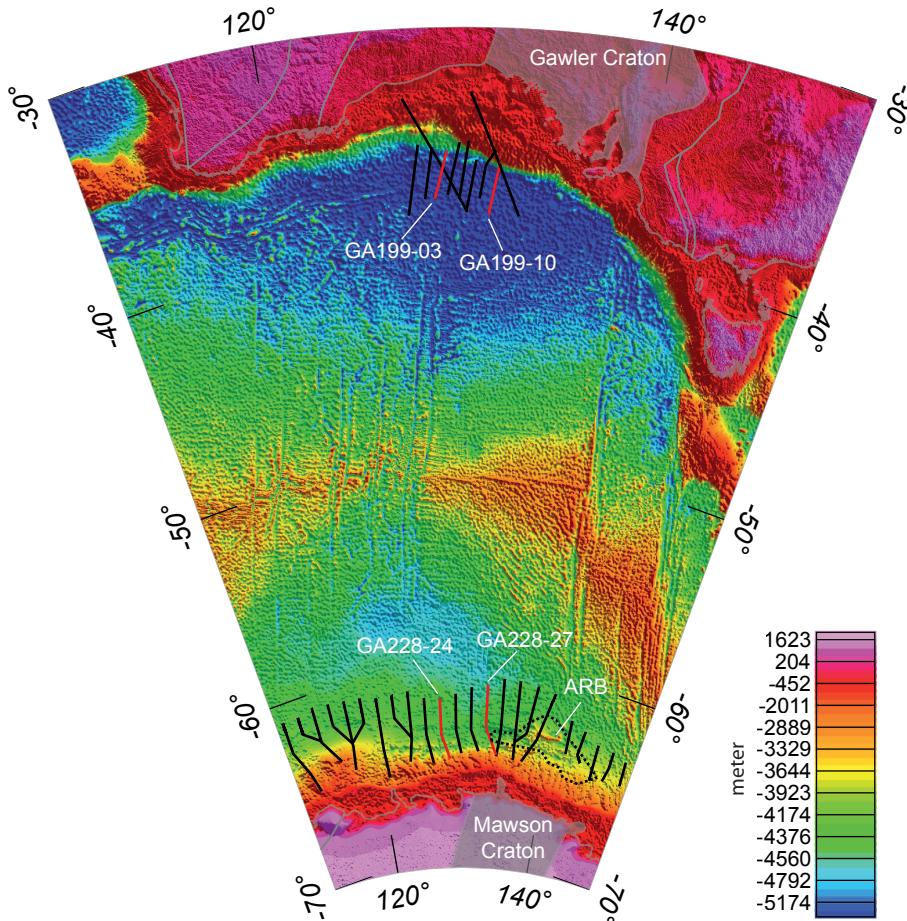


Figure 4. Bathymetric map of the Australian-Antarctic conjugate margins. Seismic lines of the GA199 (Australia) and GA228 (Antarctica) surveys shown in black. In red, location of lines shown in Fig. 5 (seismic lines GA199-03, GA199-10, GA228-24 and GA228-27). In grey the main geological boundary (from White et al. 2013), with the Gawler and Mawson Cratons highlighted. ARB: Adélie Rift Block (in dashed black).

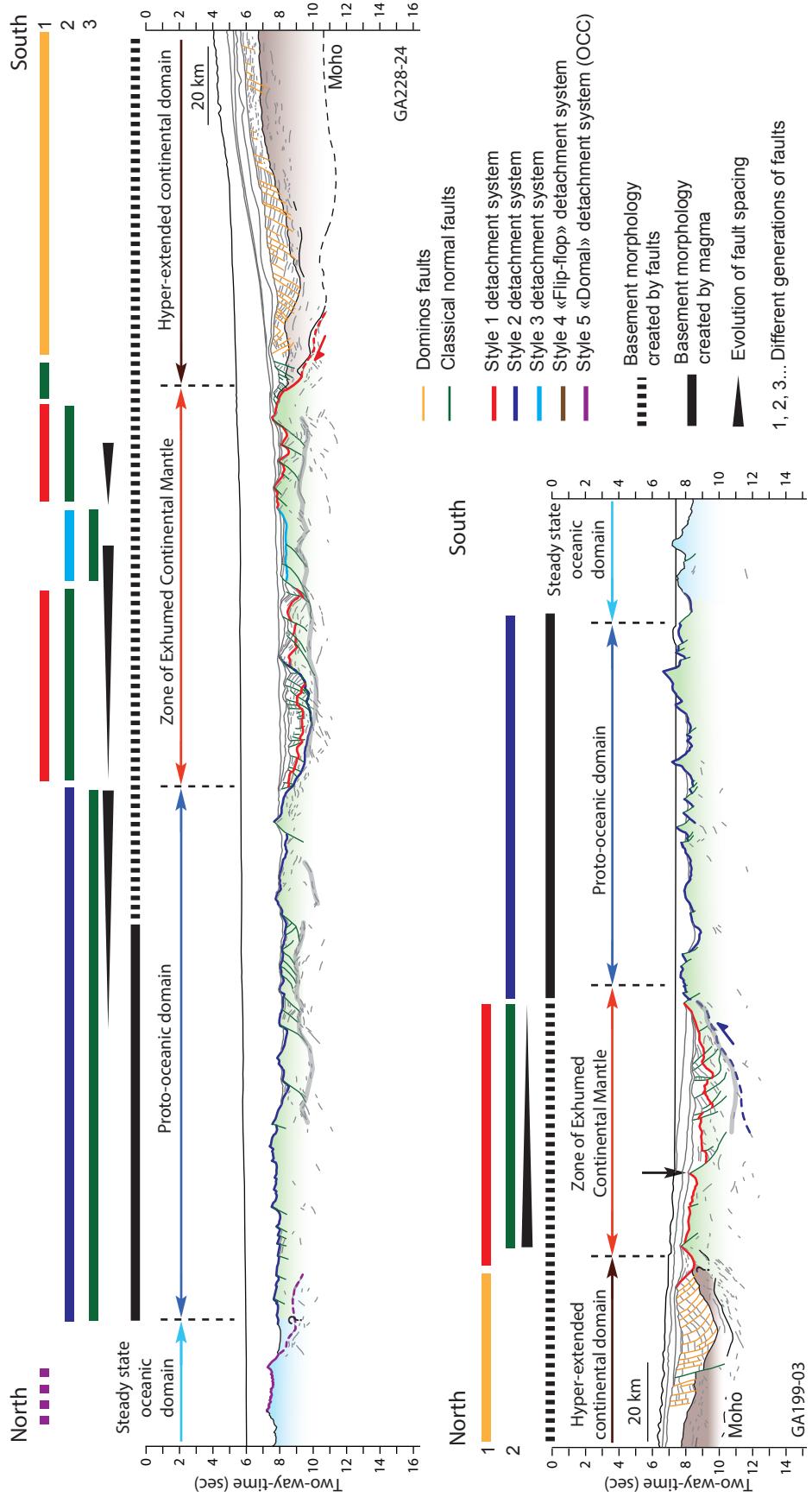
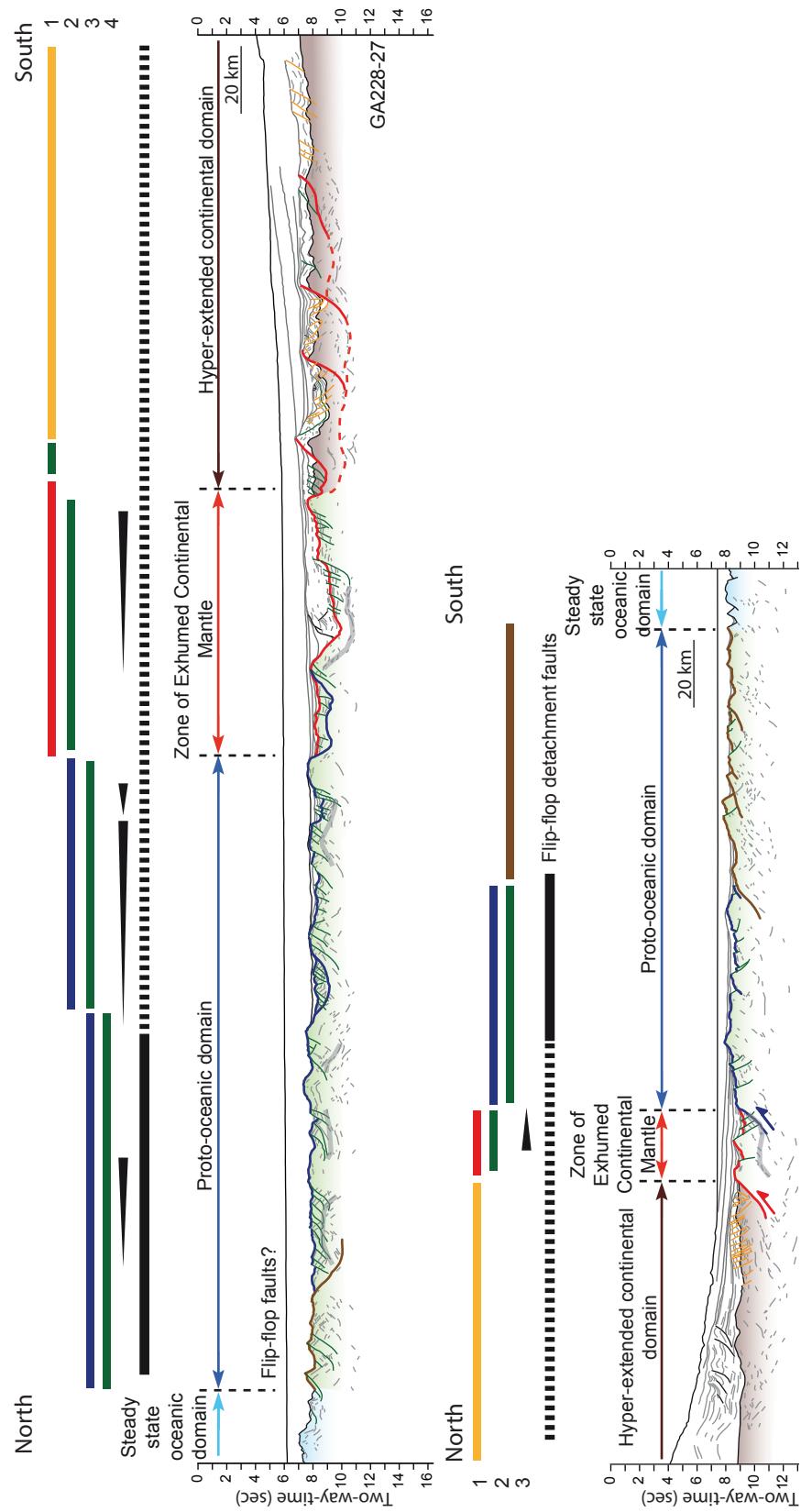


Figure 5. Fault mapping on seismic sections in time (TWT) along Australian and Antarctic margins. Identification of the different fault types and of their distribution along profiles.

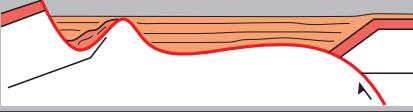
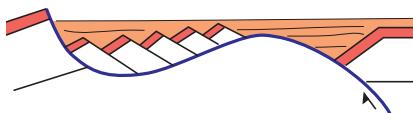
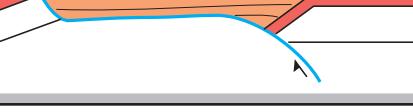
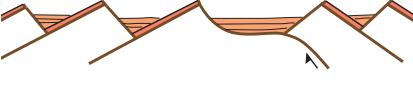


3.2. Fault types and detachment styles

Previous studies defined arrays of classical normal faults as well as extensional detachment faults

along the distal Australian-Antarctic margins [Espurt *et al.*, 2009, 2012; Direen *et al.*, 2011; Ball *et al.*, 2013]. However, these studies did not try to identify and describe the geometries of the faults as well as the way these faults are organized in time and space. Along these margins we indeed identify the two major types of faults (classical normal faults and extensional detachment faults, Table 1), but we also describe the variations in the morphology of extensional detachment systems. We describe 5 different styles of detachment systems, based on different geometrical and morphology criteria and on the relation with sediments (for details see Table 2). Each of these different styles of detachment systems displays some particularities:

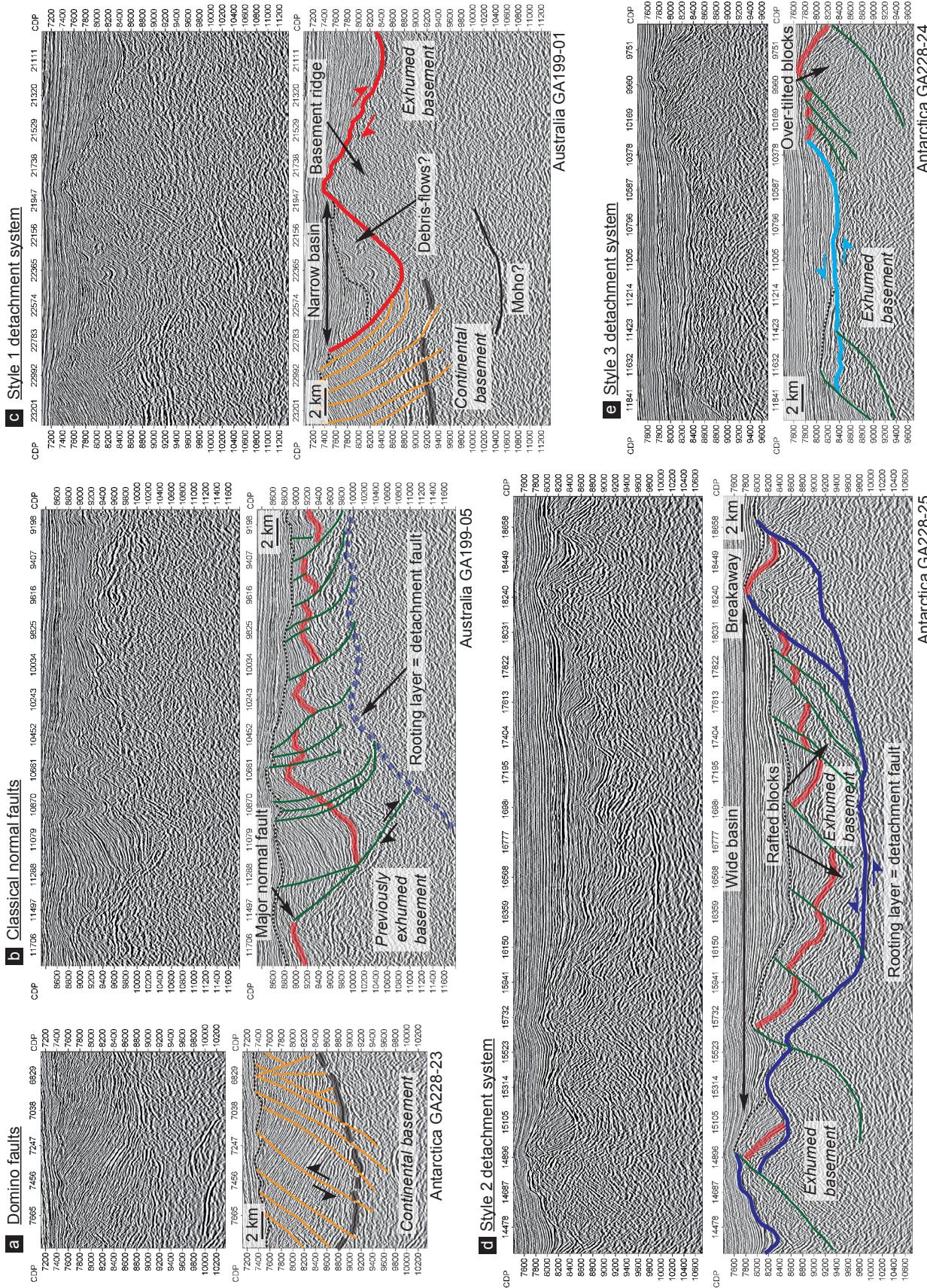
Table 2. Different styles of detachment systems.

	Morphology of detachment system	Top-basement morphology	Relation basement/sedimentary infill
Style 1		Single basement ridge and narrow basin at the lower plate	Sedimentary debris-flow tilted against the continentward flank of the basement ridge
Style 2		Rafted blocks over the detachment surface at the lower plate	Syn-tectonic sediments filling the basin with onlap and downlap geometries, can also display growth structures above faulted rafted blocks
Style 3		Flat, no topography	Syn-tectonic laying parallel to the top-basement
Style 4		Array of regularly spaced basement ridges	Syn-tectonic sediments associated to the emplacement of a particular detachment are tilted on each ridges at the emplacement of the following detachment fault
Style 5		Dome shape	No clear pre and syn-tectonic sediments identifiable, all sediments onlapping on the top-basement

- Style 1: large-scale detachment systems associated with a single basement ridge near the breakaway (at the lower plate). A narrow sedimentary basin (ca 9 km wide) is created between this ridge and the breakaway. It is either filled by well stratified and flat lying sediments, or by perturbed, not well stratified, sediments (c.f. debris flows or rafted blocks), which are tilted against the continentward flank of the ridge (Figure 6c). The deepest part of the narrow basin does not seem to reach a rooting layer;
- Style 2: large-scale detachment systems creating a large sedimentary basin (between 14 and 36 km wide) near the breakaway (at the lower plate). Rafted blocks are always present in this basin over the detachment surface (Figure 6d). The deepest part of this large basin seems to always reach a reflective rooting layer;
- Style 3: small-scale detachment system (only visible at one margin, around 20 km of extension along flow-line) with a flat and smooth top-basement topography (Figure 6e);
- Style 4: flip-flop detachment systems (Fig. 6f), i.e. systems of detachment faults regularly alternating in the dip sense and creating an array of regularly spaced basement ridges (around 12 km

between ridges). Sedimentary packages can be continentward tilted on faulted blocks;

- Style 5: small-scale (less than 20 km of extension along flow-line) dome shaped detachment systems (Fig. 6g), similar to oceanic core-complex [Ranero and Reston, 1999]. The structure is topographically higher than the surrounding basement.



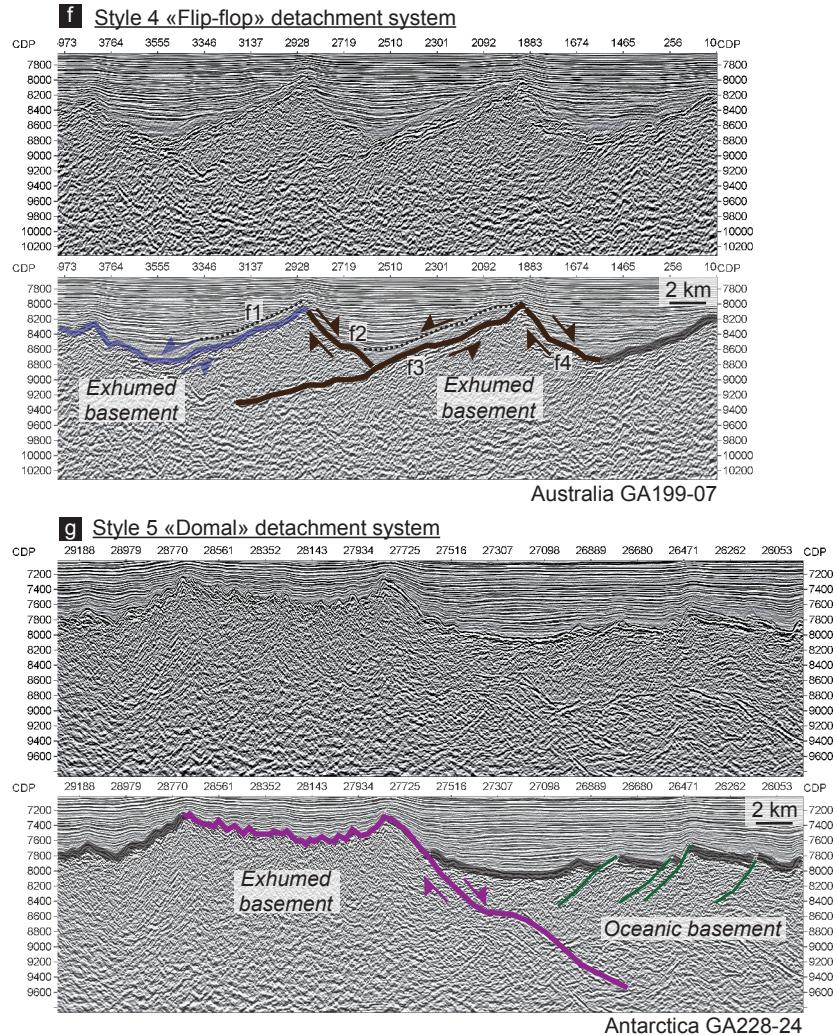


Figure 6. Example of the different fault types and styles of detachment systems recognized along the Australian-Antarctic margins. Same colour legend as for Fig. 5. (a) Domino Faults; (b) Classical normal faults; (c) Style 1 detachment system; (d) Style 2 detachment system; (e) Style 3 detachment system; (f) Style 4 “Flip-flop” detachment system, with f1 to f4 indicating the different intercutting faults; (g) Style 5 “Dome shape” detachment system (Oceanic core complex). In thick black the basement, which is not exhumed basement. All sections are in two-way-time (ms).

3.3. Fault types vs. rift domain

One key question of this paper is how far fault types (classical normal or extensional detachment faults, Table 1) and detachment system styles (Table 2) correlate with the rift domains previously defined along the Australian-Antarctic margins by Gillard *et al.* (submitted). The four rift domains have been defined by using seismic and potential field methods and include:

- The hyper-extended continental domain, (crustal thickness ≤ 7.5 km, Ball *et al.* [2013]);
- The zone of exhumed continental mantle;
- The proto-oceanic domain, interpreted as a non-steady state seafloor spreading and composed of hybrid crust (exhumed mantle and magmatic rocks);
- The steady-state oceanic domain composed of a magmatic oceanic crust (Penrose crust).

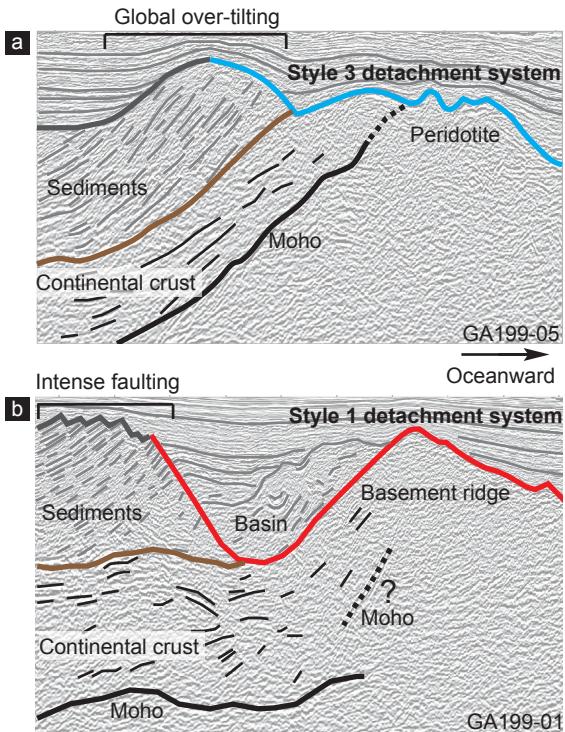


Figure 7. Difference at the continental crust termination: (a) global over-tilting of the sedimentary unit and hyper-extended continental crust, no basin and no basement ridge; (b) intense faulting of the sedimentary unit, no global over-tilting, basement ridge creating deep basin partially filled with debris-flows.

Classical normal faults are common in the hyper-extended continental domain, with particularly large arrays of domino faults (particular case of classical normal fault type, Table 1, Figures 5 and 6a). These faults affect a thick sedimentary unit and the underlying continental basement. Their rooting level is not well recognisable but seems to be localised in sediments at the base of the sedimentary sequence, at the interface with the top basement. Some of these normal faults can affect the top-basement but they generally do not display a clear throw. However, few faults are able to reach the crust-mantle boundary, which is locally visible at around 10 sec (TWT) (Figure 5 line GA199-03). The sedimentary sequence and the continental crust affected by these domino faults are globally over-tilted at the edge of the continental crust along the distal Australian margin. This over-tilting is interpreted by *Gillard et al.* (submitted) to be linked to the presence of a detachment system of style 1 (in red, Figures 5 and 7b) or 3 (Figure 7a), marking the termination of the continental crust. On some lines, the hyper-extended

continental crust is affected by several major normal faults, creating important over-tilted blocks, before the emplacement of the detachment system (e.g. GA228-27, Figure 5).

Fault types and detachment styles in the exhumed continental mantle domain

The detachment system marking the continental crust termination generally creates a basement ridge localised oceanward of the breakaway, at the lower plate (Style 1 detachment system). This creates a narrow basin between the ridge and the breakaway, which is filled by syn-tectonic sediments (Figure 6c). These perturbed sediments could be associated to debris-flow and can be observe tilted against the continentward flank of the basement ridge.

The exhumed continental mantle is linked to style 1 or 3 detachment systems that are affected by numerous classical normal faults and small-scale style 3 detachment faults (in light blue, Figure 5). The spacing between normal faults progressively decreases oceanward before each detachment system. These normal faults often root on a shallow and reflective intra-basement interface (e.g. Figure 3a). The depth of this interface appears to be comprised between 1 and 1.6 sec (TWT) below top basement, i.e. about 3 km assuming a velocity of 6km/s. The end of the zone of exhumed continental mantle is marked at both margins and on all lines by the emplacement of a new major style 2 detachment system displaying rafted blocks on the detachment plane near the breakaway (Table 2 and Figure 6d). In the same way, classical normal faults root on the rising detachment fault at the conjugate margin in the hangingwall of this new extensional detachment fault (Fig. 6b). The rooting interface is here around 0.9 sec (TWT) below top-basement.

Fault types and detachment styles in the proto-oceanic domain

The new exhumed basement created by this style 2 detachment system (in dark blue, Figure 5) is itself affected by other style 2 detachment systems (Figure 8a) and by arrays of closely spaced normal faults. Contrary to the zone of exhumed continental mantle where oceanward normal faults are present on the two margins, normal faults in the proto-oceanic domain are only observed at the Antarctic margin. They are generally over-tilted and sealed by magma (Figure 3b, *Gillard et al.* submitted), and also root on a clear and reflective intra-basement interface around 0.9 sec (TWT) below top-basement (Figure 8b). These reflections are similar to the “S reflector” at the Iberian margin [Reston, 1996] or to the “D-detachments” described by [Reston and Ranero, 2011] at the Mid-Atlantic Ridge in the context of oceanic core complexes. Finally, in the most distal part of the proto-oceanic domain we can observe in some lines the presence of flip-flop detachment systems (Style 4, Table 2, Figure 6f). When such detachment systems are observed, no rooting layer is visible. They mark the end of the proto-oceanic domain.

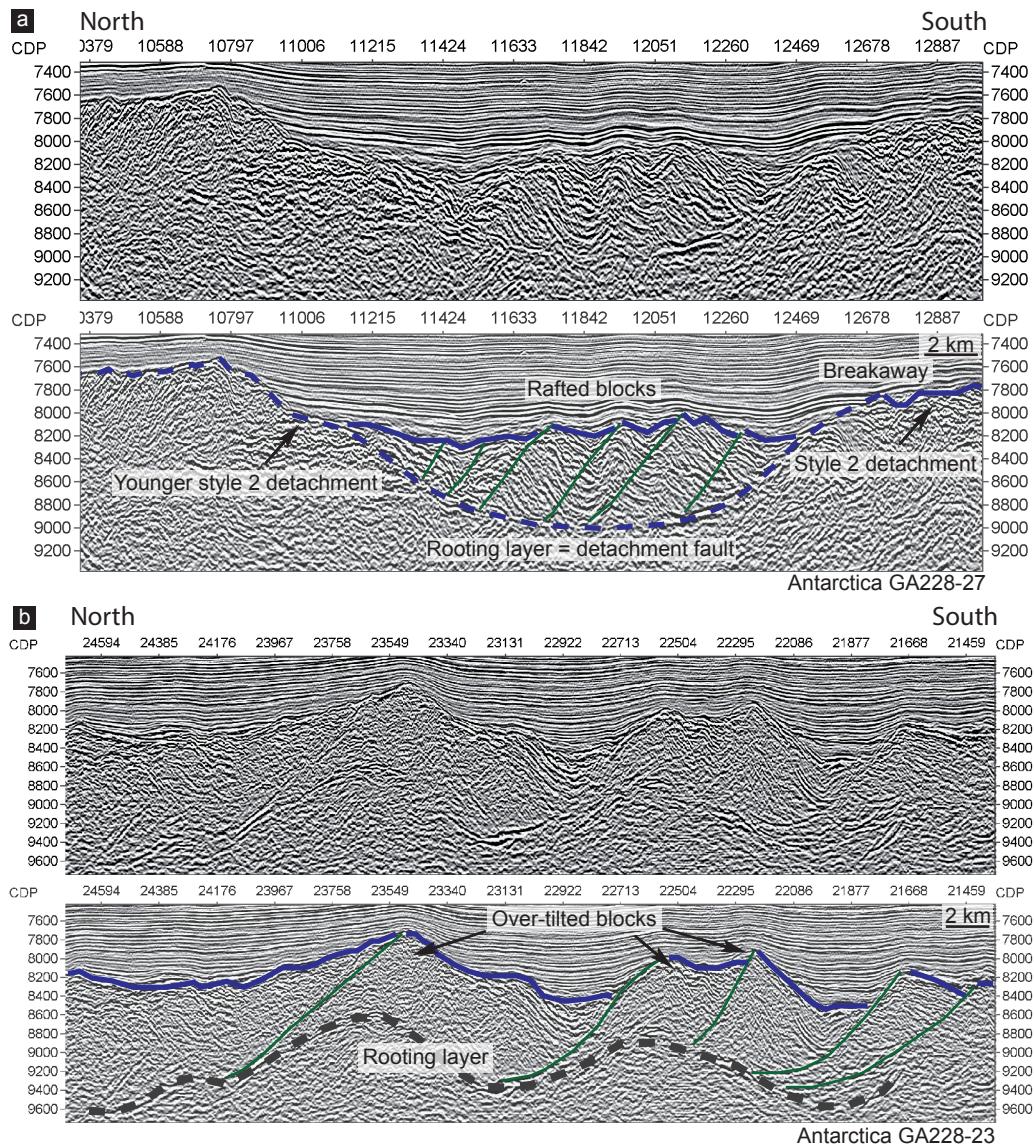


Figure 8. Different structures observed at the Antarctic proto-oceanic domain. (a) Development of new style 2 detachment system; (b) Normal faults sealed by magmatism rooting on a reflective shallow layer, presence of over-tilted blocks.

Fault types and detachment styles in the steady-state oceanic domain

Finally, the steady state oceanic domain appears affected by classical normal faults that may have been formed at the mid-oceanic ridge. Apart from these normal faults dome shaped structures, associated to oceanic core complex (Style 5 detachment system, Table 2, in violet in Figures 5 and 6g) can be observed associated to rising reflections dipping continentwards.

Fault patterns

From a compilation of observations on several conjugated seismic lines across the Australia-Antarctic margins (e.g. Figure 5) we can identify the following large-scale spatial pattern:

- Domino faults occur in the hyper-extended continental crust;
- Style 1 (and/or 3) detachment systems occur in the zone of exhumed continental mantle. The exhumed surfaces are themselves affected by normal faults;
- Style 2 detachment systems occur mainly in the proto-oceanic domain. The exhumed detachment surfaces are themselves affected by later normal faults.

We also observe a progressive decrease in the size of blocks created by normal faults before emplacement of new detachment systems. Moreover, over-tilted blocks are generally observed continentward of a new detachment fault of style 1, 2 and 3 (Figures 6c, d, e).

This large-scale pattern can be locally punctuated by small-scale (style 2 or 3), flip-flop (style 4) and dome shaped (style 5) detachment systems exhumeing mantle rocks. It is noteworthy that flip-flop detachments only occur at the end of the proto-oceanic domain and that dome shape detachment faults are only present in steady state oceanic crust. It also appears that closely spaced normal faults in the zone of exhumed continental mantle are preceded by a major normal fault identifiable on almost all lines (black arrow, Figures 5 and 6b).

3.4. Time zonation, relation with sediments and magma

The relation between sediments and faults observed along the Australia-Antarctic margins clearly indicates a migration of the deformation toward the ocean and a polyphase evolution of faulting. Indeed, each sedimentary unit displays an evolution from post-tectonic, to syn-tectonic, to pre-tectonic (Figure 9), which indicates an oceanward migration of fault activity. We can thus see that the age of faults get younger oceanwards on both conjugated margins. However, as shown above (see also Figure 5), the margins are not composed by an uniform and homogeneous basement. *Gillard et al.* (submitted) highlights a global symmetric “downlapping” architecture of sedimentary units and a progressive oceanward disappearance of pre-tectonic units (Figure 9). Indeed, along the Australian-Antarctic margins we observe that at a large scale: 1) continental mantle is exhumed (more or less) in the centre of the hyper-extended continental crust; 2) proto-oceanic basement emplaced in the centre of the zone of exhumed continental mantle, and 3) the final steady state magmatic oceanic crust develops in the centre of the proto-oceanic domain. This finally leads to a symmetric juxtaposition of the different rift domains on both margins and a successive younging of the top-basement oceanwards (Figure 5).

In this context, it is possible to identify different generations of detachment faults, each of which being responsible for the creation of a “new” surface (e.g. new real state) corresponding to a large-scale time increment. Moreover, these new surfaces are also affected by later classical normal faults, which are necessarily younger than the detachment surface they affect (Figure 9). Figure 5 thus clearly shows the youngest generations of faults migrating towards the future ocean on both margins.

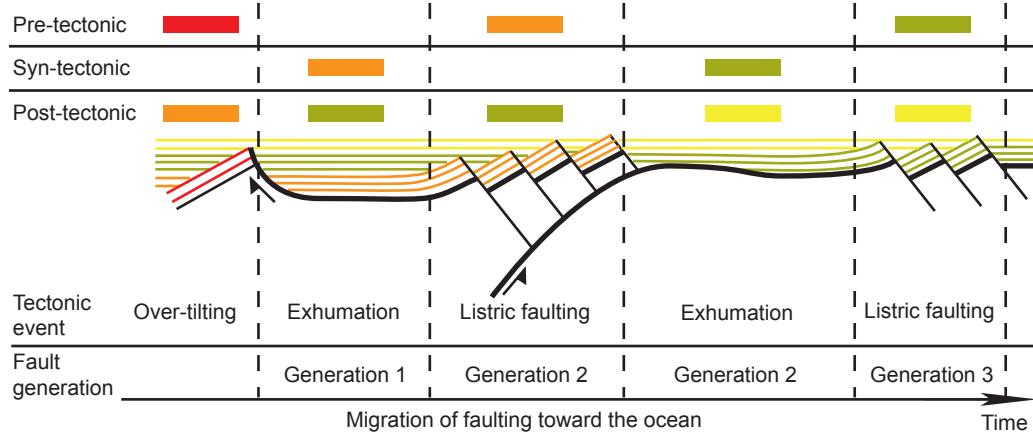


Figure 9. Schematic representation showing the approach used to define relative ages for faults along the Australian-Antarctic margins.

In the continent-ocean transition top-basement of the different domains always represents a fault plane. There is thus a generational link between faults, as faults of generation 2 affect faults of generation 1, generation 3 affect generation 2, etc... (Figure 9). However, the steady state magmatic oceanic crust does not represent a fault surface. Faults affecting this domain cannot be considered in the same generational scheme, although they represent the youngest faults.

This sediment/basement time zonation discriminates only first order deformation phases. However, observations show that in detail, the overprinting relationships are more complex: i.e. all faults affecting the same detachment plane are not necessarily related to the same deformation phase. For example, in Figure 6b, the sediment architecture shows that the major normal fault (pointed by the black arrow) appears related to an older extension phase than the one leading to the development of the other normal faults located oceanwards.

It thus appears that younger normal faults and new detachment systems always develop out-of-sequence compared to the previous detachment fault: indeed, each new fault affects the footwall of the previous detachment fault. But at the same time, classical normal faults develop in-sequence relative to each other until the development of a new detachment system: each new fault affects the hanging-wall of the previous normal fault. As the top-basement represents an exhumed surface and thus a fault plane, each fault can be considered as out-of-sequence or in-sequence, depending on the fault which is referred to. These two processes seem to be responsible for the final, globally symmetric exhumed domain showing a migration of the deformation on both margins toward the future ocean. At this stage, the system is, on the scale of the margin, symmetric but not yet localized and steady state.

Concerning the relation to magma, normal faults in the proto-oceanic domain (particularly along the Antarctic margin) are sealed by volcanic additions, indicating that these faults emplaced before extrusion of magmatic rocks (Figure 8b). We thus observe a transition from a basement topography dominated by faults in the domain of exhumed continental mantle to a basement topography dominated by magmatic

constructions toward the ocean (Figure 5). It is noteworthy that we can no anymore observe initiation of new detachment systems in areas dominated by magma, at the exception of flip-flop detachment systems at the most distal part of some lines.

4. Discussion

4.1. Key observations

Along the distal Australian-Antarctic rifted margins we identified different types of faults, top basement morphologies and infill patterns related to different styles of detachment faulting. The evolution of faults and their organisation (in-sequence or out-of-sequence) thus appear as function of the basement nature/rheology and of the magmatic supply. Globally, new faults appear to always develop in the centre of previously exhumed domains, leading to a global symmetry of distal margins. Flip-flop detachment systems, which represent small-scale out-of-sequence organization, appear to only occur just before the emplacement of the first steady state oceanic crust, where magmatic supply is the most important. Some repeating patterns are also observed, as the decrease in the normal fault spacing oceanwards and the presence of over-tilted blocks (Figure 10) before emplacement of a new detachment system. A particular shallow interface (between 1.6 and 0.9 sec TWT below top basement, i.e. 4.8 to 2.7 km below top basement considering a velocity of 6 km/s) is visible all along the profiles and appears to represent a décollement plane on which multiple faults root (either normal or detachment faults).

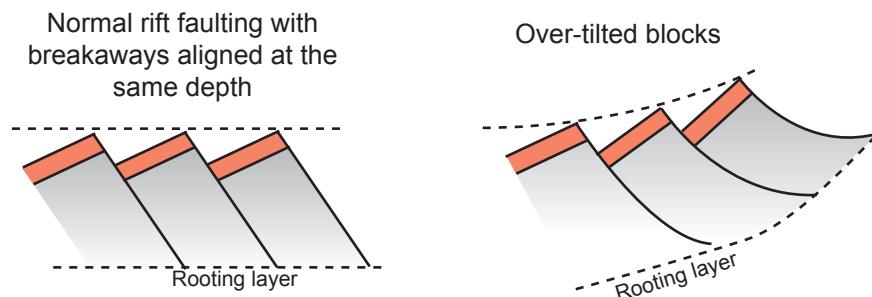


Figure 10. Comparison between normal faulting and over-tilted blocks leading to the formation of exhumation faults.

4.2. Recognition of detachment systems in seismic sections

Identification of faults in seismic sections, and particularly of detachment systems, is mainly based on the relation between the top basement morphology and sedimentary infill and thus highly depends on the sedimentary supply. However, observations also highlight other related structures, as intra-basement reflections in the exhumed domains (Figure 6d) and the presence of over-tilted blocks (Figure 6e), helping to the recognition of extensional detachment systems. Over-tilted blocks are defined by a system of several blocks created by normal faults whose breakaways are not aligned at the same depth but are progressively shallow (Fig. 10). This implies a progressive rotation of normal faults at lower angles and the rising of the rooting layer toward the top-basement. The exhumed surfaces can be affected by younger normal or detachment faults. In general, it appears that probably numerous faults of different generations are not recognized

on seismic lines [Reston, 2007].

4.3. Fault architecture as a function of the evolving basement rheology

Identification of repeating fault patterns along the Australian-Antarctic margins shows that the development and the type of faults are controlled by rheological changes during the margin development. Indeed, the decrease in the fault spacing can indicate a decrease of the brittle layer thickness before the emplacement of each detachment fault (e.g. Vendeville *et al.* [1987]).

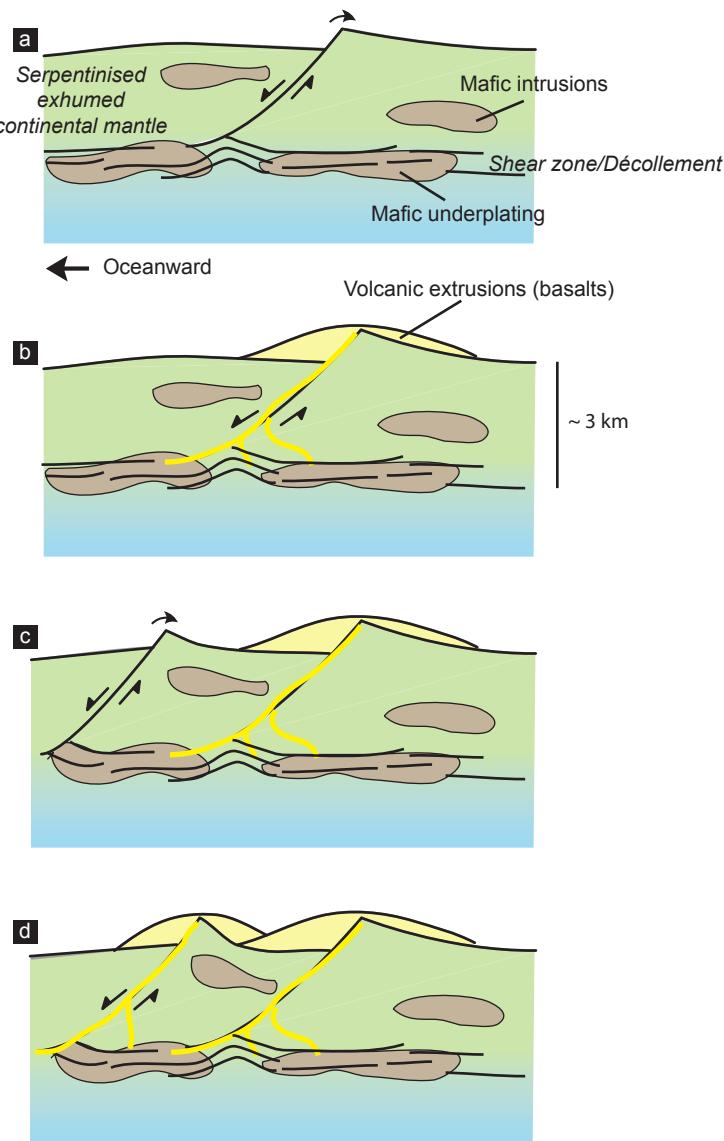


Figure 11. Cartoon showing the fault evolution in the proto-oceanic domain (inspired from Manatschal *et al.* 2011): (a) Development of high-angle normal faults affecting an older exhumation fault and rooting on a décollement level acting as a decoupling level over which block can “over-tilt”; (b) Magma uses this fault as a feeder system to reach the top-basement, the fault is sealed and cannot rotate at sufficiently lower angles to evolve as an exhumation fault; (c) A new high-angle normal fault develops oceanward and begins to rotate; (d) Magma also seals the fault, leading to the development of a new normal fault oceanward.

It is noteworthy that in the case of rifted margins, the brittle/ductile transition is a complex structure that is controlled by hydration reactions (serpentinitisation), magma-emplacement and thermal structure. Particularly, the top-basement morphology and thus the style of detachment system seem to be linked to the thickness of the brittle layer: detachment system of style 1, represented by a basement ridge and a narrow basin, is always found at the continental crust termination. However, as noted in Table 2, the deepest part of this basin does not seem to reach the continental Moho. Despite this, the basement ridge located directly oceanwards appears to be composed of new material (serpentinitised peridotite) as suggested by the lack of pre-tectonic sediments. This implies that this detachment system finally cut through the entire hyper-extended continental crust, which is approximately 7 km thick, but not in a single step. On the contrary, detachment systems of style 2, represented by a wide basin containing rafted blocks, always develop in previously serpentinitised exhumed basement. As serpentinite represents a weak mineral and as serpentinitisation is supposed to occur in the first 5 ± 1 km of exhumed basement [Minshull *et al.*, 1998; Kusznir and Cooper, 2011], the two styles of detachment systems appear to develop in highly different rheological conditions.

In the distal proto-oceanic domain

along the Antarctic margin, normal faults are numerous and we can observe several over-tilted blocks, suggesting the initiation of detachment faults. This domain is interpreted as a hybrid crust, i.e. an exhumed mantle with significant magmatic additions. In this domain we observe the development of style 2 detachment systems in the most proximal part of this domain (Figure 8a). However, more oceanwards, over-tilted blocks are not followed by exhumation but by new normal faults, all rooting on a shallow reflective interface (Figure 8b). Breakaways of these faults appear sealed by volcanic additions. We can suppose that magma used these normal faults as feeder systems, similar to what was proposed for the Chenaillet Ophiolite [Manatschal *et al.*, 2011], and modify the rheology of the fault plane. As this faulted area has not a similar conjugate structure at the Australian margin and as normal faults are all dipping oceanwards, we suggest that the development of these normal faults occurs in response to a continuing extension, which is not completely accommodated by the slip along the main detachment system. Normal faults seem to lock up at low-angles before being able to exhume deep material and a new normal fault develops in-sequence (Figure 11) [Choi and Buck, 2012]. Reston and Ranero [2011] proposed a similar evolution for their “D-detachment” system, localised in the middle of a segment in the Atlantic oceanic crust. These authors suggested that the passage from a “F-detachment” (dome shape structure composed of exhumed material, corrugated surface, similar to our style 5 detachment system) to a “D-detachment” (sub-horizontal structure occurring beneath a series of small faulted blocks, which does not lead to mantle exhumation) is linked to the presence of a thinner lithosphere, an increase of magmatism and a decreasing amount of serpentinisation. This description of the environment leading to “D-detachments” (Figure 12) corresponds well to what is expected for the most distal proto-oceanic domain. Dome shape detachments (Style 5) observed in our steady state oceanic domain would better correspond to “F-detachments” (supplementary material 1b) of Reston and Ranero [2011], developing in a thicker crust and hotter environment driven by a stable (but not necessary important) magmatic supply.

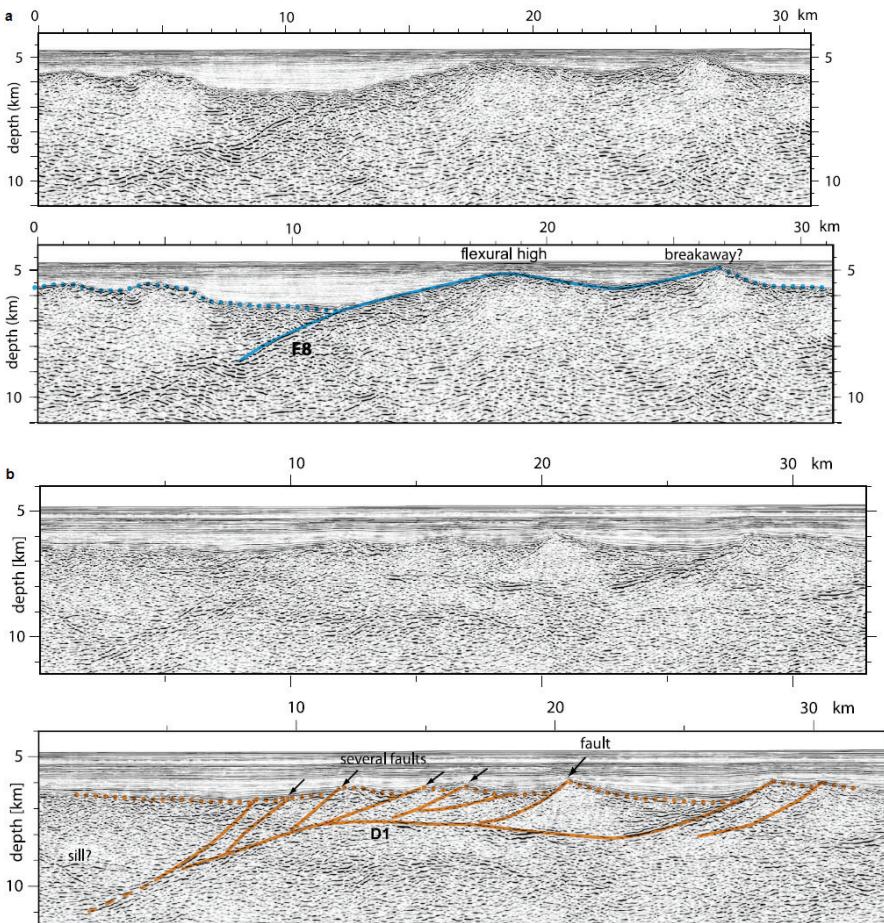


Figure 12. (a) “F detachment” and (b) “D detachment” of Reston and Ranero (2011). Seismic profiles localized in the Central Atlantic. See the morphological similarity between the “F detachment” and our style 5 detachment system (Figure 6g), and between the ”D detachment” and our faulted proto-oceanic domain at the Antarctic margin (Figure 3b).

Thus, the style of detachment systems appears to highly depend on the bulk rheology and nature of the basement. But rheology is also influenced by the development of faults, as faults allow water to penetrate at depth and thus favour serpentinisation of the mantle. This is particularly true for faults developing in the hyper-extended continental crust that can penetrate across the thinned, brittle and hydrated residual crust into mantle, leading to the onset of serpentinisation. This serpentinisation is supposed to create a weak zone at the crust-mantle boundary, allowing the initiation of a décollement plane, which can evolve as a detachment fault exhuming the mantle [Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001].

4.4. Evolution of fault systems during margin development

From our observations we suppose that detachment faults forming in distal margins initiate as high-angle normal, upward-concave faults [Spencer, 1984; Buck, 1988, 1993; Hamilton, 1988; Morris *et al.*, 2009; MacLeod *et al.*, 2011]. This is argued by: 1) the identification of style 2 detachment systems, where the fault coincides with the rooting layer and creates a wide basin before reaching the surface and beginning the exhumation; 2) the array of over-tilted normal faults sealed by volcanism in the proto-oceanic domain; 3) the presence of major normal faults as conjugate structures of detachment systems (black arrow, Figures 5 and 6b); and 4) the presence of several major normal faults predating the emplacement of a detachment fault (e.g. Figure 5 line GA228-27). But the observation of different styles of detachment systems also suggests different evolutions from the initial upward-concave stage (Figure 13). As mentioned above, this evolution appears clearly linked to the evolution of the bulk rheology of the basement and thus to the nature of the basement.

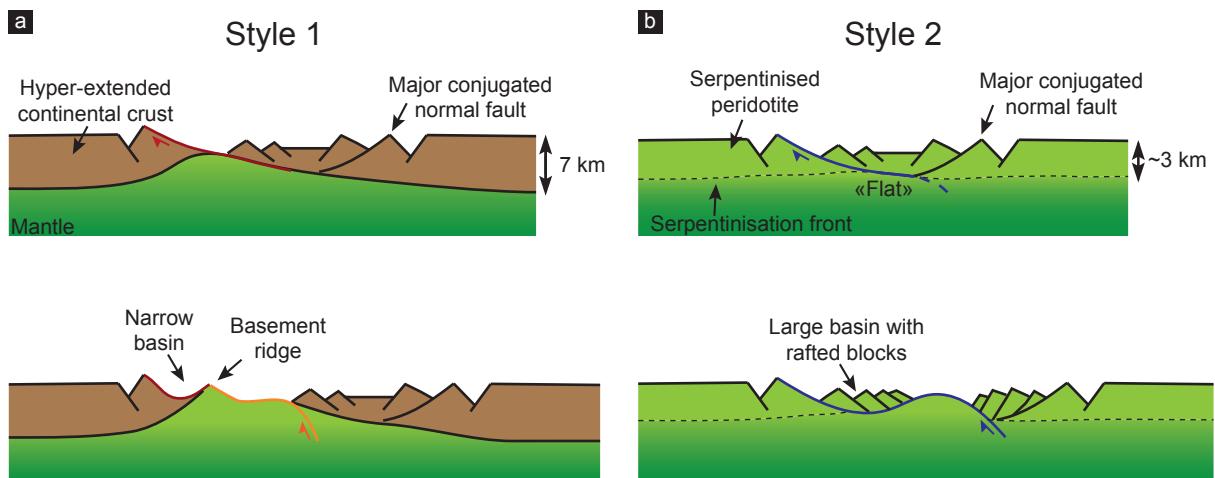


Figure 13. Cartoon displaying the variable evolution of high-angle listric fault in (a) type 1 or (b) type 2 detachment fault, depending on the nature of the basement and of the thickness of the brittle layer.

For detachment systems of style 1, developing in the hyper-extended continental crust, we observe that the deformation preceding the emplacement of the detachment fault is symmetrically distributed at the two margins, with similar arrays of domino faults (Figure 5). However, these faults don't appear to be the main cause of the extreme thinning of the continental crust, as they don't create large displacement at the top basement. It is possible that depth-dependent stretching [Sibuet, 1992; Driscoll and Karner, 1998; Lavier and Manatschal, 2006] occurs during this stage of extension. When the entire crust enters in the brittle regime, some major normal faults can develop, reaching the crust-mantle boundary and allowing water penetration at depth and serpentinisation of a thin layer of upper mantle. Then, deformation probably

localised on a single major fault (Figure 13a), marking the onset of an asymmetric/simple shear extension phase. Fault rotation to lower angles, creating over-tilted blocks and using the serpentized mantle as a décollement plane, seems to be an important process. If the continental crust remains too thick, the roll-over of the major upward-concave fault (in red in Figure 13a) appears difficult, preventing its evolution to a downward-concave geometry, as the role-over process depends on the thickness of the brittle layer [Lavier *et al.*, 1999]. It is possible that several major normal faults are needed to sufficiently thin the crust before exhumation can initiate (for example line GA228-27, Figure 5). In this case new faults can develop as out-of-sequence faults in locations where the remaining continental crust is the thinnest and where the underlying mantle is the most serpentised. Due to an extremely thin remaining crustal layer and to a largely hydrated and weak mantle, this new fault can rotate due to a roll-over of its footwall and develop into a low-angle fault near the surface and result in mantle exhumation [Lavier *et al.*, 1999]. The emplacement of this second out-of-sequence detachment fault creates an over-tilted block represented by the basement ridge, which can be composed of a thin layer of remaining continental crust and of exhumed serpentised mantle. The creation of this ridge can be associated with debris-flows emplacement, as observed in the narrow basin in-between the breakaway of the first fault and the basement ridge. The onset of this exhumation stage is accompanied by the latest extension in the upper plate hyper-extended continental crust. In the case of style 1 detachment systems, we can thus expect: 1) an over-tilting of the lower plate; 2) a continental crust termination at the lower plate marked by an important normal fault, which does not reach the Moho; 3) a basement ridge localised near the continental crust termination of the lower plate; 4) an associated narrow (ca 9 km wide) basin, which can be filled by debris-flows linked to the emplacement of the second detachment fault; 5) a highly-extended continental crust at its termination on the upper plate, with important normal faults representing the original conjugate of the first detachment fault. Typically, this is what we can observe at the Australian-Antarctic margins, with the Australian margin as the lower plate for the western and central Great Australian Bight (Australian lines GA199-01 to GA199-06 and Antarctic lines GA228-22 to GA228-25). On the contrary, for the eastern GAB, the Antarctic margin appears to be the lower plate of these style 1 detachment systems. These margins are thus probably segmented [Ball *et al.*, 2013], with variations in the dip of the detachment fault from one segment to the other. This segmentation could be linked to cratonic basement inheritances, as noted by Direen *et al.* [2012] and Ball *et al.* [2013]. Indeed, the observed change in the dip of this detachment system coincides approximately with the western boundary of the Gawler/Mawson Cratons (Figure 4). It is likely that in this cratonic area, the continental crust remains thicker in the hyper-extended continental domain, as suggested by the presence of the large continental “Adélie Rift Block” [Stagg *et al.*, 2005; Colwell *et al.*, 2006; Close *et al.*, 2009; Direen *et al.*, 2012] and by the numerous major faults necessary to finally break apart the continental crust in the line GA228-27 for example (Figure 5). Seismic observations also suggest slight thickness variations of the continental crust in the western segment: some lines show that exhumation can be done in only one step (line GA199-05 for example, Figure 7a) if the primary fault can rotate sufficiently, suggesting a thinner crust. In this case, we rather observe style 3 detachment systems.

For style 2 detachment systems, developing in a previously exhumed mantle, we observe that the deformation preceding their emplacement is also symmetrically distributed at the two margins (Figure 13b). Here the basement is composed of serpentised mantle, representing a weak and brittle (low frictional) material, with a low thickness (< 5 km). As for detachment systems of style 1, the deformation localised on a single normal, probably upward-concave fault, which rotates at low angles and probably roots in the serpentisation front. This marks the onset of a new asymmetric/simple shear extension stage. The upward-concave fault can propagate along the décollement level represented by the serpentisation front

(brittle-ductile interface), creating a “ramp”. The fault could finally penetrate in deeper layers (around 10 km, *deMartin et al.* [2007]) near an older and inactive major conjugated fault, which probably created a thicker area of hydrated (and thus brittle) mantle. The hydration and onset of serpentinisation of deeper mantle probably favour the roll-over of the fault and creates a bulge, isolating rafted blocks over the detachment fault. This exhumation is certainly associated to deformation over-printing the previously faulted blocks. In the case of this style of detachment system, we expect: 1) a large basin with rafted blocks over the detachment fault near the lower plate; 2) that the base of the basin coincides with the décollement level/serpentinisation front imaged as a shallow intra-basement reflector; and 3) closely spaced normal faults at the upper plate, possibly rooting on a major normal fault, which could represent the original conjugate of the detachment fault. This is what we can observe along the Australian-Antarctic margins, with style 2 detachment faults always dipping toward the Australian plate. Particularly, the conjugated and abandoned normal fault displays an important offset and is visible at the upper plate (black arrow in Figures 5 and 6b).

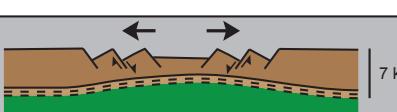
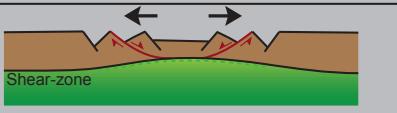
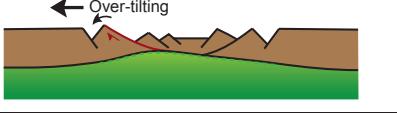
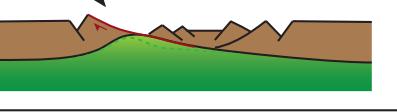
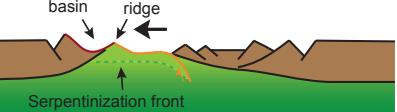
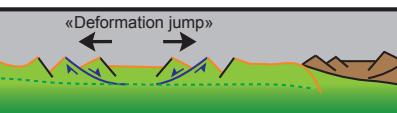
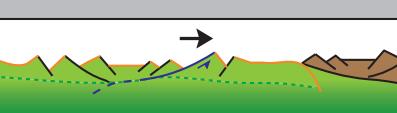
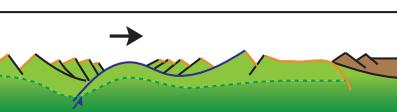
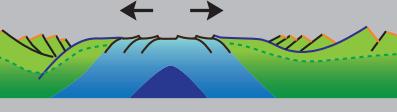
Extension mode	Fault evolution	Fault type	Nature of the faulted basement	Processes
Pure shear (Symmetric extension)		Conjugated normal faults	Hyper-ex-extended continental crust	Depth dependent stretching
		Conjugated normal faults	Hyper-ex-extended continental crust	Major normal faults development
Simple shear (Asymmetric extension)		Single upward-concave fault	Hyper-ex-extended continental crust	Deformation localised, over-tilting, onset of serpentinisation
		Upward-concave low-angle fault	Hyper-ex-extended continental crust	Attempt of exhumation but no roll-over
		Detachment system (Style 1)	Hyper-ex-extended continental crust/serpentinised continental mantle	Back-stepping fault, roll-over, continental crust termination, exhumation
Pure shear (Symmetric extension)		Conjugated normal faults	Serpentinised continental mantle	Re-localisation of the deformation, serpentinisation front = décollement level
Simple shear (Asymmetric extension)		Upward-concave low-angle fault	Serpentinised continental mantle	Deformation localised on a major listric fault, over-tilting
		Detachment system (Style 2)	Serpentinised continental mantle	Roll-over, exhumation
Simple shear but Symmetric extension		Flip-flop detachment system (Style 4)	Serpentinised oceanic (?) mantle	Lithospheric breakup

Figure 14. Evolution of faults during the margin development: alternation of pure-shear and simple-shear phases of extension with “deformation jump” leading to a global symmetry of distal margin. Description of the associated fault type/style, of the nature of the faulted basement and of the related processes.

It thus seems that the evolution of these margins displays several alternating phases of symmetric (pure shear) and asymmetric (simple shear) extension (Figure 14). Moreover it appears that some normal faults are able to evolve as low-angle upward-concave faults, then as downward-concave faults after the roll-over and finally as exhumation faults.

4.5. Importance of the décollement plane

One key point of the initiation of multiple detachment faults along such margins appears to be the presence of a “décollement level” at shallow depth in the basement. The exact nature of this interface is difficult to determine, but there are some indirect evidence that it represents the serpentinisation front. Possible other interpretations are that it corresponds to the top of underplated bodies or top of highly intruded crust (underplated mafic intrusions). Above this surface the exhumed mantle is sufficiently serpentinised to undergo a brittle deformation and roll-over, and below, the less hydrated mantle is stronger and may not be able to roll-over [Manatschal *et al.*, 2011]. This configuration would explain the necessity of a decoupling level localised along a rheological interface between materials of different rheology. This interface enables to partition pure-shear and simple shear extension and the initiation of new detachment faults in the uppermost brittle, but weak layer. On our seismic lines, new detachment systems seem to initiate when the brittle layer is around 0.9 sec (TWT) thick. If we consider P-wave velocities between 4.5 and 6 km/sec for the upper part of the serpentinised peridotite [Minshull *et al.*, 2014], we thus obtain a brittle thickness between 2 and 2.7 km. These detachment systems seem to always develop from normal upward-concave faults rooting on this interface, which can be compared to a “flat”. Upward-concave faults propagate along this flat before being able to root in deeper mantle layers (Figure 13b). As said before, during the latest stages of the margin development and in the more distal part, the increase of magma appears to freeze normal faults before their maturation to major downward-concave exhumation faults. This creates wide sequences of normal faults rooting on the shallow interface (Figure 8b). This may explain the highly reflective layers that may be related to the presence of underplated magmatic material. This progressive increase in the magma supply could reflect the melting of the deeper, strong mantle in the aim to accommodate extension at all lithospheric levels and to achieve final lithospheric breakup.

4.6. Faults and lithospheric breakup

During the final margin evolution we can note the initiation of flip-flop detachment systems, which develop in the most distal part of the proto-oceanic domain. They represent clearly an out-of-sequence organisation with shorter exhumation phases than those creating the previous domains. We suggest that the development of such systems of detachment faults is linked to the final localisation of the spreading centre. Extension appears thus really important between the continental crust termination and the localisation of the spreading centre, and could last up to 36 Ma if we consider the first mantle exhumation at 83 Ma and the onset of the steady state sea floor spreading (first normal oceanic crust) at 47 Ma (*Gillard et al.* submitted). This long extension without important asthenospheric uplift could be explained by: 1) an ultra-slow extension rate [Tikku and Cande, 1999], allowing mantle exhumation but postponing the asthenospheric uplift; and 2) the presence of a décollement level, which decoupled the brittle deformation in the upper serpentinized exhumed mantle from the stronger un-serpentinized mantle, acting as a shear zone and al-

lowing several phases of pure-shear symmetric extension (Figure 14). These pure-shear phases allowed a re-localisation of the exhumation zones in the centre of the rifted domain. These phases also allow changes in the dipping direction of new detachment faults. Contrary to the model of the rolling-hinge exhumation, which implies an in-sequence migration of the breakaway but a stable exhumation point, we can observe here an out-of-sequence (compared to the previous detachment fault) migration of both the exhumation point and the breakaway. It results in a “deformation jump” (see Figure 14). This evolution allows an extreme thinning of the continental lithosphere. At the end of the margin evolution, we thus observe that we have a global symmetry of distal domains although the main process of extension accommodation is simple-shear mantle exhumation.

During the latest stages of margin development, the remaining of the hyper-thinned continental lithosphere begins to be largely intruded by magma, which uses faults as feeder systems. This increase in the magmatic supply prevents the maturation of normal faults in new exhumation faults and begins to lock the current major exhumation phase. The lithospheric breakup probably occurs during this final stage as a gradual and transitional process accompanied by the increasing dominance of magmatic activity. In segments where the magmatic supply is the less important, the lithospheric breakup can be marked by the initiation of flip-flop detachment faults, signing the initiation of a localised oceanic spreading centre. Magma thus plays an important role in the occurrence of the lithospheric breakup but this event does not appear to necessarily create an important volcanic mount.

5. Conclusion

The study of the distal Australian-Antarctic rifted margins allowed to better constrain the evolution of fault systems during the latest stages of rifting. The recognition of global patterns in the distribution of faults and the identification of several generations of faults suppose an alternation between pure-shear and simple-shear extension phases during the final rift to early seafloor evolution. The pure-shear phases are marked by the development of symmetric arrays of normal faults rooting on a décollement level, which may correspond to the serpentinisation front in domains of exhumed mantle. The simple-shear phases correspond to development of detachment systems leading to mantle exhumation. These detachment systems can display different characteristics, which we described in 5 different styles. In this pattern, it appears that detachment faults generally initiate from normal (upward-concave) faults, which first root in the décollement level, at the exception of flip-flop and dome shape detachment systems, which develop in particular conditions. In function of the nature and rheology of the basement, the emplacement of an exhumation system can require one or several steps, leading to the different styles of detachment systems. For example, the presence of a basement ridge near the continental crust termination can be explained by the out-of-sequence development of two detachment faults.

The exhumed domains of distal magma-poor margins thus appear highly tectonized, with a complex fault organization. The continuous and stable out-of-sequence phase occurs with the development of flip-flop detachment systems at the final stage of margin evolution and probably signs the lithospheric breakup and the onset of a localised spreading centre. In case of extremely low magmatic budget, the onset of the steady state magmatic oceanic spreading can thus be preceded by an episode of symmetric oceanic mantle exhumation, which can be compared to what occurs at ultra-slow mid-oceanic ridges. However, magmatic supply seems to play a major role in the occurrence of the lithospheric breakup: intrusive magma prevents

the maturation of normal faults in exhumation faults, showing that mechanic and magmatic processes can compete.

This polyphase evolution is marked by alternations between pure-shear and simple-shear extension phases. The initiation of new pure-shear, symmetric faulting appears to be favoured by the presence of a decoupling level, which acts as a shear zone during these extension phases. The constant re-localisation of the deformation in the centre of the previously exhumed domain could be driven by a fixed and decoupled asthenospheric uplift. Each re-localisation marks the onset of a new pure-shear/simple-shear cycle. This enables a migration of both the breakaway and the exhumation point of detachment systems. These repetitive deformation jumps lead to an extreme thinning of the continental lithosphere whilst the asthenospheric uplift is postponed by a probably ultra-slow extension rate. Despite the fact that asymmetric detachment/exhumation systems represent the main process of extension accommodation, the fault organization observed at Australia-Antarctica finally leads to globally symmetric distal margins.

References

- Anderson, E. M. (1951), The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain.
- Ball, P., G. Eagles, C. Ebinger, K. McClay, and J. Totterdell (2013), The spatial and temporal evolution of strain during the separation of Australia and Antarctica, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 14(8), 2771–2799, doi:10.1002/ggge.20160.
- Blackman, D. K., J. R. Cann, B. Janssen, and D. K. Smith (1998), Origin of extensional core complexes : Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, 103(B9), 21315–21333.
- Boillot, G., M. O. Beslier, C. M. Krawczyk, D. Rappin, and T. J. Reston (1995), The formation of passive margins: constraints from the crustal structure and segmentation of the deep Galicia margin, Spain, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 90(1), 71–91, doi:10.1144/GSL.SP.1995.090.01.04.
- Brune, S., C. Heine, M. Pérez-Gussinyé, and S. V. Sobolev (2014), Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension, *Nat. Commun.*, 5, doi:10.1038/ncomms5014.
- Brun, J.-P., and J. van den Driessche (1994), Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 165(6), 519–530.
- Buck, W. R. (1988), flexural rotation of normal faults, *Tectonics*, 7(5), 959–973, doi:10.1029/TC007i005p00959.
- Buck, W. R. (1993), Effect of lithospheric thickness on the formation of high- and low-angle normal faults, *Geology*, 21(10), 933–936, doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0933:EOLTOT>2.3.CO;2.
- Cannat, M. (1993), Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 98(B3), 4163–4172, doi:10.1029/92JB02221.
- Cann, J., D. Blackman, D. Smith, E. McAllister, B. Janssen, S. Mello, E. Avgerinos, A. Pascoe, and J. Escartín (1997), Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 385, 329–332.
- Choi, E., and W. R. Buck (2012), Constraints on the strength of faults from the geometry of rider blocks in continental and oceanic core complexes, *J. Geophys. Res.*, 117(B4), doi:10.1029/2011JB008741.
- Christie, D. M., B. P. West, D. G. Pyle, and B. B. Hanan (1998), Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian–Antarctic discordance, *Nature*, 394(6694), 637–644, doi:10.1038/29226.
- Close, D. I., A. Watts, and H. Stagg (2009), A marine geophysical study of the Wilkes Land rifted continental margin, Antarctica, *Geophys. J. Int.*, 177(2), 430–450.
- Colwell, J. B., H. M. J. Stagg, N. G. Direen, G. Bernardel, and I. Borissova (2006), The structure of the continental margin off Wilkes Land and Terre Adelie Coast, East Antarctica, *Antarct. Contrib. Glob. Earth Sci. Springer-Verl. Berl.*, 327–340.
- Coney, P. J. (1974), Structural Analysis of the Snake Range “Décollement,” East-Central Nevada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85(6), 973–978, doi:10.1130/0016-7606(1974)85<973:SAOTSR>2.0.CO;2.
- Coney, P. J. (1980), Cordilleran metamorphic core complexes: An overview, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 153, 7–31, doi:10.1130/MEM153-p7.

Crittenden, M. D., P. J. Coney, G. H. Davis, and G. H. Davis (1980), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, Geological Society of America.

Davis, G. A., and G. S. Lister (1988), Detachment faulting in continental extension; Perspectives from the Southwestern U.S. Cordillera, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 218, 133–160, doi:10.1130/SPE218-p133.

Dean, S. M., T. A. Minshull, R. B. Whitmarsh, and K. E. Louden (2000), Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20'N, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 105(B3), 5859–5885, doi:10.1029/1999JB900301.

deMartin, B. J., R. A. Sohn, J. P. Canales, and S. E. Humphris (2007), Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge, *Geology*, 35(8), 711–714, doi:10.1130/G23718A.1.

Dick, H. J. B. et al. (2000), A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 179(1), 31–51, doi:10.1016/S0012-821X(00)00102-3.

Direen, N. G., H. M. J. Stagg, P. A. Symonds, and J. B. Colwell (2011), Dominant symmetry of a conjugate southern Australian and East Antarctic magma-poor rifted margin segment, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 12, 29 PP., doi:201110.1029/2010GC003306.

Direen, N. G., H. M. J. Stagg, P. A. Symonds, and I. O. Norton (2012), Variations in rift symmetry: cautionary examples from the Southern Rift System (Australia-Antarctica), *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, doi:10.1144/SP369.4.

Driscoll, N. W., and G. D. Karner (1998), Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 103(B3), 4975–4991, doi:10.1029/97JB03295.

Escartín, J., C. Mével, C. J. MacLeod, and A. M. McCaig (2003), Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45'N, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 4(8), doi:10.1029/2002GC000472.

Escartín, J., D. K. Smith, J. Cann, H. Schouten, C. H. Langmuir, and S. Escrig (2008), Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere, *Nature*, 455(7214), 790–794, doi:10.1038/nature07333.

Espurt, N., J.-P. Callot, J. Totterdell, H. Struckmeyer, and R. Vially (2009), Interactions between continental breakup dynamics and large-scale delta system evolution: Insights from the Cretaceous Ceduna delta system, Bight Basin, Southern Australian margin, *Tectonics*, 28, 26 PP., doi:200910.1029/2009TC002447.

Espurt, N., J.-P. Callot, F. Roure, J. M. Totterdell, H. I. M. Struckmeyer, and R. Vially (2012), Transition from symmetry to asymmetry during continental rifting: an example from the Bight Basin–Terre Adélie (Australian and Antarctic conjugate margins), *Terra Nova*, 24(3), 167–180, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x.

Etheridge, M. A., P. A. Symonds, and G. S. Lister (1989), Application of the detachment model to reconstruction of conjugate passive margins., *Extensional Tecton. Stratigr. N. Atl. Margins*, 46, 23–40.

Hamilton, W. (1988), Detachment faulting in the Death Valley Region, California and Nevada, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 20, 165–166.

Hölker, A. B., G. Manatschal, K. Holliger, and D. Bernoulli (2003), Tectonic nature and seismic res-

ponse of top-basement detachment faults in magma-poor rifted margins, *Tectonics*, 22(4), doi:10.1029/2001TC001347.

Ildefonse, B., D. K. Blackman, B. E. John, Y. Ohara, D. J. Miller, and C. J. MacLeod (2007), Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges, *Geology*, 35(7), 623–626, doi:10.1130/G23531A.1.

Karson, J. A. (1999), Geological investigation of a lineated massif at the Kane Transform Fault: implications for oceanic core complexes, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Eng. Sci.*, 357(1753), 713–740, doi:10.1098/rsta.1999.0350.

Kusznir, N. J., and C. Cooper (2011), The Depth Distribution of Mantle Serpentisation at Magma Poor Rifted Margins: Geophysical Evidence from the Iberian, Newfoundland and Nova Scotia Margins, *AGU Fall Meet. Abstr.*, -1, 2374.

Lavier, L. L., and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, 440(7082), 324–328, doi:10.1038/nature04608.

Lavier, L. L., W. R. Buck, and A. N. B. Poliakov (1999), Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults, *Geology*, 27(12), 1127–1130, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<1127:SCRHMF>2.3.CO;2.

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(1), 65–94.

Lister, G. S., M. A. Etheridge, and P. A. Symonds (1986), Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, 14(3), 246–250, doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2.

MacLeod, C. J. et al. (2002), Direct geological evidence for oceanic detachment faulting: The Mid-Atlantic Ridge, 15°45'N, *Geology*, 30(10), 879–882, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0879:DGEFOD>2.0.CO;2.

MacLeod, C. J., J. Carlut, J. Escartín, H. Horen, and A. Morris (2011), Quantitative constraint on footwall rotations at the 15°45'N oceanic core complex, Mid-Atlantic Ridge: Implications for oceanic detachment fault processes, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 12(5), Q0AG03, doi:10.1029/2011GC003503.

Manatschal, G., O. Müntener, L. L. Lavier, T. A. Minshull, and G. Péron-Pinvidic (2007), Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 282(1), 291–324, doi:10.1144/SP282.14.

Manatschal, G., D. Sauter, A. M. Karpoff, E. Masini, G. Mohn, and Y. Lagabrielle (2011), The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex?, *Lithos*, 124(3–4), 169–184, doi:10.1016/j.lithos.2010.10.017.

Masini, E., G. Manatschal, G. Mohn, J.-F. Ghienne, and F. Lafont (2011), The tectono-sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland: Tectono-sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin, *Basin Res.*, 23(6), 652–677, doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00509.x.

Masini, E., G. Manatschal, and G. Mohn (2013), The Alpine Tethys rifted margins: Reconciling old and new ideas to understand the stratigraphic architecture of magma-poor rifted margins, *Sedimentology*, 60(1), 174–196, doi:10.1111/sed.12017.

Minshull, T. A., M. R. Muller, C. J. Robinson, R. S. White, and M. J. Bickle (1998), Is the oceanic Moho

a serpentinization front ?, in *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record*, vol. 148, pp. 71–80, Mills, R. A. & Harrison, K.

Minshull, T. A., S. M. Dean, and R. B. Whitmarsh (2014), The peridotite ridge province in the southern Iberia Abyssal Plain: Seismic constraints revisited, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2014JB011011, doi:10.1002/2014JB011011.

Morris, A., J. S. Gee, N. Pressling, B. E. John, C. J. MacLeod, C. B. Grimes, and R. C. Searle (2009), Footwall rotation in an oceanic core complex quantified using reoriented Integrated Ocean Drilling Program core samples, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 287(1–2), 217–228, doi:10.1016/j.epsl.2009.08.007.

Okino, K., K. Matsuda, D. M. Christie, Y. Nogi, and K. Koizumi (2004), Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian-Antarctic Discordance, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 5(12), n/a–n/a, doi:10.1029/2004GC000793.

Pérez-Gussinyé, M., T. J. Reston, and J. P. Morgan (2001), Serpentinization and magmatism during extension at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 551–576, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.27.

Péron-Pinvidic, G., and G. Manatschal (2009), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, 98(7), 1581–1597, doi:10.1007/s00531-008-0337-9.

Péron-Pinvidic, G., G. Manatschal, T. A. Minshull, and D. S. Sawyer (2007), Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, 26(2), TC2011, doi:10.1029/2006TC001970.

Ranero, C. R., and M. Pérez-Gussinyé (2010), Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins, *Nature*, 468(7321), 294–299, doi:10.1038/nature09520.

Ranero, C. R., and T. J. Reston (1999), Detachment faulting at ocean core complexes, *Geology*, 27(11), 983–986, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0983:DFAOCC>2.3.CO;2.

Reston, T. (2007), Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins: Depth-dependent stretching or unrecognized faulting?, *Geology*, 35(4), 367–370, doi:10.1130/G23213A.1.

Reston, T. J. (1996), The S reflector west of Galicia: the seismic signature of a detachment fault, *Geophys. J. Int.*, 127(1), 230–244, doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb01547.x.

Reston, T. J., and K. G. McDermott (2011), Successive Detachment Faults and Mantle Unroofing at Mag-ma-Poor Rifted Margins, *Geology*, 39(11), 1071–1074, doi:10.1130/G32428.1.

Reston, T. J., and C. R. Ranero (2011), The 3-D geometry of detachment faulting at mid-ocean ridges, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 12(7), Q0AG05, doi:10.1029/2011GC003666.

Sauter, D. et al. (2013), Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years, *Nat. Geosci.*, 6(4), 314–320, doi:10.1038/ngeo1771.

Sibson, R. H. (1985), A note on fault reactivation, *J. Struct. Geol.*, 7(6), 751–754, doi:10.1016/0191-8141(85)90150-6.

Sibuet, J.-C. (1992), New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia–Flemish Cap conjugate margins, *J. Geol. Soc.*, 149(5), 829–840, doi:10.1144/gsjgs.149.5.0829.

Smith, D. K., J. R. Cann, and J. Escartín (2006), Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13°N on the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 442(7101), 440–443, doi:10.1038/nature04950.

- Smith, D. K., J. Escartín, H. Schouten, and J. R. Cann (2008), Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15°N), *Geochem. Geophys. Geosystems*, 9(3), Q03003, doi:10.1029/2007GC001699.
- Spencer, J. E. (1984), Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults, *Geology*, 12(2), 95–98, doi:10.1130/0091-7613(1984)12<95:ROTDIW>2.0.CO;2.
- Spencer, J. E. (1999), Geologic continuous casting below continental and deep-sea detachment faults and at the striated extrusion of Sacsayhuamán, Peru, *Geology*, 27(4), 327–330, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0327:GCCBCA>2.3.CO;2.
- Stagg, H., and S. Schiwy (2002), Marine geophysical surveys completed off Antarctica, *AusGeo News* 66, 18–19.
- Stagg, H. M. J., J. B. Colwell, N. G. Direen, P. E. O'Brien, B. J. Browning, G. Bernardel, I. Borissova, L. Carson, and D. I. Close (2005), Geological framework of the continental margin in the region of the Australian Antarctic Territory, *Geosci. Aust. Rec.*, 2004/25, 1–373.
- Stein, R. S., G. C. P. King, and J. B. Rundle (1988), The Growth of Geological Structures by Repeated Earthquakes 2. Field Examples of Continental Dip-Slip Faults, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 93(B11), 13319–13331, doi:10.1029/JB093iB11p13319.
- Sutra, E., G. Manatschal, G. Mohn, and P. Unternehr (2013), Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 14(8), 2575–2597, doi:10.1002/ggge.20135.
- Symonds, P. A., B. Murphy, D. C. Ramsay, K. L. Lockwood, and I. Borissova (1998a), The outer limits of Australia's resource jurisdiction off Western Australia., in *The Sedimentary Basins of Western Australia* 2., pp. 3–19, Purcell, P.G. and Purcell, R.R., Perth, WA.
- Tikku, A., and S. C. Cande (1999), The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrons ?, *J. Geophys. Res.*, 104(B1), 661–677.
- Tucholke, 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. Solid Earth*, 103(B5), 9857–9866, doi:10.1029/98JB00167.
- Tucholke, B. E., M. D. Behn, W. R. Buck, and J. Lin (2008), Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions, *Geology*, 36(6), 455–458, doi:10.1130/G24639A.1.
- Vendeville, B., P. R. Cobbold, P. Davy, P. Choukroune, and J. P. Brun (1987), Physical models of extensional tectonics at various scales, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 28(1), 95–107, doi:10.1144/GSL.SP.1987.028.01.08.
- Vening Meinesz, F. A. (1950), Les graben africains, résultats de compression ou de tension dans la croûte terrestre., *Bull Inst R Colon Belge*, 21, 539–552.
- Wernicke, B. (1981), Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, 291(5817), 645–648, doi:10.1038/291645a0.
- Wernicke, B. (1985), Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22(1), 108–125, doi:10.1139/e85-009.
- Wernicke, B., and G. J. Axen (1988), On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems, *Geology*, 16(9), 848–851, doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0848:OTROI>2.3.CO;2.
- Whitney, D. L., C. Teyssier, P. Rey, and W. R. Buck (2013), Continental and oceanic core complexes, *Geol.*

L'observation de certains schémas répétitifs dans l'organisation des systèmes de failles permet de mettre en évidence le fonctionnement des systèmes de détachement. Certains critères tels que : diminution de l'espacement entre les failles normales, blocs sur-basculés, présence d'un niveau d'enracinement, peuvent en particulier permettre la reconnaissance de failles de détachement sur les lignes sismiques. Les différents styles de systèmes de détachement montrent quant à eux l'évolution de la rhéologie du socle durant les dernières phases du développement de la marge. Le modèle d'évolution des failles montre également une alternance entre des phases d'extension symétriques avec le développement de failles normales (mode *pure-shear*) et des phases d'extension asymétriques avec le développement de failles de détachement exhumant du manteau (mode *simple-shear*). Il apparaît par ailleurs que toutes les failles de détachement semblent s'initier à partir de failles normales, certainement listriques. De plus, le domaine le plus distal (domaine proto-océanique) montre une forte interaction faille/magma : l'augmentation croissante du magma, et en particulier l'utilisation des failles normales comme conduits vers le plancher océanique, empêche la maturation de ces failles en failles de détachement. Le système semble impossible d'initier de nouvelles failles exhumantes durant la période précédent la rupture lithosphérique, voir pendant la rupture lithosphérique. L'initiation de nouveaux systèmes de détachement de type « Flip-flop » pourrait ainsi indiquer que la rupture a eu lieu et que le centre d'accrétion s'est localisé. Ce modèle suggère une remontée asthénosphérique lente et découpée du niveau cassant supérieur (péridotite serpentinisée). Ce découplage serait favorisé par le niveau de décollement interprété comme le front de serpentisation, qui accomoderait une partie de l'extension durant les phases *pure-shear*. Cette évolution montre que la déformation se relocalise à chaque fois au milieu du précédent domaine exhumé, dans le mur de la précédente faille de détachement, ce processus menant à une architecture globalement symétrique des domaines exhumés, bien que le mode principal d'accommmodation de l'extension soit *simple-shear*.

Dans ce contexte, on peut se demander quels sont les facteurs contrôlant la délocalisation puis la relocalisation de la déformation menant à l'initiation de nouveaux systèmes de détachement.

Chapitre 3

La symétrie des domaines exhumés

Les marges pauvres en magma montrent souvent une asymétrie de leur domaine continental hyper-étiré (par exemple Ibérie-Terre Neuve et Angola-Brésil). Plusieurs études proposent le développement de failles en-séquence (type « *rolling hinge* ») pour expliquer cette asymétrie. Cette architecture du domaine continental hyper-étiré mène généralement à la définition de la marge en tant que symétrique ou asymétrique. Cependant, il apparaît qu'en dépit de l'asymétrie (ou de la symétrie) du domaine continental hyper-étiré, la majorité des marges pauvres en magma présentent une symétrie au niveau de leurs domaines exhumés. En particulier, la première croûte océanique se met en place au milieu du domaine exhumé ou proto-océanique. Sur la marge Australie-Antarctique nous avons vu dans les chapitres précédents que la déformation se divise en plusieurs phases. Ces phases de déformation et d'exhumation se relocalisent constamment au centre des domaines précédemment exhumés. Nous avons vu l'importance du niveau de découplage dans l'initiation de ces nouvelles phases de déformation. Pourtant les processus contrôlant l'arrêt des systèmes de détachement, la délocalisation et la relocalisation d'un nouveau système de détachement ne sont pas encore clairement expliqués.

L'étude de la variation de la quantité de magma et de l'interaction magma/failles me permet ici de proposer un mécanisme à plusieurs échelles pour expliquer cette relocalisation de la déformation menant au final à l'obtention de domaines exhumés symétriques.

What controls the symmetry of exhumed domains?

Morgane Gillard, Gianreto Manatschal, Julia Autin

1. Introduction

The question if conjugate margins are symmetric or asymmetric can lead to animated debates considering the relative importance of pure vs. simple shear extension at magma-poor rifted margins. The strain evolution at magma-poor rifted margins is particularly controversial as the serpentinised mantle found in their distal domains is thought to be exhumed along large detachment faults, i.e. asymmetric simple shear extension (e.g. Wernicke [1985]; Lister *et al.* [1991]). However, asymmetric extension does not systematically result in asymmetric margins (and vice versa) and since the late 70', the mistake has been made to relate the geometry of faults directly to the final architecture of rifted margins.

First of all, symmetry or asymmetry depends on the observation scale and, in order to be recognized, needs to include the study of conjugate margins. It is also important to note that during the life cycle of a successful rift system the strain distribution during hyper-extension, exhumation and early seafloor spreading may change from asymmetric to symmetric. While most studies showed that the final stage of hyper-extension and onset of mantle exhumation is asymmetric (e.g. Alpine Tethys [Manatschal *et al.*, 2007], Iberia-Newfoundland [Hopper *et al.*, 2004; Reston, 2009; Ranero and Pérez-Gussinyé, 2010; Brune *et al.*, 2014] and Angola-Brazil [Unternehr *et al.*, 2010; Brune *et al.*, 2014]), it remains unclear if this is also true for wide mantle exhumation and early seafloor spreading. New models try to explain the rift migration with sequential faulting in the brittle continental crust and lower crustal flow in order to explain the pronounced asymmetry observed at hyper-extended rifted margins [Ranero and Pérez-Gussinyé, 2010; Brune *et al.*, 2014]. These models, which are based on the “rolling-hinge model” of Buck [1988], Wernicke and Axen [1988] and Brun and Driessche [1994], predict major differences in the width of the conjugated hyper-extended domains and exhumed mantle domains. However, observations show that at most of these margins referred to as “asymmetric”, the sedimentary architecture suggests that the creation of “new” basement (new real estate) was symmetric. This is also supported by the observation that at magma-poor rifted

margins magmatic additions and lithospheric breakup occurs often within domains of exhumed mantle, leaving exhumed mantle on both conjugate margins (e.g. [Müntener and Manatschal, 2006; Manatschal and Müntener, 2009]). The symmetry observed within the exhumed mantle domains is generally not well explained by the proposed simple shear models implying major detachment faults (e.g. [Lemoine et al., 1987; Boillot and Froitzheim, 2001; Whitmarsh et al., 2001; Péron-Pinvidic et al., 2007; Espurt et al., 2012; Sutra et al., 2013]). In the case of major detachment faults rooting in the asthenosphere, one would expect the asthenosphere to rise along this fault and the emplacement of the first magmatic oceanic crust to occur near the exhumation point. This would lead to a major asymmetry of the final exhumed domain. In this case, exhumed mantle would only occur at the lower plate margin. However, this is not what is generally observed.

To explain the observed symmetry of the exhumed domains, alternative exhumation models have been proposed, as the development of conjugated symmetric detachment faults (complex simple shear process, [Diren et al., 2011, 2012]), or crustal collapse into the rift center (pure shear process; [Brun and Beslier, 1996; Nagel and Buck, 2004; Pindell et al., 2014]). However, it is not clear how these processes can lead to the creation of large domains of exhumed mantle, often more than 100 km wide, [Dean et al., 2000]. Studies based on small-scale structural and stratigraphic observations suppose a more complex and polyphase evolution, with the out-of-sequence development of multiple detachment systems [Gillard et al., submitted; Manatschal et al., 2007]. These models imply a strong decoupling between the exhumation fault and the asthenospheric uplift and can explain why and how first magmatic oceanic crust can be emplaced in the center of the exhumed domain. It is, however, not clear how “in-sequence” faulting that can explain successfully the hyper-extended parts of distal rifted margins can evolve into “out-of-sequence” faulting. Moreover, it appears that most magma-poor rifted margins, independently of their symmetric or asymmetric continental hyper-extended domains, show several phases of asymmetric exhumation (see Chapter 1), although the final large-scale architecture of their exhumed domains is symmetric. This leads to the question if symmetric and wide exhumed mantle domains can be created by in-sequence detachment models? This question also applies to slow and ultra-slow spreading ridges, which show asymmetric mantle exhumation despite the fact that on a global scale the separation of the new oceanic crust is symmetric, as shown by the presence of symmetric magnetic stripes.

2. Symmetry vs asymmetry in exhumed domains at magma-poor rifted margins

Exhumed domains at magma-poor rifted margins display evidence for both symmetric and asymmetric structures and processes. However, it is noteworthy that symmetric and asymmetric markers are often restricted to a specific scale of observation. At the margin scale, one first main observation is that sediment patterns often display a symmetric downlap geometry toward the ocean (Figure 1b). In the same way, seismic observations correlated with potential field maps generally show that magma-poor margins generally display a global symmetry of their exhumed mantle domain (for example Iberia-Newfoundland (e.g. [Péron-Pinvidic et al., 2007]), Alpine Tethys (e.g. [Manatschal and Müntener, 2009]), and Australia-Antarctica [Gillard et al., submitted; Colwell et al., 2006; Dieren et al., 2011, 2012], Figure 1a). Conversely, there are only few examples of margins displaying large-scale asymmetry in the width of their exhumed domains (e.g. Goban Spur-Newfoundland margins, [Welford et al., 2010; Gerlings et al., 2012]). Moreover, for this latest case the kinematic transport direction is not well constrained (Figure 1c).

At a smaller scale, most fault structures observed in exhumation domains are asymmetric, as indicated by the study of the related sedimentary architecture or distribution of magmatic additions (Figures 1d, see Chapter 1). Indeed, magmatic supply seems to gradually increase toward the exhumation point of a detachment fault. For example, the Australian-Antarctic proto-oceanic domain displays an evolution from a faulted basement, to faults rooting on a highly reflective layer and sealed by magma, and finally to a hybrid basement composed by exhumed serpentinised mantle and large magmatic intrusions/extrusions (Figure 2). The final emplacement of the first steady state magmatic oceanic crust takes place into this latest domain, leaving a magma-poor proto-oceanic domain at the Antarctic margin and a magmatic proto-oceanic domain at the Australian margin. Sedimentary architecture also highlights symmetric deformation structures, as conjugate normal faults (pure shear deformation) (Figure 1c). These pure shear phases are observed in the continental hyper-extended domain but also in exhumed domains.

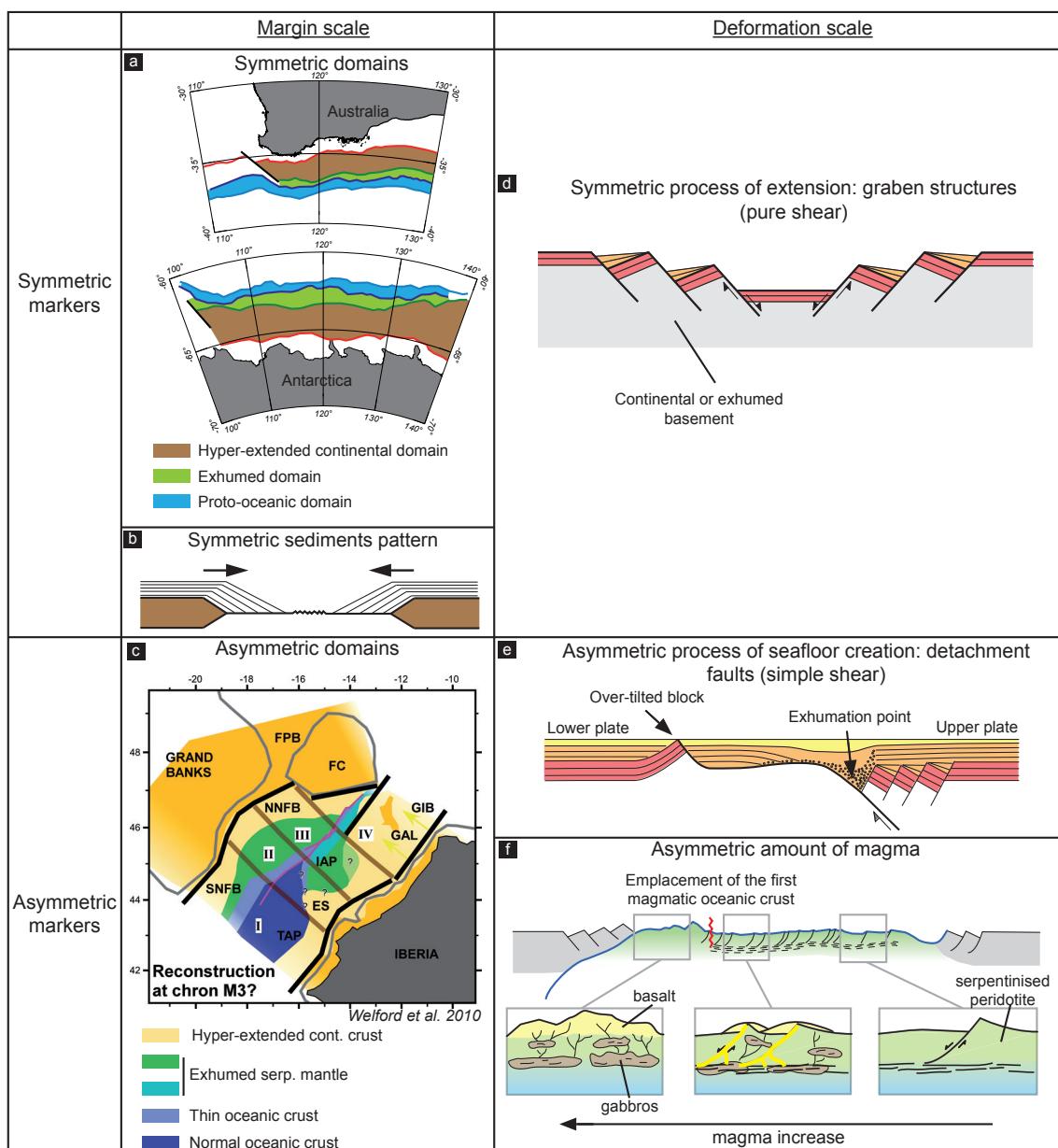


Figure 1. Symmetric and asymmetric markers in function of the observation scale (margin or deformation scale). (a) Symmetric conjugated distal domains at the Australia-Antarctica margins. (b) Symmetric sediments pattern often observed at the margin scale (progradation toward the ocean). (c) Asymmetric, not conjugated distal domains at Iberia-Newfoundland margins (figure from Welford *et al.* 2010). (d) Symmetric structures of deformation caused by pure shear extension. (e) Asymmetric structures of deformation caused by simple shear extension. (f) Asymmetric amount of magma along a detachment fault (observations from the proto-oceanic domain of the Australian-Antarctic margins, Gillard *et al.* in prep.).

These observations show that processes observed at a smaller scale (tens of kilometers) cannot fully explain the margin scale geometry. For example, pure shear could explain the sedimentary architecture in exhumed mantle domains but not the exhumation of mantle rocks. On the other hand, simple shear processes alone could explain the presence of wide exhumed domains but not the presence of symmetric downlapping sedimentary sequences at conjugate exhumed mantle domains. Moreover, magma-poor margins often display multiple deformation phases that are marked by the development of classical normal faults and/or by the development of extensional detachment faults (see Chapter 2, [Gillard *et al.*, submitted; Reston, 2009; Minshull *et al.*, 2014]). These latest phases of faulting display a complex organization in time and space (in-sequence or out-of-sequence, flip-flop...). In addition, there seems to have a close relation between magmatic processes and faulting (Chapter 2).

All of these observations show that simple shear or pure shear models generally proposed cannot well explain the development of symmetric exhumed mantle domains. Even if the development of faults and particularly of extensional detachment systems appears to be a major process at magma-poor rifted margins, it does not seem to be the main factor controlling the final observed symmetry of exhumed mantle domains. Thus, the real question appears to be: What controls the localization of the deformation during final evolution of magma-poor rifted margins?

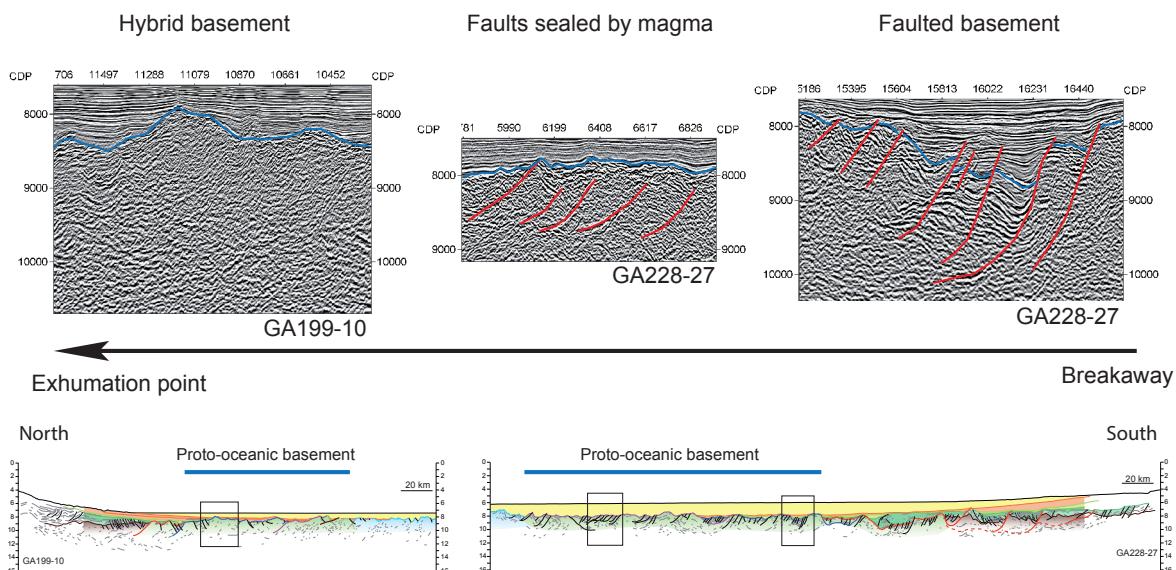


Figure 2. Evolution of the magmatic supply along the detachment system of the Australian-Antarctic proto-oceanic domain.

3. Evolution of fault systems at magma-poor rifted margins

Observation of the sedimentary architecture at the Australian-Antarctic rifted margins allowed proposing a symmetric migration of the deformation toward the future ocean during final margin development [Gillard *et al.*, submitted]. In this context, the creation of new exhumed basement (new real estate) by multiple detachment systems appears to be controlled by out-of-sequence faulting, i.e. that new faults always form in the footwall of the previous extensional detachment fault (see Figure 2 in Chapter 2). This evolution leads to a globally symmetric, oceanward formation of new basement (new real estate), as indicated by the symmetric downlap architecture of the sedimentary sequences in the exhumed mantle domain (Figure 1b). The interpretation of multiple detachment systems is also constrained by the small scale sedimentary

architecture (Figure 1e). The initiation of each detachment fault is preceded by the development of classical normal faults, i.e. by a phase of pure shear faulting (Figure 1d) (see Chapter 2). These normal faults often root on a shallow intra-basement reflector that could correspond to a decoupling level. Good examples for these structures are visible at the Australia-Antarctica and Iberia-Newfoundland margins (Figure 3).

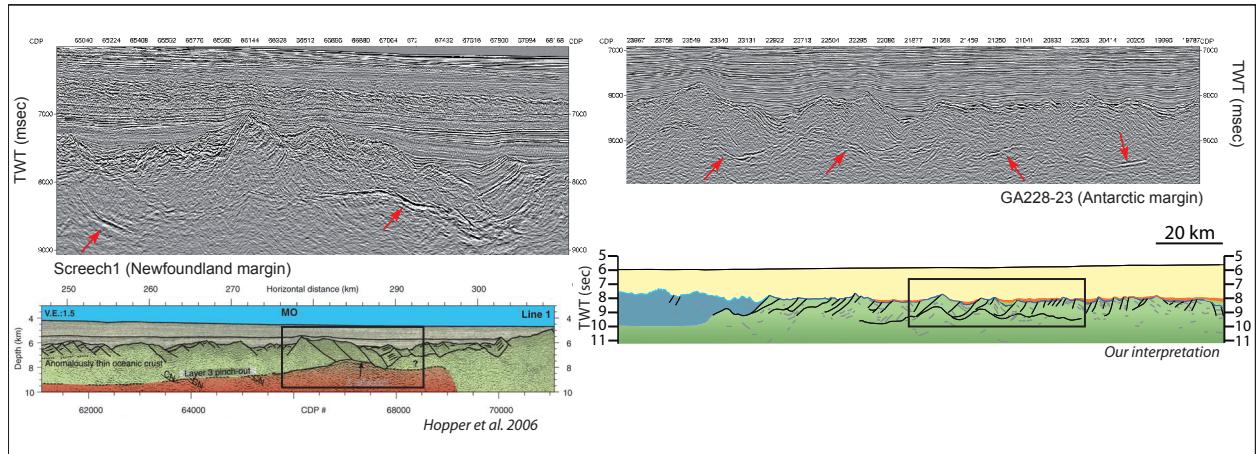


Figure 3. Reflective intra-basement layer interpreted as the serpentinization front (with possible underplating). Could act as a decoupling level. This reflector is particularly visible in the proto-oceanic domain at the Antarctic margin (see Gillard *et al.* submitted) but also at the Newfoundland margin (SCREECH 1) in domains previously interpreted as an anomalously thin oceanic crust (Hopper *et al.* 2006).

Simple shear (exhumation phases) and pure shear (normal faulting) modes seem thus to interact and/or alternate during mantle exhumation. The rooting level observed at the base of the exhumed mantle could correspond to the serpentinization front and may act as a decoupling level during pure shear extension. This level probably also favors the initiation of new detachment faults in the overlying serpentinized mantle domain. This decoupling thus strongly participates to the polyphase evolution and to the migration of faulting. However, this process does not explain why the deformation always re-localizes in the center of the exhumed domain, leading to a constant partitioning of the newly created domains.

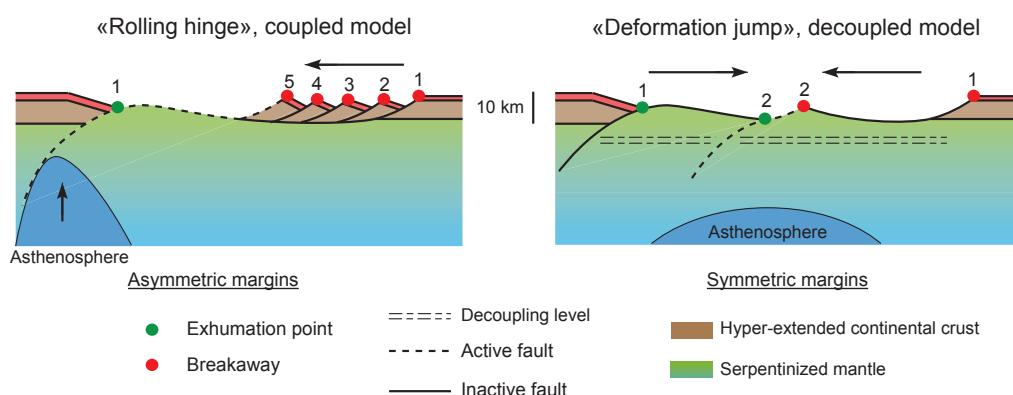


Figure 4. Cartoon showing the differences between the classical “Rolling hinge” model and the “Deformation jump” model proposed in this study.

Our observations from the Australian-Antarctic margins show that we cannot use the classical rolling-hinge model to explain mantle exhumation. In this model, the breakaway of new detachment faults localize in the hanging wall of the previous detachment fault (in-sequence faulting) and migration and formation of new basement surfaces (new real estate) is asymmetric. An alternative model, which proposes “deformation jumps” (Figure 4) i.e. that new detachment fault initiates in the footwall of the previous detachment fault (out-of-sequence faulting), can explain better the observations. In this model, detachment faults are “thin

skin” and completely decoupled from the asthenosphere along a decoupling horizon that may correspond to the serpentinization front. This model can explain: (1) the observation of multiple asymmetric exhumation faults leading to the creation of large domains of exhumed mantle; and (2) the large-scale symmetry of exhumed mantle domains and the global symmetry of sedimentary units by the creation of new basement (new real state) in the footwall of former exhumation faults.

4. Importance of magma-supply

Tucholke et al., [1998, 2008] proposed that exhumation along detachment faults at slow-spreading oceanic ridges occurs in a range of magmatic supply. They observed that magma is more important near the exhumation point of a detachment fault than near its breakaway and thus suppose that deformation re-localize above the ridge axis with development of a new fault when the magmatic supply exceed a certain threshold. Our observations along the magma-poor Australian-Antarctic margins also show that magma supply seems highest near the exhumation point of a major detachment system, supposing a direct relationship between detachment faulting, amount of extension and magma-emplacement. Similarly to what is observed at slow-spreading ridges, it looks as if an excess of magma supply along an active detachment fault can induce a re-localization of the deformation in another locus. However, contrary to slow-spreading ridges, the re-localization does not appear to be driven by a magmatic center but to be associated with transient pure shear extension (distributed high angle faults) in the center and less magmatic area of the previously exhumed domain (footwall of the previous detachment fault). This re-localization of the deformation leads to the initiation of a new cycle of pure shear/simple shear extension (Figure 5). In this cyclic pattern, the magma supply appears to be “passive”, as it seems to be controlled by detachment faulting. This is supported by the observation that new high angle faults are not sealed by magma. The origin of this magmatism is enigmatic. *deMartin et al.* [2007] suggested the presence of a melt reservoir in the area where the detachment fault roots, at a depth of ca 7 km below top-basement (Figure 6). This reservoir could be the source of gabbros which will be accreted in the footwall during extension. These successive cycles of faulting may progressively thin the continental lithosphere until magma supply becomes more important. At this more developed stage, the magmatic budget is higher and the control of the system may shift from fault to magma-controlled. At this stage, new normal faults developing in the serpentinised exhumed mantle are used as feeder conduits and are directly sealed by magma, preventing them to mature into new extensional detachment faults. This is observed on seismic lines in the proto-oceanic domain of the Antarctic margin (Chapter 2) and in the Chenaillet ophiolite in the Alps [*Manatschal et al.*, 2011].

As the asthenosphere is decoupled from the brittle deformation in the overlying lithosphere, the asthenospheric uplift remains probably always symmetric and localized under the center of the domain undergoing localized extension. This may explain why, despite simple shear mode, the new faults always re-localize in the footwall of the previous extensional detachment fault, above the thermal anomaly of the “asthenospheric bulge”. The more the continental lithosphere is thinned and delaminated by successive detachment systems, the more the asthenosphere rises and the more the deformation becomes localized over the rising asthenospheric bulge. When the remaining of the continental lithosphere is too thin and too weak, the lithospheric breakup can occur. This suggests that lithospheric breakup is triggered by progressive syn-extensional thermal and magmatic weakening. If this process is gradual or triggered by an excess magmatic event is not clear. It looks, however, that along the Australian-Antarctic margin this process is gradual, while elsewhere (e.g. Iberia-Newfoundland margins [*Bronner et al.*, 2011] and at volcanic margins) this

process can be abrupt and related to an excess magmatic event (“magmatic pulse”).

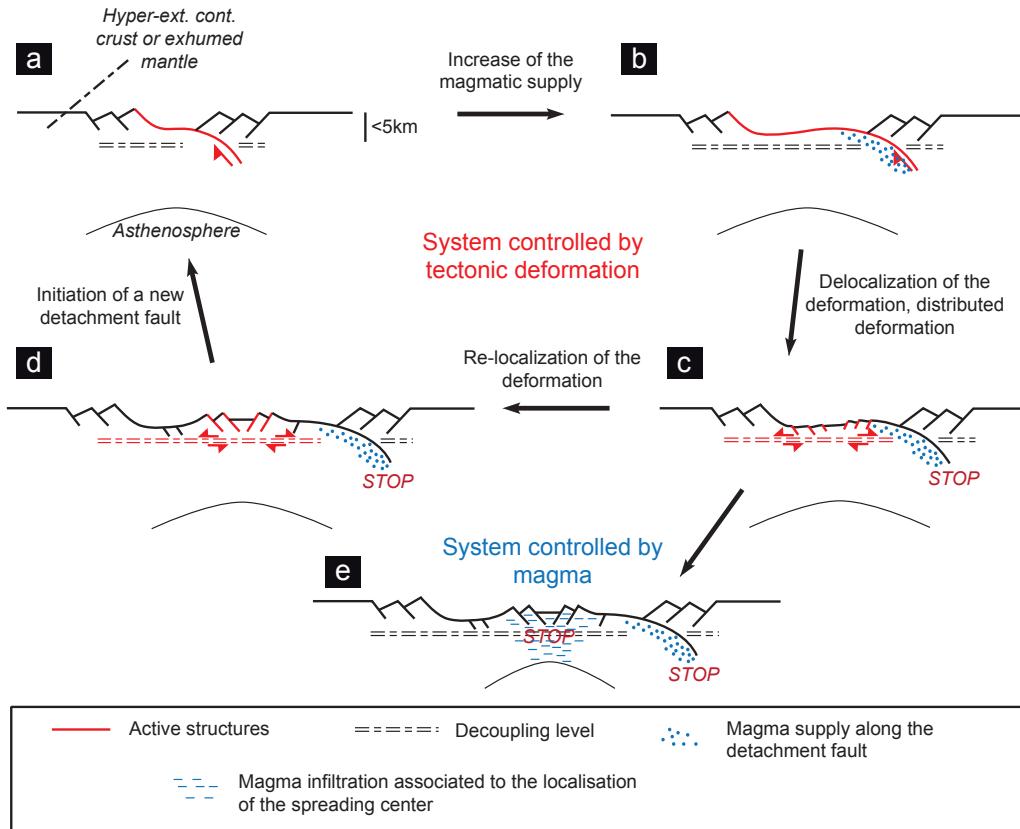


Figure 5. Cycle of deformation showing the different steps of magmatic increase and re-localization of the deformation. (a) A detachment fault develops from a previous pure-shear stage of extension and exhumes serpentinized mantle. (b) Punctual magmatic supply begins to occurs along the detachment fault. This changes the rheology of the footwall. (c) Exhumation becomes difficult. Deformation delocalized from the fault plane and distributes in the centre of the basin. Onset of pure-shear faulting. The decoupling level accomodates the extension. (d) The deformation re-localized above the asthenospheric bulge, driven by the associated thermal anomaly. Important pure-shear faulting which will lead to the initiation of a new detachment fault (stage (a)). This cycle controlled by the tectonic deformation can restart. (e) At one moment, the continental lithosphere is too thin, the asthenosphere is shallow and localized. Magma massively intrudes the remaining of the continental lithosphere and prevent the development of new detachment faults. The system begins to be controlled by magma. This is the onset of the lithospheric breakup.

After lithospheric breakup, the sub-continental lithosphere is completely separated by a new “oceanic” lithosphere formed by decompression and melting of the asthenosphere and its subsequent cooling [Reston, 2009]. Contrary to the previous stages, the system is now dominated by steady state seafloor spreading, directly linked to the dynamic of the asthenosphere. In the case of low magmatic budgets that may be linked to slow extension rate, cold asthenosphere or a depleted asthenosphere, flip-flop detachment faults can initiate and accommodate extension at the ridge axes (Figure 7). Such flip-flop detachment systems are observed at the Australia-Antarctica margins (Chapter 1 and 2) and probably also at the exhumed mantle domains along the Iberia margin [Reston and McDermott, 2011]. This faulting organization and process is probably similar to what is observed at the ultra-slow South West Indian Ridge (SWIR; [Sauter *et al.*, 2013]). At the SWIR, the creation of new oceanic basement is symmetric over geological time scales, despite the fact that oceanic basement creation is controlled by asymmetric faults active over a domain up to 10 km wide. It is likely that flip-flop detachments initiate when the asthenospheric flux is not well focalized [Cannat *et al.*, 2009], with poor magmatic supply. At magma-poor rifted margins, this stage could predate the initiation of a steady state magmatic seafloor spreading.

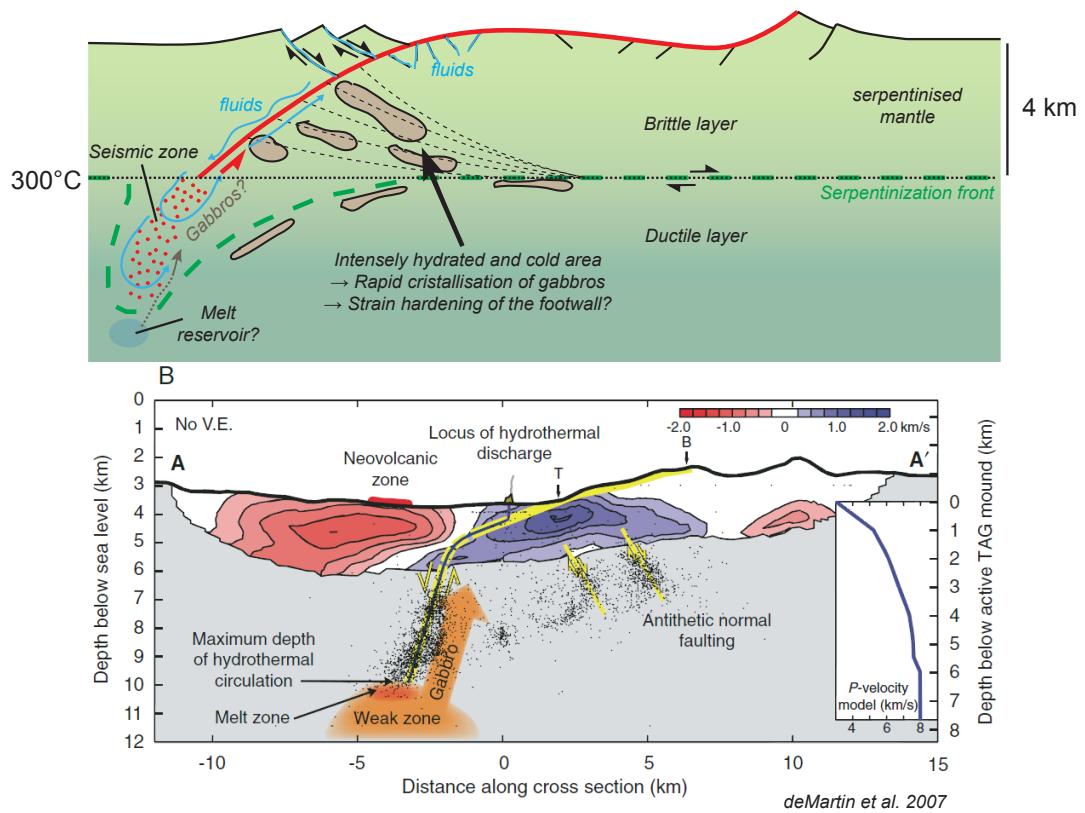


Figure 6. Exhumation process and magma interaction leading to the delocalisation of the deformation. This figure is based on observations and results from *deMartin et al.* [2007] for Oceanic Core Complex. This study suggests that the continuation of the detachment fault in depth under the brittle-ductile transition is represented by a permeable and seismic zone, imaged until a depth of 7 km below top-basement. Fluids can penetrate and circulate in this area, leading to the serpentinization of the future exhumed mantle. *DeMartin et al.* [2007] also suggests the presence of melt reservoir in this area, which can represent the source for gabbros observed in the footwall of the detachment fault. As the “magmatic wedge” is an intensely hydrated and cold area [*Manatschal et al.* 2011], gabbros crystallized rapidly, potentially leading to the strain hardening of the footwall and thus to difficulties in footwall exhumation. This tectono-magmatic process could explain why the deformation delocalized from the detachment fault plane and relocalized in another weaker locus.

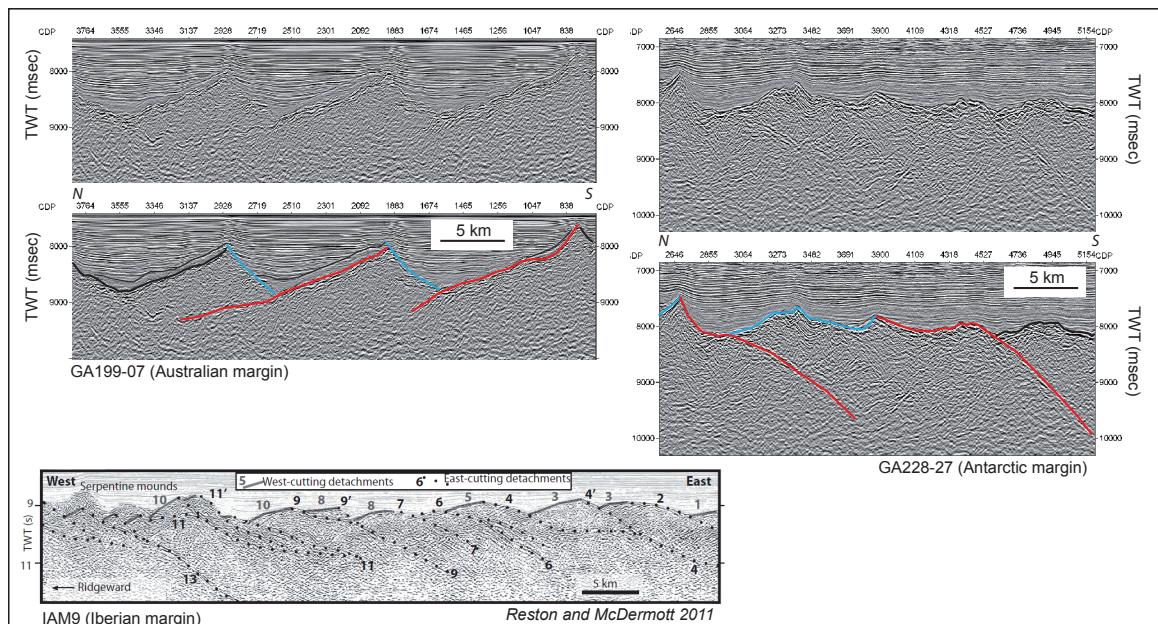


Figure 7. Flip-flop detachment systems interpreted in the most distal domains of the Australian-Antarctic margins (*Gillard et al.* submitted) and at the Iberia margin (*Reston and McDermott 2011*). In red, faults dipping toward the continent; in blue, faults dipping toward the ocean.

5. Discussion and conclusion

In the past, “rolling hinge” models have been used to explain the tectonic evolution and final architecture of magma-poor rifted margins. While these models can explain the hyper-extended domains affecting the continental crust in rifted margins, they cannot account for the observations made at exhumed mantle domains. Based on observations from the Australia-Antarctica margin, we propose a new model for mantle exhumation and incipient seafloor spreading that includes out-of-sequence detachment faulting related to magmatic increase and *pure shear/simple shear* strain cycles (Figure 5). This model can explain how asymmetric structures, generally observed in exhumed mantle domains, can produce, on the scale of the margin, symmetric basement creation. We propose that this model can also explain symmetric mantle exhumation along the Iberia-Newfoundland margin.

To explain the re-localization of faults in the footwall of the previous extensional detachment (out-of-sequence faulting), two main factors may be important:

1) the gradual increase of magmatism along active detachment fault, driven by exhumation process. The rapid cooling of gabbro intrusions (“magmatic wedge”, *Lavier et al. [1999], Manatschal et al. [2011]*) in the cold serpentinite probably induces a strain hardening of the footwall rocks, leading to difficulties for mantle exhumation along this detachment fault and thus a delocalization of the deformation in a weaker area (Figure 6);

2) the decoupling between deformation in the upper brittle and cold serpentized mantle (uppermost 4 km) and the asthenosphere, allowing a symmetric, stable uplift of the asthenosphere during mantle exhumation. During extension and thinning of the continental lithosphere, the base of this lithosphere will be progressively eroded by magma intrusions derived from the rising asthenospheric mantle. This will induce a thermal anomaly above the asthenospheric bulge, driving the re-localization of the deformation (Figure 8).

Contrary to the rolling hinge model which explains well the observations in the hyper-extended continental crust, our model fits better the observations made at large exhumed mantle domains, in particular the observation that the large-scale sedimentary units show symmetric syn-tectonic depositional patterns within these domains. Both models appear to apply during the margin development, but for different domains and time periods. Margins evolution displays thus a transition from in-sequence faulting (rolling-hinge model) during continental hyper-extension, to out-of-sequence faulting during exhumed domains formation (Figure 8).

Moreover, during development of exhumed domains, as each simple shear phase initiates from a pure shear phase, new detachment faults can develop with various and hazardous sense of dip. However, the sense of each new detachment fault has no importance for the final margin geometry. Contrary to flip-flop detachment faults which develop in a new oceanic lithosphere above a localized and shallow asthenospheric uplift, and are thus driven by magma, margin detachment faults develop in an old continental lithosphere above a deep asthenospheric bulge and are driven by tectonic (Figure 8). This difference could explain variations between both environments concerning time duration of each exhumation phase (longer for margin detachments, shorter for flip-flop) and the alternating or not in the dip direction (random for margin detachments, alternating for flip-flop).

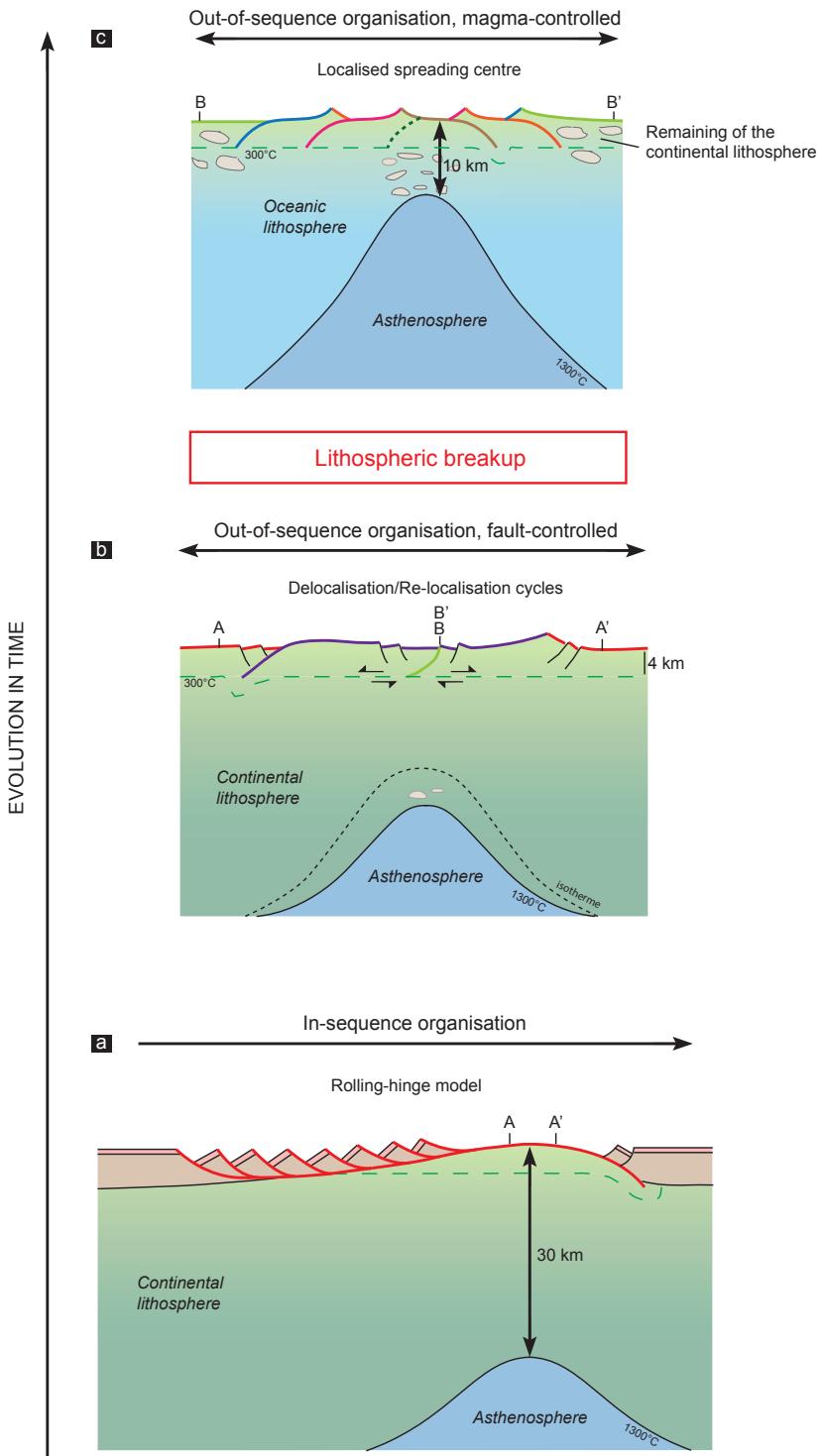


Figure 8. Evolution of faulting models during distal margin development, associated with the asthenospheric uplift and magmatic supply. (a) Development of the hyper-extended continental domain by in-sequence faulting (rolling-hinge model). The asthenosphere is still deep (around 30 km). Onset of mantle exhumation. (b) Beginning of cycles of delocalisation/re-localisation of deformation, by out-of-sequence faulting. The deformation re-localised above the rising asthenosphere, probably because of a thermal anomaly. This system is still fault-controlled. (c) With the rise of the asthenosphere, lithospheric breakup occurs (progressive magmatic intrusions in the old and delaminated continental lithosphere). Finally, the asthenosphere is sufficiently shallow to directly influence the deformation in the brittle area. Creation of a localised spreading centre. If the magmatic budget is too low, flip-flop detachments can develop. It represents an out-of-sequence faulting, but controlled by magma.

References

- Boillot, G., and N. Froitzheim (2001), Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 9–30, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.02.
- Bronner, A., D. Sauter, G. Manatschal, G. Péron-Pinvidic, and M. Munsch (2011), Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins, *Nat. Geosci.*, 4(8), 549–553, doi:10.1038/ngeo1201.
- Brune, S., C. Heine, M. Pérez-Gussinyé, and S. V. Sobolev (2014), Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension, *Nat. Commun.*, 5, doi:10.1038/ncomms5014.
- Brun, J. P., and M.-O. Beslier (1996), Mantle exhumation at passive margins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 161–173.
- Brun, J.-P., and J. van den Driessche (1994), Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 165(6), 519–530.
- Buck, W. R. (1988), flexural rotation of normal faults, *Tectonics*, 7(5), 959–973, doi:10.1029/TC007i005p00959.
- Cannat, M., G. Manatschal, D. Sauter, and G. Péron-Pinvidic (2009), Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges?, *Comptes Rendus Geosci.*, 341(5), 406–427, doi:10.1016/j.crte.2009.01.005.
- Colwell, J. B., H. M. J. Stagg, N. G. Direen, G. Bernardel, and I. Borissova (2006), The structure of the continental margin off Wilkes Land and Terre Adelie Coast, East Antarctica, *Antarct. Contrib. Glob. Earth Sci. Springer-Verl. Berl.*, 327–340.
- Dean, S. M., T. A. Minshull, R. B. Whitmarsh, and K. E. Louden (2000), Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20'N, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 105(B3), 5859–5885, doi:10.1029/1999JB900301.
- deMartin, B. J., R. A. Sohn, J. P. Canales, and S. E. Humphris (2007), Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge, *Geology*, 35(8), 711–714, doi:10.1130/G23718A.1.
- Direen, N. G., H. M. J. Stagg, P. A. Symonds, and J. B. Colwell (2011), Dominant symmetry of a conjugate southern Australian and East Antarctic magma-poor rifted margin segment, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 12, 29 PP., doi:201110.1029/2010GC003306.
- Direen, N. G., H. M. J. Stagg, P. A. Symonds, and I. O. Norton (2012), Variations in rift symmetry: cautionary examples from the Southern Rift System (Australia-Antarctica), *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, doi:10.1144/SP369.4.
- Espurt, N., J.-P. Callot, F. Roure, J. M. Totterdell, H. I. M. Struckmeyer, and R. Vially (2012), Transition from symmetry to asymmetry during continental rifting: an example from the Bight Basin–Terre Adélie (Australian and Antarctic conjugate margins), *Terra Nova*, 24(3), 167–180, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x.
- Gerlings, J., K. E. Louden, T. A. Minshull, and M. R. Nedimovic (2012), Flemish Cap-Goban Spur conjugate margins: New evidence of asymmetry, *Geology*, 40(12), 1107–1110, doi:10.1130/G33263.1.
- Gillard, M., J. Autin, G. Manatschal, D. Sauter, M. Munsch, and M. Schaming (submitted), Tectono-magmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic

- magma-poor rifted margins: constraints from seismic observations.,
- Hopper, J. R., T. Funck, B. E. Tucholke, H. C. Larsen, W. S. Holbrook, K. E. Louden, 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(1), 93–96, doi:10.1130/G19694.1.
- Lavier, L. L., W. R. Buck, and A. N. B. Poliakov (1999), Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults, *Geology*, 27(12), 1127–1130, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<1127:SCRHMF>2.3.CO;2.
- 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 imodel, *Geology*, 15(7), 622–625, doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2.
- Lister, G. S., M. A. Etheridge, and P. A. Symonds (1991), Detachment models for the formation of passive continental margins, *Tectonics*, 10(5), 1038–1064, doi:10.1029/90TC01007.
- Manatschal, G., and O. Müntener (2009), A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites, *Tectonophysics*, 473(1–2), 4–19, doi:10.1016/j.tecto.2008.07.021.
- Manatschal, G., O. Müntener, L. L. Lavier, T. A. Minshull, and G. Péron-Pinvidic (2007), Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 282(1), 291–324, doi:10.1144/SP282.14.
- Manatschal, G., D. Sauter, A. M. Karpoft, E. Masini, G. Mohn, and Y. Lagabrielle (2011), The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex?, *Lithos*, 124(3–4), 169–184, doi:10.1016/j.lithos.2010.10.017.
- Minshull, T. A., S. M. Dean, and R. B. Whitmarsh (2014), The peridotite ridge province in the southern Iberia Abyssal Plain: Seismic constraints revisited, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2014JB011011, doi:10.1002/2014JB011011.
- Müntener, O., and G. Manatschal (2006), High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of the Newfoundland margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 252(3–4), 437–452, doi:10.1016/j.epsl.2006.10.009.
- Nagel, T. J., and W. R. Buck (2004), Symmetric alternative to asymmetric rifting models, *Geology*, 32(11), 937–940.
- Péron-Pinvidic, G., G. Manatschal, T. A. Minshull, and D. S. Sawyer (2007), Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, 26(2), TC2011, doi:10.1029/2006TC001970.
- Pindell, J., R. Graham, and B. Horn (2014), Rapid outer marginal collapse at the rift to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study, *Basin Res.*, n/a–n/a, doi:10.1111/bre.12059.
- Ranero, C. R., and M. Pérez-Gussinyé (2010), Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins, *Nature*, 468(7321), 294–299, doi:10.1038/nature09520.
- Reston, T. J. (2009), The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis, *Tectonophysics*, 468(1–4), 6–27, doi:10.1016/j.tecto.2008.09.002.
- Reston, T. J., and K. G. McDermott (2011), Successive Detachment Faults and Mantle Unroofing at Magmatic-Poor Rifted Margins, *Geology*, 39(11), 1071–1074, doi:10.1130/G32428.1.

- Sauter, D. et al. (2013), Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years, *Nat. Geosci.*, 6(4), 314–320, doi:10.1038/ngeo1771.
- Sutra, E., G. Manatschal, G. Mohn, and P. Unternehr (2013), Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 14(8), 2575–2597, doi:10.1002/ggge.20135.
- Tucholke, 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. Solid Earth*, 103(B5), 9857–9866, doi:10.1029/98JB00167.
- Tucholke, B. E., M. D. Behn, W. R. Buck, and J. Lin (2008), Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions, *Geology*, 36(6), 455–458, doi:10.1130/G24639A.1.
- Unternehr, P., G. Péron-Pinvidic, G. Manatschal, and E. Sutra (2010), Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model, *Pet. Geosci.*, 16(3), 207–215, doi:10.1144/1354-079309-904.
- Welford, J. K., J. Hall, J.-C. Sibuet, and S. P. Srivastava (2010), Structure across the northeastern margin of Flemish Cap, offshore Newfoundland from Erable multichannel seismic reflection profiles: evidence for a transtensional rifting environment: Seismic investigation off NE Flemish Cap, *Geophys. J. Int.*, 183(2), 572–586, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04779.x.
- Wernicke, B. (1985), Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22(1), 108–125, doi:10.1139/e85-009.
- Wernicke, B., and G. J. Axen (1988), On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems, *Geology*, 16(9), 848–851, doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0848:OTROII>2.3.CO;2.
- Whitmarsh, R. B., G. Manatschal, and T. A. Minshull (2001), Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, 413, 150–154.

Dans cette partie il semble que le magma participe largement à la délocalisation de la déformation, favorisant ainsi, avec le niveau de décollement, le développement hors-séquence des systèmes d'exhumation. La relocalisation de la déformation au centre des domaines précédemment exhumés semble quant à elle principalement influencée par la présence de l'asthénosphère. En effet, grâce au découplage entre la déformation cassante dans la lithosphère continentale et les niveaux plus profonds, la remontée asthénosphérique se fait progressivement et reste symétrique et centrée sous le bassin de rift. Cette évolution de la déformation et des systèmes de détachement peut ainsi se schématiser par un cycle, la délocalisation des systèmes d'exhumation étant contrôlée par l'arrivée « passive » du magma dans le mur de la faille. Ce cycle est ainsi principalement contrôlé par la déformation tectonique. Il est finalement interrompu lorsque l'apport magmatique devient « actif », c'est-à-dire lorsque l'asthénosphère est suffisamment haute et localisée, la lithosphère continentale suffisamment amincie et intrudée pour laisser place à la rupture lithosphérique. Le système devient alors contrôlé par le magma. Le centre d'accrétion se localise et deux possibilités s'offrent alors : soit le centre d'accrétion est assez focalisé et implique un magmatisme suffisant pour initier directement la mise en place d'une croûte magmatique océanique stable, soit le centre d'accrétion est moins focalisé et implique un apport magmatique insuffisant pour initier cette accrétion océanique. Dans ce cas, il est possible d'initier une phase d'exhumation flip-flop qui va précéder la mise en place de la croûte océanique magmatique.

Au final il apparaît que les processus d'extension menant au développement du domaine continental hyper-étiré sont découplés des processus d'extension menant à la création des domaines exhumés. Il est ainsi possible d'avoir un domaine continental hyper-étiré asymétrique mais des domaines plus distaux symétriques.

Synthèse - Discussion

1. Les sédiments dans les marges profondes, marqueurs de l'exhumation

1.1. Interprétation sismique basée sur l'architecture sédimentaire

L'identification de la nature du socle dans les marges profondes et en particulier en l'absence de données géologiques directes est généralement difficile et peu contrainte. Le fort rapport entre taux de sédimentation et vitesse d'extension sur les marges Australie-Antarctique m'ont permis de proposer une approche interprétative basée sur l'architecture des unités sédimentaires. L'observation que toutes les unités sédimentaires montrent une évolution d'une architecture post-, puis syn- puis pré-tectonique en allant vers l'océan signe une migration de la déformation et une évolution clairement polyphasée de la marge distale. L'enregistrement de ces différentes phases de déformation, et notamment la disparition successive des différentes unités pré-tectoniques permettent la localisation assez précise de la mise en place de nouvelles unités de socle. La terminaison de la croûte continentale est particulièrement bien identifiable grâce à cette méthode qui repose sur le principe simple suivant : les sédiments se déposant sur un socle nouvellement créé (quelle que soit sa nature) sont nécessairement plus jeunes que les sédiments recouvrant directement le socle affecté par la mise en place de cette nouvelle surface de dépôt (Figure 1).

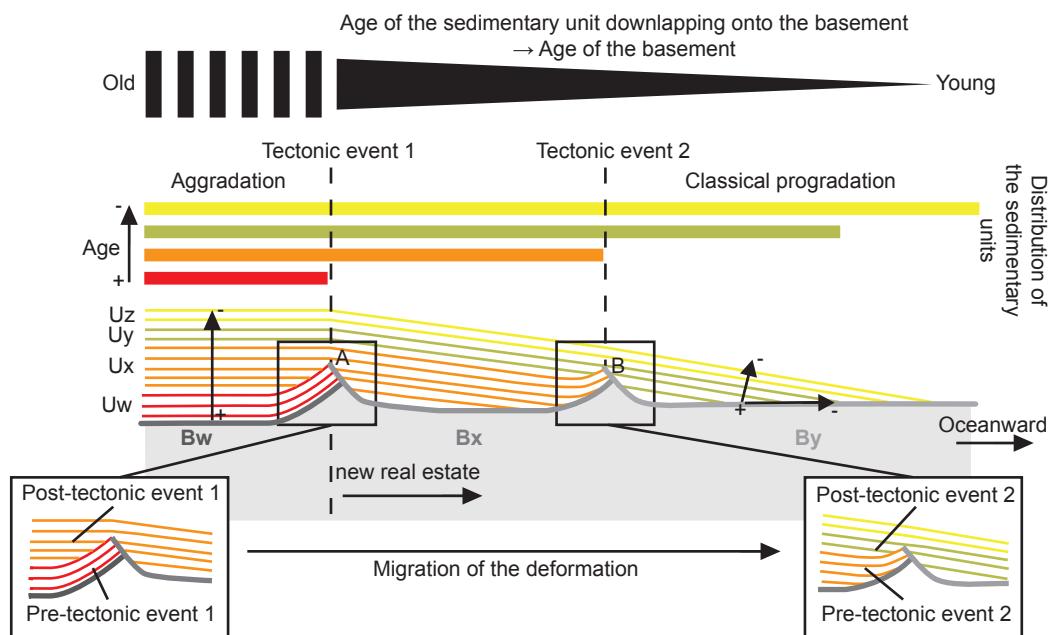


Figure 1. Approche interprétative utilisée dans cette étude pour l'identification et la cartographie des nouvelles unités de socle.

Figure 1. Interpretation approach used in this study for the identification and mapping of the newly created basement units.

Ces nouvelles unités de socle peuvent être composées de manteau exhumé, de roches magmatiques ou de matériel hybride. La différentiation de ces trois types de nouveau socle repose sur plusieurs indices, principalement morphologiques et structuraux. Un socle composé de matériel magmatique, et donc issu d'une accrétion océanique, montrera généralement la présence d'un Moho définissant la base d'une croûte d'une épaisseur d'environ 2 sec (TWT) ou 7 km. Ce socle ne sera généralement pas fortement tectonisé, les sédiments le recouvrant n'enregistrant aucune déformation majeure et montrant principalement des architectures en « onlap » (remplissage « passif ») sur des hauts volcaniques. A l'inverse, les socles issus de

l'exhumation mantellique ne présentent pas de Moho, même si l'on peut noter la présence fréquente de forts réflecteurs peu profonds. Ces réflecteurs peuvent représenter un niveau de sous-placage magmatique et/ou un niveau de décollement (potentiellement associé au front de serpentisation). Les socles exhumés ne représentant pas une accrétion océanique stable, ils ont tendance à être fortement tectonisés, la déformation se développant d'autant plus facilement que le manteau serpentinisé représente un matériel extrêmement fragile. La morphologie du toit du socle est ainsi principalement dominée par la déformation tectonique. Ces phases de déformation sont d'ailleurs particulièrement visibles dans l'architecture sédimentaire avec notamment la présence d'éventails. Les socles hybrides présentent à la fois de la déformation tectoniques et des constructions magmatiques, et notamment de fortes interactions failles/magma. La structure interne de ces socles peut être assez complexe et énigmatique, l'addition magmatique tendant à masquer les phases de déformation antérieures.

1.2. Grands domaines et nature du socle

Sur les marges Australie-Antarctique l'architecture sédimentaire met en lumière plusieurs phases de déformations associées à la mise en place de plusieurs nouvelles unités de socle. Les trois types de « nouveaux socles » décrits ci-dessus sont représentés le long de ces marges. Les sédiments permettent également de dater relativement les différentes unités de socle et montrent sur les deux marges conjuguées une juxtaposition de socles de plus en plus jeunes en allant vers l'océan. La comparaison avec les cartes de champ de potentiel montrent que ces différents socles sont associés à des domaines ayant une signature gravimétrique et magnétique particulière, indiquant des variations dans leur composition. L'identification de ces domaines permet de suivre l'extension latérale de ces unités de socle.

J'ai ainsi défini les 4 domaines suivants :

- **Le domaine continental hyper-étiré.** Ce domaine est constitué d'une croûte continentale amincie à une épaisseur < 10 km. Les failles affectant cette croûte semblent être assez tardives et ne paraissent pas avoir participé à cet amincissement extrême. Au contraire, la déformation sédimentaire suppose qu'elles se sont développées dans une croûte déjà hyper-étirée, et qu'elles sont liées à l'initiation d'un système de détachement qui va marquer la rupture de la croûte continentale. La nature exacte du socle dans ce domaine est difficile à déterminer. Les données de sismique réfraction supposent la présence d'une croûte continentale « typique » au centre du Great Australian Bight, alors qu'à l'ouest les fortes vitesses suggèrent une importante contribution magmatique (voir annexe A). Il est à noté que cette zonation coïncide avec la limite ouest de la Discordance Australie-Antarctique (Figure 2). Il est donc possible que la présence d'un ancien slab en profondeur et d'une lithosphère froide aient influencé la quantité de magma dans cette région durant l'épisode d'amincissement de la croûte continentale.
- **La zone de manteau exhumé continental (ZECM).** Ce domaine est principalement composé de manteau exhumé serpentinisé (pas de Moho visible, morphologie du toit du socle dominé par les failles), même si la présence d'une couche supérieure très réfléctrice signe la présence de magma. Ce magma est recoupé par les failles les plus vieilles dans ce domaine. Cela suggère que ces magmas se mettent en place rapidement après l'exhumation. Cependant le timing exact de la mise en place est difficile à estimer. Ce domaine présente également des linéations magnétiques mal dé-

finies, ajoutant un argument à l'idée d'un magmatisme intermittent et peu abondant. Ce domaine apparait très similaire à ce qui peut être observé dans les Alpes sur le site de Platta.

- **Le domaine proto-océanique.** Il s'agit probablement d'un socle hybride, initialement composé de manteau exhumé serpentiniisé qui a été par la suite largement affecté par des intrusions/extrusions magmatiques. On note une claire interaction failles/magma à la fin du domaine sur la marge Antarctique, avec de nombreuses failles scellées par des additions magmatiques. On observe également un saut bathymétrique sur l'Antarctique et un fort réflecteur intra-socle peu profond, certainement associé à du sous-placage. Ce socle présente une structuration complexe dans sa partie la plus distale (voir annexe B12 ligne GA228-26). Il n'est pas impossible qu'il s'agisse de phases de déformation antérieures masquées par un fort apport magmatique. Sur la marge Australienne, la fin du domaine proto-océanique est marquée par un socle à signature clairement magmatique, avec la présence de monts volcaniques. On note ainsi une augmentation graduelle du magma le long de la faille de détachement. Les linéations magnétiques présentes dans ce domaine sont mieux définies que celles dans la zone de manteau exhumé continental, signe que l'apport magmatique augmente effectivement avec le développement de la marge. Ce domaine montre plusieurs similarités avec le site du Chenaillet dans les Alpes, considéré comme une croûte océanique embryonnaire [Manatschal *et al.* 2011].
- **Le domaine océanique stable.** Ce domaine est représenté par une croûte magmatique et marque un processus d'accrétion océanique stable. On note l'apparition d'un Moho sur certaines lignes et la fin d'une structuration intra-socle complexe. Cependant, ce domaine présente des structures similaires aux *Oceanic core complex* interprétés dans l'océan Atlantique [Ranero and Reston 1999].

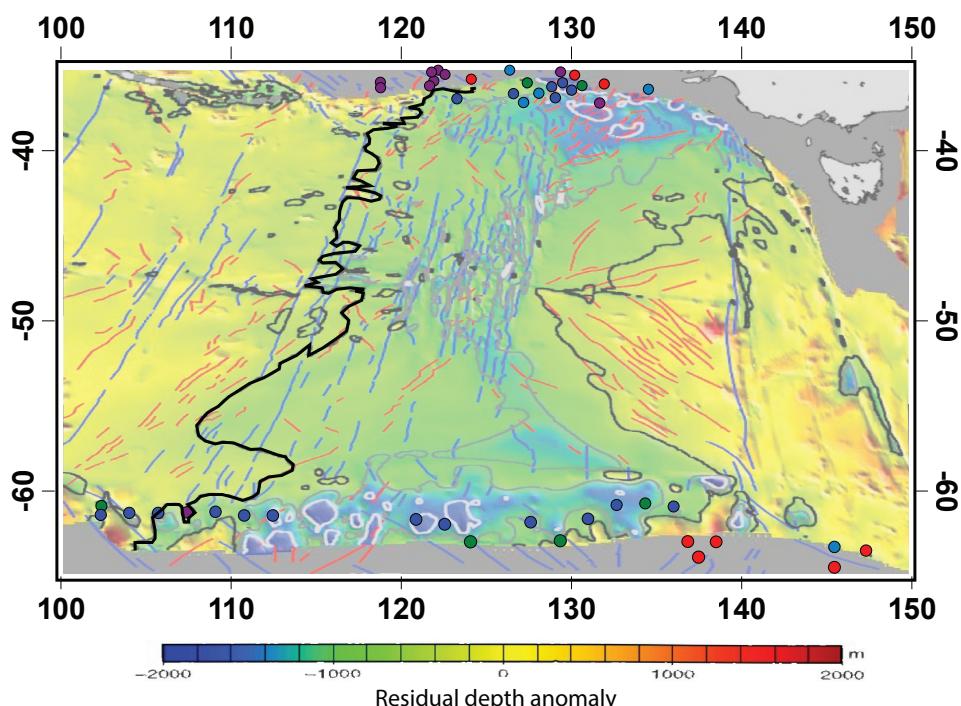


Figure 2. Figure montrant la coincidence entre la frontière ouest de la Discordance Australie-Antarctique, mis en lumière par l'anomalie résiduelle de profondeur [Whittaker *et al.* 2010], et les données de vitesses. Les vitesses de socle les plus élevées sont en-dehors de la zone de l'AAD (cercles violets).

Figure 2. Figure showing the coincidence between the western boundary of the Australian-Antarctic Discordance, highlighted by the residual depth anomaly [Whittaker *et al.* 2010], and velocity data. Basement velocities are higher out of the AAD (violet circles).

L'architecture sédimentaire souligne une évolution clairement polyphasée des marges distales Australie-Antarctique, associée à la mise en place de plusieurs nouvelles unités de socle. Ces résultats impliquent que les termes pré-, syn- et post-rift sont extrêmement restrictifs et ne permettent pas une description détaillée de l'évolution de tels systèmes. Ils doivent être employés relativement à un événement tectonique précis.

1.3. Proposition d'un modèle d'évolution des marges distales

La morphologie du toit, la structuration interne, et l'absence de Moho permettent de proposer que les socles des domaines ZECM et Proto-océanique sont principalement composés de manteau exhumé serpentiniisé. Les structures de déformation associées à la mise en place de ces socles exhumés présentent une asymétrie entre les deux marges conjuguées. La présence d'une ou plusieurs failles importantes créant des blocs sur-basculés sur une des deux marges suggère que cette marge peut être considérée comme la plaque inférieure d'un système de détachement, alors que la plaque supérieure sera caractérisée par une délamination plus progressive du socle. Le modèle que je propose pour l'évolution de la partie distale des marges Australie-Antarctique suppose donc l'initiation de plusieurs systèmes de détachement menant à la création de grands domaines de manteau exhumés (Figure 3). Les observations et le modèle montrent également une forte symétrie des domaines exhumés.

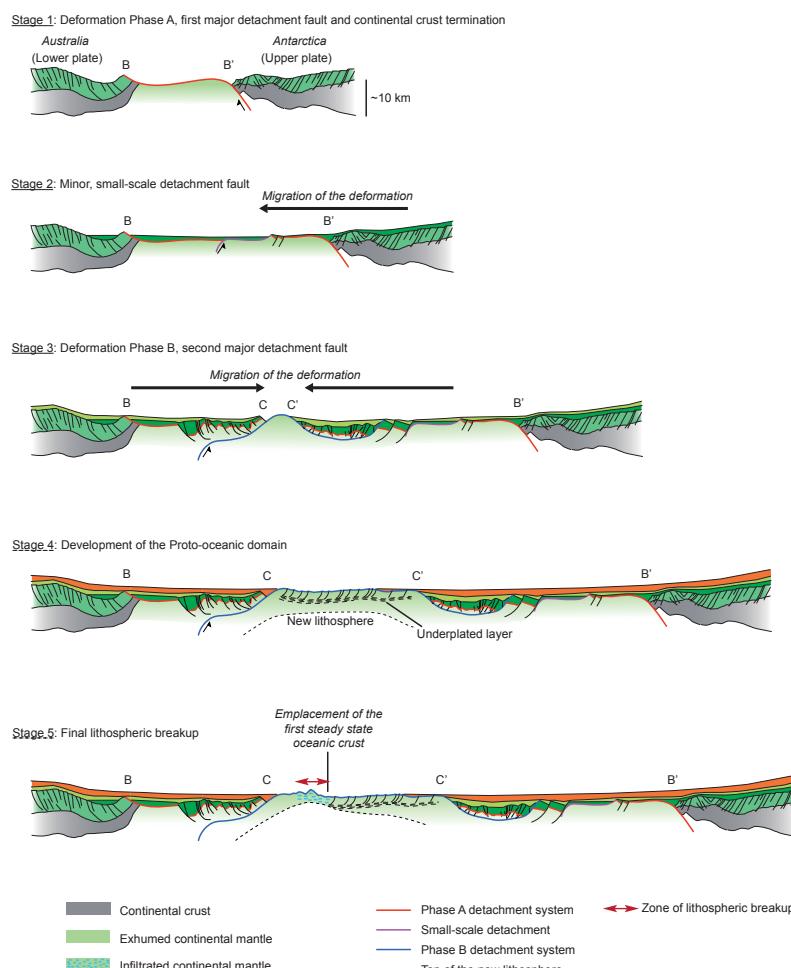


Figure 3. Modèle d'évolution pour les marges distales Australie-Antarctique. Implique le développement de multiples systèmes de détachement s'organisant hors-séquence.

Figure 3. Model of evolution for the distal Australian-Antarctic margins. Implies the development of multiple detachment systems which organise out-of-sequence.

2. Les systèmes de détachement, structures tectoniques majeures des marges distales

2.1. Différents styles de systèmes de détachement

Les systèmes de détachements apparaissent donc être le principal processus d'accommodation de l'extension sur ces marges. Cependant, le développement de ces systèmes ne semble pas se faire de la même manière tout au long de l'évolution de la marge. Plusieurs styles de systèmes de détachement ont en effet été identifiés, montrant que la morphologie ainsi que l'organisation de ces systèmes semblent liées à l'épaisseur du niveau cassant et à la nature du socle dans lequel ils se développent. Le style 1 ne se développe que dans la croûte continentale hyper-étirée, le style 2 ne se développe que dans un socle précédemment exhumé, le style 3 peut se développer dans une croûte continentale hyper-étirée suffisamment amincie ainsi que dans un socle exhumé, le style 4 (*flip-flop*) ne se développe qu'à la fin du domaine proto-océanique dans des conditions magmatiques et tectoniques particulières (voir plus loin) et enfin le style 5 ne se développe que dans la croûte océanique magmatique. Cependant, on observe une systématique dans l'initiation et le développement de ces différents styles de détachement : durant le développement de la marge (ce qui exclue le style 5) chaque nouveau détachement se développe hors-séquence, c'est-à-dire dans le mur de la précédente faille de détachement. De plus, les failles de détachement des styles 1, 2 et 3 semblent toujours s'initier à partir d'une faille listrique majeure après une phase d'extension symétrique de type *pure shear*.

2.2. Importance du niveau de décollement

Ce développement tectonique semble favorisé par la présence d'un niveau de décollement peu profond, qui pourrait correspondre au front de serpentisation, associé ou non à du sous-placage magmatique. Ce niveau est bien visible sur de nombreuses lignes sismiques sur les marges Australie-Antarctique, mais aussi sur les marges Ibérie-Terre Neuve (voir Annexe B18, ligne SCREECH1). Ce niveau semble particulièrement important dans la délocalisation de la déformation entre chaque phase d'exhumation. Il permet en effet des phases d'accommodation de l'extension par un mode *pure shear*, découpant cette déformation cassante des niveaux inférieurs. Lorsque l'épaisseur cassante est suffisamment faible, une nouvelle faille de détachement va s'initier, en utilisant ce niveau de décollement comme un « palier ». On observe ainsi des alternances de phases *simple shear* et *pure shear* tout au long de l'évolution de la marge distale (Figure 4).

2.3. La question de l'héritage

La présence de ce niveau de décollement permettant un découplage de la déformation ainsi que des phases d'extension *pure shear* symétriques implique que la nouvelle faille de détachement peut s'initier avec une vergence aléatoire dans les domaines de manteau exhumé. Ces domaines nouvellement créés ne présentent en effet aucun héritage structural pouvant guider l'orientation de la faille de détachement. La rhéologie de ces domaines exhumés est en effet contrôlée par le processus de serpentisation, produisant

un niveau cassant très faible. Cette absence d'héritage est sûrement moins évidente pour l'initiation du premier détachement se développant dans la croûte continentale hyper-étirée. Il est possible que dans ce cas la vergence du détachement soit contrôlée par la présence d'une faille ou d'une faiblesse préexistante (voir exemple du détachement de l'Err, *Manatschal et al. [2014]*). On note par ailleurs une inversion de l'orientation de ce détachement au niveau de la limite géologique ouest de l'ensemble cratonique Gawler/Mawson. La présence de l'Adélie Rift Block dans cette région montre la difficulté à rompre la croûte continentale, en témoigne les nombreuses failles normales majeures nécessaires à l'initiation du système de détachement (voir annexe B13, ligne GA228-27). En ce qui concerne les systèmes de détachement flip-flop, la vergence des failles n'est plus aléatoire. Cependant, l'alternance observée dans l'orientation des failles n'est pas guidée par un héritage mais par une contrainte, liée à la perte du niveau de décollement et du découplage. Cette nouvelle phase de couplage apparaît liée à la localisation du centre d'accrétion (voir partie 3).

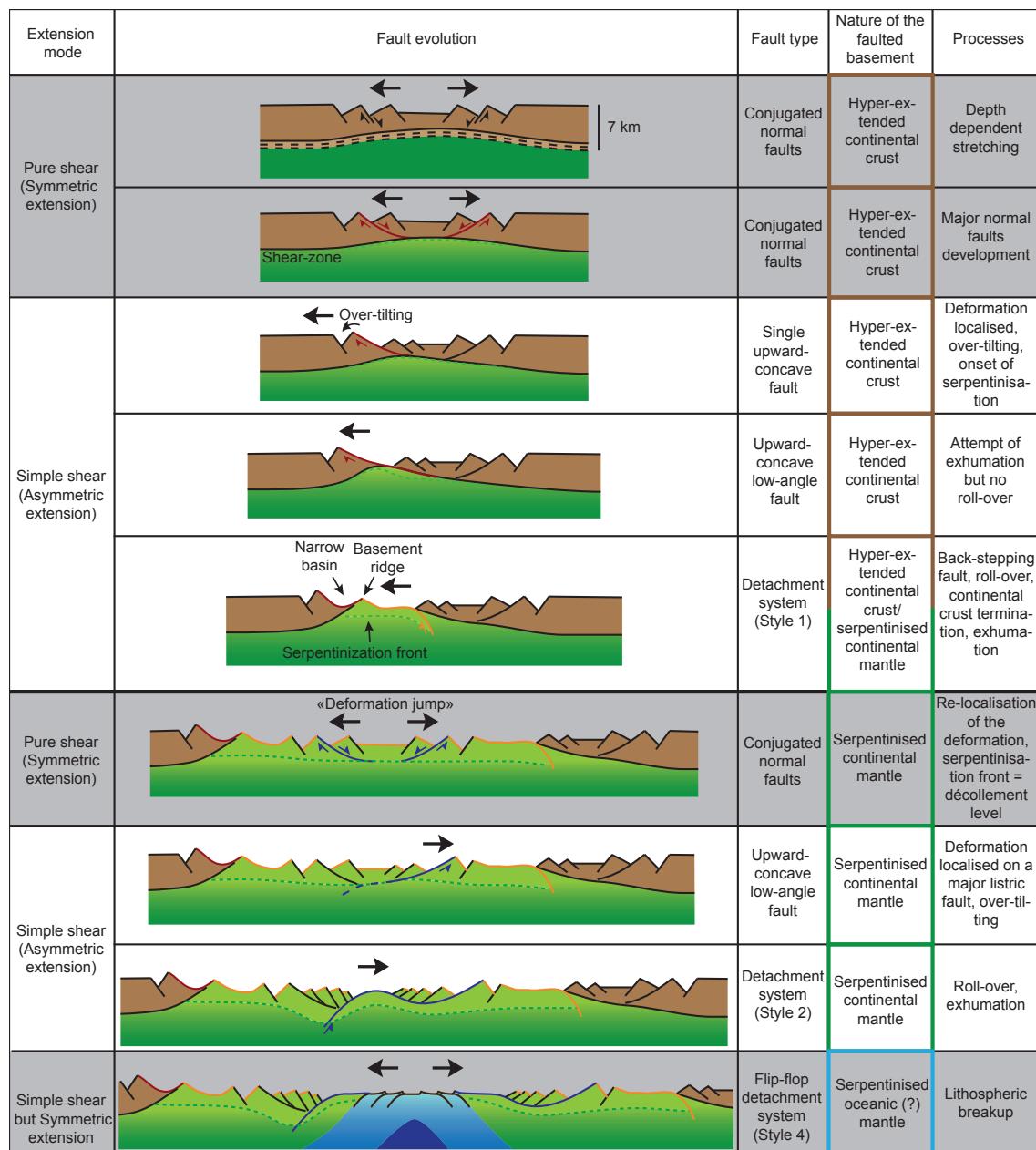


Figure 4. Modèle d'évolution des failles montrant l'alternance entre les phases pure shear et simple shear et le développement des différents styles de systèmes de détachement.

Figure 4. Model of evolution of faults showing the alternating between pure shear and simple shear phases, and the development of the different styles of detachment systems.

3. Obtention de marges distales symétriques par des phases d'extension *simple shear* et rupture lithosphérique : contrôle tectonique vs. contrôle magmatique

3.1. Relocalisation de la déformation et cyclicité : influence du magma et de l'asthénosphère sous contrôle tectonique

Malgré le fait que l'accommodation de l'extension se fasse majoritairement par des processus asymétriques (exhumation du manteau le long de failles de détachement, mode *simple shear*), la plupart des marges distales peu-magmatiques montrent une architecture finale globalement symétrique de leurs domaines exhumés. Cette symétrie est liée à la délocalisation et relocalisation constante de la déformation dans le mur de la précédente faille de détachement. Ce développement toujours hors-séquence des multiples failles de détachement entraîne un partitionnement des domaines précédemment exhumés sur chacune des marges conjuguées. A l'inverse du modèle « *rolling hinge* » généralement proposé pour expliquer l'asymétrie de la croûte continentale hyper-étirée, ce modèle de « *saut de déformation* » entraîne une relocalisation à la fois du breakaway et du point d'exhumation et permet d'expliquer la symétrie observée des domaines exhumés. Il semble que ces deux modèles peuvent participer au développement d'une marge peu magmatique, plusieurs marges montrant en effet la présence d'un domaine continental hyper-étiré asymétrique mais un domaine exhumé symétrique (Ibérie-Terre Neuve, Angola-Brésil).

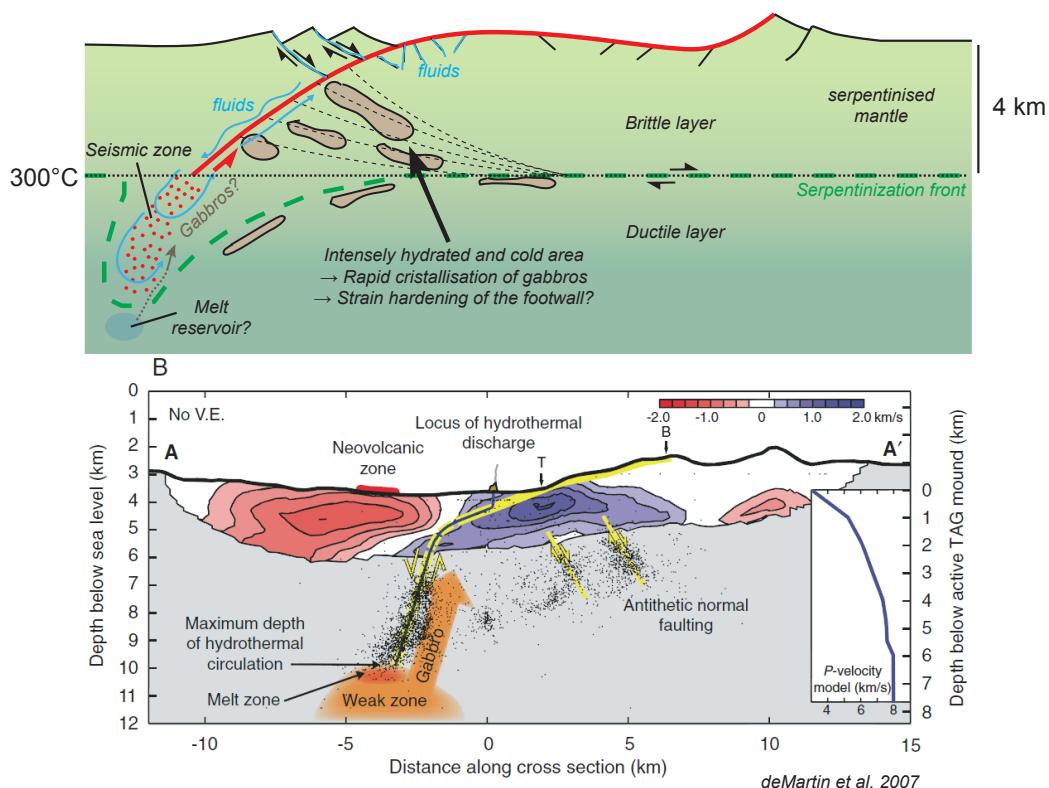


Figure 5. Processus tectono-magmatique menant au durcissement du mur et à la délocalisation de la déformation du plan de faille vers une zone plus faible.

Figure 5. Tectono-magmatic process leading to the strain hardening of the footwall and to the delocalisation of the deformation from the fault plane toward a weaker area.

La délocalisation de la déformation semble liée à une augmentation de la quantité de magma dans le mur de la faille de détachement, entraînant une modification de la rhéologie et une difficulté à continuer l'exhumation (Figure 5). L'arrivée du magma dans ces systèmes de failles est certainement passive et contrôlée par la déformation tectonique. La déformation peut alors se délocaliser vers une zone plus faible avec une phase d'extension *pure shear* puis se relocaliser progressivement au centre du domaine précédemment exhumé (mur de l'ancienne faille de détachement) avant d'initier un nouveau système d'exhumation. Nous sommes donc dans un schéma cyclique dominé par la déformation tectonique (Figure 6). La relocalisation constante de la déformation dans le mur de la précédente faille d'exhumation est certainement contrôlée par une anomalie thermique (érosion thermique) liée à la présence d'une remontée asthénosphérique symétrique et découpée de la déformation cassante grâce au niveau de décollement.

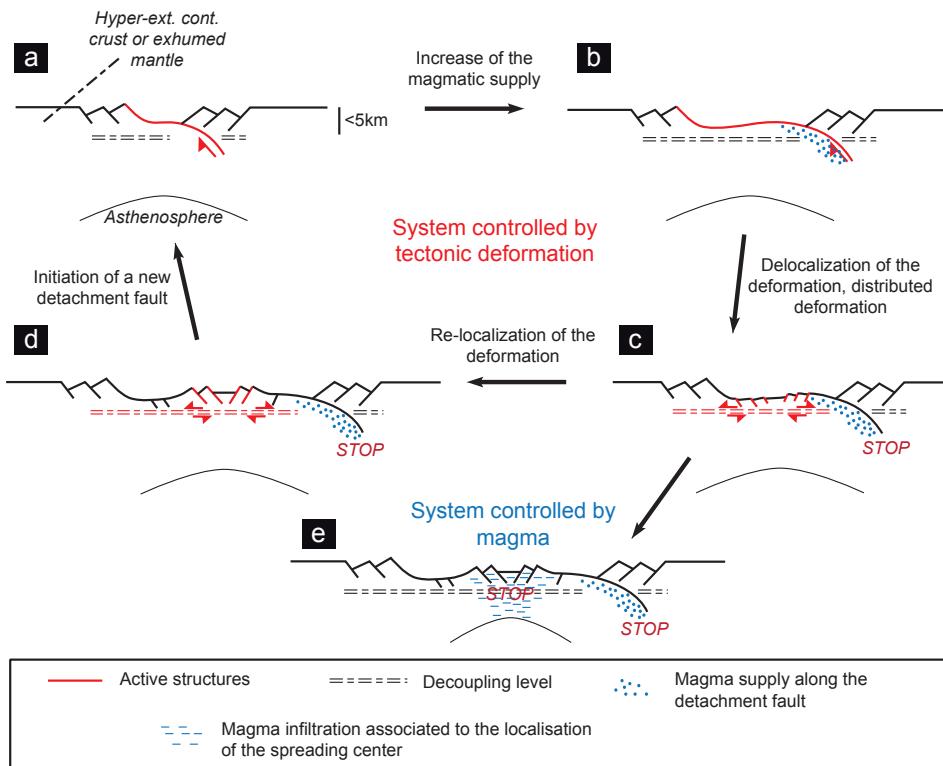


Figure 6. Cycles de délocalisation/relocalisation de la déformation. Le système est d'abord contrôlé par la déformation tectonique puis par le magma au moment de la rupture lithosphérique.

Figure 6. Delocalisation/re-localisation cycles. The system is firstly controlled by the tectonic deformation then by magma when lithospheric breakup occurs.

3.2. La rupture lithosphérique sous contrôle magmatique/thermique

L'extension et la délamination de la lithosphère continentale par ces cycles d'exhumation mènent finalement à l'initiation d'un magmatisme « actif », lié à la localisation de l'asthénosphère proche de la surface. Cette étape s'accompagne d'une intrusion massive de magma dans le reste de la lithosphère continentale (érosion magmatique). Cet épisode est particulièrement visible dans le domaine proto-océanique de la marge Antarctique, où l'on peut observer les failles normales servant de conduits magmatiques et scellées par le magma. L'interaction failles/magma est ici très forte. Cet apport massif de magma dans les failles normales empêche leur maturation en failles exhumantes : les failles semblent initier leur sur-basculement mais sont gelées à ce stade, la modification rhéologique du plan de faille les empêchant d'atteindre un angle suffisamment faible pour initier le roll-over du mur et l'exhumation (Figure 7). A partir de ce stade,

le système extensif apparaît donc contrôlé par le magmatisme. Cet épisode marque le début de la rupture lithosphérique, qui peut se définir comme la période durant laquelle l'ancienne lithosphère continentale est progressivement intrudée par du matériel magmatique issu de la décompression et de la fusion de l'asthénosphère (affaiblissement thermique et magmatique). La fin de la rupture lithosphérique intervient lorsque l'ancienne lithosphère est totalement séparée par une nouvelle lithosphère océanique.

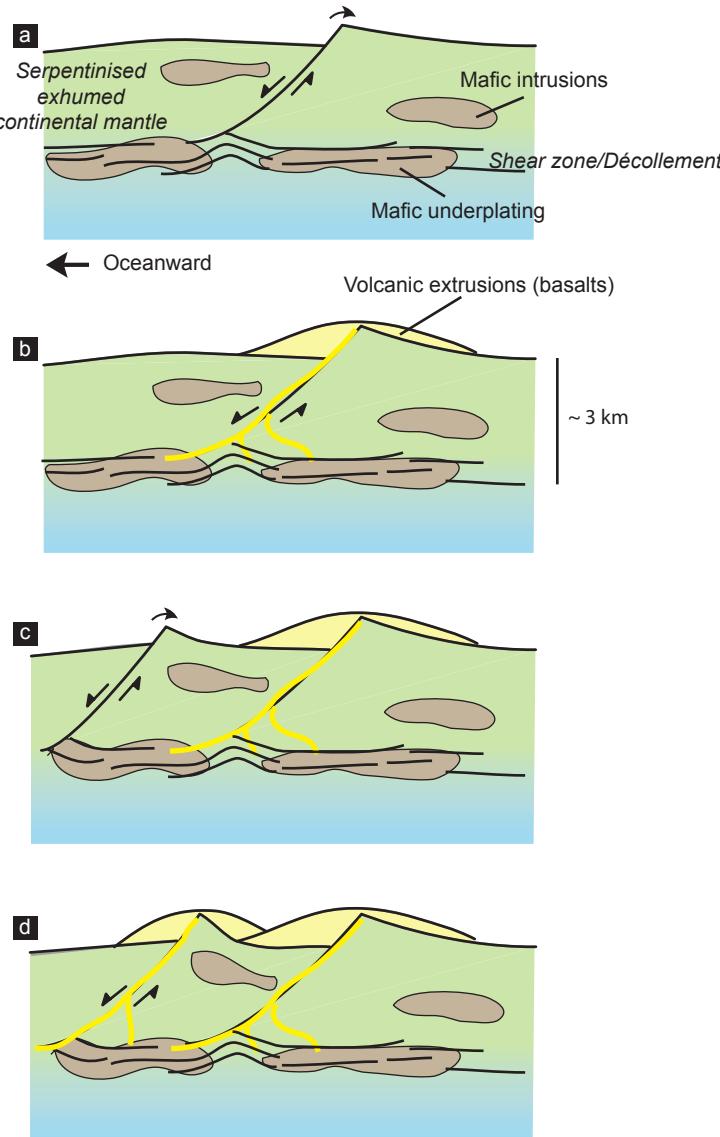


Figure 7. Schéma montrant l'évolution des failles dans le domaine proto-océanique durant le début de la rupture lithosphérique. Les failles normales sont utilisées comme conduits par le magma et sont scellées. La modification de la rhéologie du plan de faille les empêche d'atteindre un angle suffisamment faible pour initier une nouvelle faille de détachement.

Figure 7. Cartoon showing the evolution of faults in the proto-oceanic domain, during the onset of the lithospheric breakup. Normal faults are used as conduits by magma and are sealed. The modification of the fault plane rheology prevents the faults to sufficiently rotate to initiate a new detachment fault.

3.3. La localisation d'un centre d'accrétion stable : mont volcanique ou flip-flop ?

La marge australienne montre la présence de monts volcaniques alignés et coïncidant avec une forte anomalie gravimétrique et magnétique à la fin du domaine proto-océanique. Il est possible que ces monts soient associés à un fort apport magmatique lié à la rupture lithosphérique et à la localisation d'un centre d'accrétion océanique stable. Cependant, ces monts ne sont pas observables tout le long de la marge. Sur les lignes les plus à l'est, on trouve à la place des systèmes de détachement flip-flop (Figure 8). Bien que contrôlée par le magmatisme, la localisation du centre d'accrétion ne semble pas forcément associée à un important événement volcanique. Suivant l'idée proposée par Cannat *et al.* [2009], il est possible que cette différence morphologique soit associée à un flux asthénosphérique plus ou moins focalisé. Un flux asthé-

nosphérique focalisé serait associé à une production magmatique importante et mènerait ainsi facilement à la création d'un mont volcanique au moment de la localisation du centre d'accrétion, suivit par la mise en place d'une croûte océanique magmatique stable. Au contraire, un flux asthénosphérique peu focalisé permettrait un début d'accrétion océanique peu-magmatique, favorisant le développement de systèmes de détachement flip-flop. Ce mécanisme serait similaire à ce que l'on peut observer sur les dorsales ultralentes (Sauter *et al.* 2013). Les détachements flip-flop, probablement également observable sur Ibérie-Terre Neuve, signeraient donc la localisation d'un centre d'accrétion océanique sous des conditions magmatiques insuffisantes pour la mise en place d'une croûte océanique magmatique. Contrairement aux systèmes de détachement se mettant en place durant le développement de la marge, les failles de détachement des systèmes flip-flop voient leur vergence contrainte par la localisation du centre d'accrétion. Cette variation d'apport magmatique le long de la marge au moment de la localisation du centre d'accrétion pourrait dépendre de la présence d'un manteau plus froid et déprimé dans la partie est, liée à la présence d'un ancien slab en profondeur (Discordance Australie Antarctique).

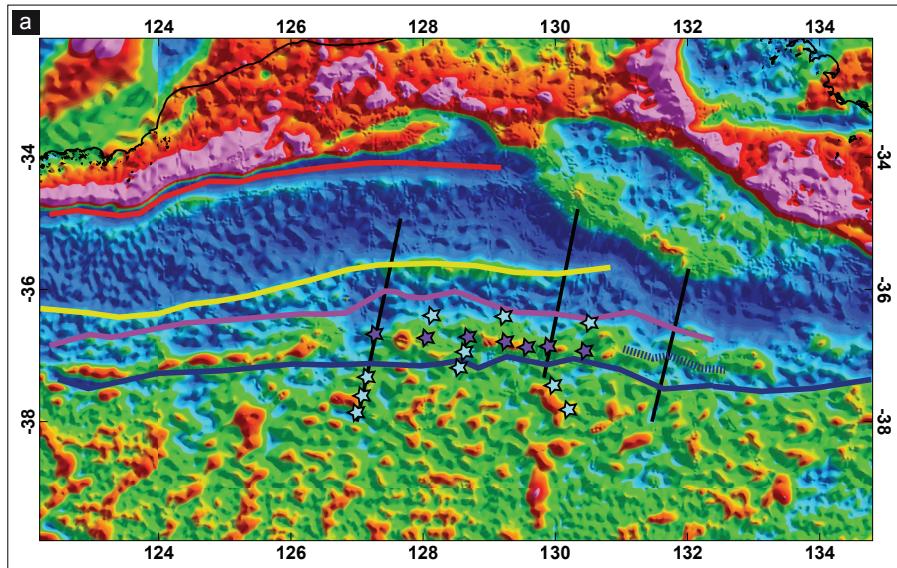


Figure 8. Carte d'anomalie de gravité montrant l'alignement des monts volcaniques (étoiles violettes) au centre et la zone de flip-flop (tiret bleu) à l'est. L'ensemble de ces structures sont alignés avec une importante anomalie de gravité linéaire et continue qui coincide avec les grandes rides de socle observables dans la Zone Diamantine.

Figure 8. Map of gravity anomaly displaying the alignment between volcanic mounts (purple stars) in the centre and the area of flip-flop (dotted blue line) to the east. All these structures are aligned with an important and linear gravity anomaly which coincides with the proeminent basement ridges visible in the Diamantina Zone.

4. Questions et perspectives

4.1. La validité du modèle d'évolution dans la Zone Diamantine

L'observation de la marge dans sa totalité montre la présence de plusieurs rides de socle à l'ouest du Great Australian Bight, dans la Zone Diamantine (voir annexe B16). Ces structures de socle très proéminentes et parallèles sont également visibles sur la partie conjuguée Antarctique (annexe B17). Cependant elles n'ont pas d'analogie dans la région étudiée dans cette thèse. La dernière ride semble pourtant dans

le prolongement des monts volcaniques alignés observés ici. Ces observations posent la question de la nature et de l'origine de ces rides de socle. Par comparaison avec notre modèle d'évolution des failles on pourrait émettre l'hypothèse que ces rides sont associées à l'initiation de plusieurs failles de détachement, à l'instar des systèmes de détachement de style 1 menant à la création d'une ride de socle proche de la terminaison continentale. Cette hypothèse serait en accord avec le dragage de péridotites sur les rides de la Zone Diamantine (*Beslier et al. 2004*). Cependant, les structures observées à l'ouest sont beaucoup plus importantes que celle dans le GAB et montrent des architectures sédimentaires laissant supposer que la création des rides intervient après une phase d'exhumation (voir Annexe B16). On peut donc se demander quels processus tectoniques et/ou magmatiques mènent à la création de ce type de ride ?

4.2. L'enregistrement des anomalies magnétiques

Le modèle d'évolution proposé dans cette thèse pose finalement la question de l'enregistrement des anomalies magnétiques dans un tel contexte tectonique et magmatique.

L'idée que j'ai développée ici suppose que les marges Australie-Antarctique en particulier, mais potentiellement aussi d'autres marges peu-magmatiques comme Ibérie-Terre Neuve, se développent principalement par initiation de multiples systèmes d'exhumation asymétriques. Ces systèmes de détachement se développent à chaque fois hors-séquence et sont associés à une relocalisation constante de la déformation au centre du bassin. Cette évolution entraîne un partitionnement des domaines déjà exhumés et l'obtention de domaines exhumés globalement symétriques. La relocalisation de chaque système d'exhumation semble également liée à une augmentation du magmatisme le long du plan de faille.

Il en résulte que l'architecture finale des marges consiste en une juxtaposition de portions de socles mis en place de façon asymétrique, pas forcément dans le même sens en fonction de la vergence du détachement, avec probablement un apport magmatique également asymétrique, du moins sur les portions de socle exhumé les plus anciennes. Ces domaines exhumés montrent la présence d'anomalies magnétiques. Si l'on considère que toutes les linéations magnétiques visibles sont liées à des inversions du champ magnétique (idée qui est d'ailleurs actuellement controversée, *Maffione et al. [2014]*, *Bronner et al. [2013]*) et sont enregistrées par du matériel magmatique, il est possible que l'enregistrement d'anomalies magnétiques dans un tel contexte tectonique ne soit pas aussi simple que l'enregistrement classique symétrique et conjugué généralement proposé sur les marges (Figure 9).

Cette idée très conceptuelle nécessiterait d'être testée dans des modélisations couplées sismique/gravimétrie/magnétisme (voir la tentative en Annexe C). Les résultats pourraient avoir d'importantes implications pour les reconstructions cinématiques sur les marges. Cependant, cette hypothèse s'appuie sur plusieurs concepts qu'il serait nécessaire de contraindre. Le plus important repose sur le timing de la mise en place des magmas par rapport à l'exhumation mantellique. A quel moment se mettent-ils en place ? Sont-ils clairement associé à l'exhumation et dans ce cas asymétriques ou bien arrivent-ils plus tardivement par des processus non liés à l'exhumation ? Est-ce que toutes les linéations observées sont associées à des inversions du champ magnétique ? Dans tous les cas, peuvent-elles être utilisées comme des isochrones dans les reconstructions ?

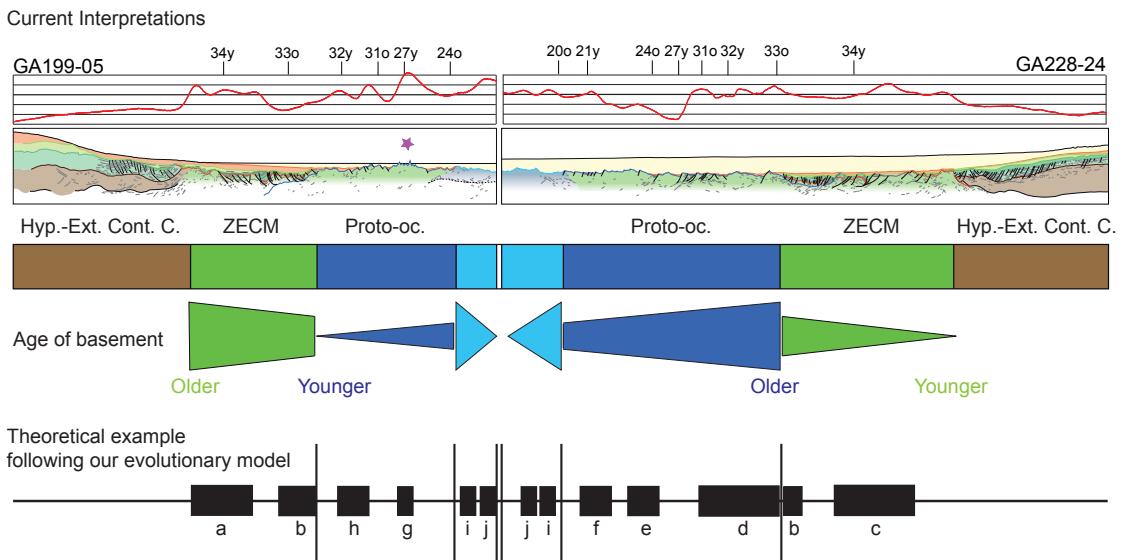


Figure 9. Figure schématisant l'idée d'un enregistrement non conjugué des anomalies magnétiques durant le développement des domaines exhumés suivant notre modèle d'évolution.

Figure 9. Figure displaying the idea of a non conjugate record for magnetic anomalies during the development of exhumed domains, following our model of evolution.

Conclusion

L'objectif de cette thèse a été, à travers l'étude des marges Australie-Antarctique, de mieux comprendre l'évolution tectono-magmatique des marges pauvres en magma jusqu'à la mise en place de la première croûte océanique. Les principaux résultats sont :

- L'enregistrement de la déformation dans les sédiments met en évidence une évolution polyphasée des marges distales, et en particulier des domaines exhumés, avec le développement de multiples systèmes de détachement.
- Sur les marges Australie-Antarctique, le modèle d'évolution suggère que la mise en place de la première croûte océanique stable et magmatique intervient tardivement, vers 47 Ma, après le développement d'un domaine proto-océanique.
- Les multiples systèmes de détachement présentent une organisation hors-séquence, chaque nouvelle faille exhumante se développant dans le mur de la précédente faille de détachement. Cette organisation spatiale et temporelle mène à une architecture finale symétrique pour les domaines exhumés. Cette architecture symétrique est observable sur la plupart des marges peu-magmatiques, y compris sur celles généralement classifiées comme marges asymétriques par l'architecture de leur domaine continental hyper-étiré.
- Le développement successif hors-séquence des détachements est lié à des cycles de délocalisation/relocalisation de la déformation faisant intervenir des phases pure-shear et simple-shear. En particulier il apparaît que les failles de détachement sur les marges s'initient à partir de failles listriques s'enracinant sur un niveau de décollement qui pourrait correspondre au front de serpentisation.
- Ce niveau de décollement semble agir comme un niveau de découplage entre la déformation cassante dans le manteau exhumé serpentisé et la remontée asthénosphérique. La relocalisation de la déformation serait ainsi influencée par la présence d'une zone de faiblesse au-dessus de la remontée asthénosphérique (anomalie thermique).

- L'interaction failles/magma semble particulièrement importante dans l'évolution des marges distales. La cristallisation des gabbros dans le mur de la faille de détachement durant les phases d'exhumation provoque la délocalisation de la déformation en modifiant la rhéologie du mur de la faille. De même, l'intrusion massive de magma dans les failles normales au début de la rupture lithosphérique semble empêcher leur capacité à évoluer en nouvelle faille de détachement.
- La rupture lithosphérique apparaît être un événement tectono-magmatique progressif durant lequel l'ancienne lithosphère continentale délamинée par les multiples systèmes de détachement est progressivement intrudée par du matériel magmatique issu de la décompression et de la fusion de l'asthénosphère.
- La localisation du centre d'accrétion peut se faire en association avec un important événement magmatique, mais peut également être signé par le développement de systèmes de détachement de type flip-flop dans le cas d'un apport magmatique insuffisant pour initier une croûte océanique magmatique.

Cette étude, à l'origine centrée sur les marges Australie-Antarctique, suggère que la plupart des marges peu-magmatiques peuvent se développer de façon similaire, c'est-à-dire avec la mise en place hors-séquence de multiples systèmes de détachement. Cependant d'autres études seront encore nécessaires afin de mieux contraindre l'évolution des domaines exhumés. Les processus liés à la mise en place du magma pendant l'exhumation mantellique devraient être particulièrement approfondit et pourrait notamment permettre d'expliquer la nature et l'origine des rides de socle observées dans le domaine proto-océanique de la Zone Diamantine. Au final il apparaît également nécessaire de se poser la question de l'enregistrement des anomalies magnétiques dans de tels systèmes d'évolution.

Bibliographie

- Avendonk, H. J. A. V., W. S. Holbrook, G. T. Nunes, D. J. Shillington, B. E. Tucholke, K. E. Louden, H. C. Larsen, and J. R. Hopper (2006), Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada, *J. Geophys. Res.*, *111*(B11), B11404, doi:10.1029/2005JB004156.
- Ball, P. (2005), Breakup history and evolution of the southern passive margin of Australia, University of London.
- Ball, P., G. Eagles, C. Ebinger, K. McClay, and J. Totterdell (2013), The spatial and temporal evolution of strain during the separation of Australia and Antarctica, *Geochem. Geophys. Geosystems*, *14*(8), 2771–2799, doi:10.1002/ggge.20160.
- Beslier, M.-O. et al. (1994), Péridotites et gabbros à la transition continent-océan d'une marge passive : résultats préliminaires du Leg ODP 149 dans la Plaine Abyssale Ibérique, *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes*, *319*(10), 1223–1229.
- Beslier, M. O. et al. (2004), Une large transition continent-océan en pied de marge sud-ouest australienne: premiers résultats de la campagne MARGAU/MD110, *Bull. Société Géologique Fr.*, *175*, 629–641.
- Blevin, J., and D. Cathro (2008), Australian Southern Margin Synthesis., Available from: https://www.ga.gov.au/products/servlet/controller?event=GEOCAT_DETAILS&catno=68892 (Accessed 11 January 2012)
- Boeuf, M. G., and H. Doust (1975), Structure and development of the southern margin of Australia, *APEA J.*, *15*(1), 33–43.
- 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*(1), 23–34, doi:10.1016/0012-821X(80)90166-1.
- 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*(4), 335–342, doi:10.1016/0040-1951(87)90352-0.
- Borissova, I., A. Moore, J. Sayers, R. Parums, M. F. Coffin, and P. A. Symonds (2002), *Geological frame-*

work of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins, Geoscience Australia Record.

Bradshaw, B., N. Rollet, J. M. Totterdell, and I. Borissova (2003), *A revised structural framework for frontier basins on the Southern and Southwestern Australian continental margin*, Geoscience Australia Record, Petroleum & Marine Division, Geoscience Australia.

Bronner, A., D. Sauter, G. Manatschal, G. Péron-Pinvidic, and M. Munschý (2011), Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins, *Nat. Geosci.*, 4(8), 549–553, doi:10.1038/ngeo1201.

Bronner, A., D. Sauter, M. Munschý, J. Carlut, R. Searle, M. Cannat, and G. Manatschal (2013), Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge: results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor, *Solid Earth Discuss.*, 5(2), 2449–2482, doi:10.5194/sed-5-2449-2013.

Brown, B., C. Gaina, and R. D. Müller (2006), Circum-Antarctic palaeobathymetry: Illustrated examples from Cenozoic to recent times, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 231(1–2), 158–168, doi:10.1016/j.palaeo.2005.07.033.

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

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(B4), 6093–6095.

Cande, S. C., and J. C. Mutter (1982), A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58(2), 151–160, doi:10.1016/0012-821X(82)90190-X.

Cannat, M., C. Rommevaux-Jestin, and H. Fujimoto (2003), Melt supply variations to a magma-poor ultra-slow spreading ridge (Southwest Indian Ridge 61° to 69°E), *Geochem. Geophys. Geosystems*, 4(8), 9104, doi:10.1029/2002GC000480.

Cannat, M., D. Sauter, V. Mendel, E. Ruellan, K. Okino, J. Escartin, V. Combier, and M. Baala (2006), Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge, *Geology*, 34(7), 605–608, doi:10.1130/G22486.1.

Cannat, M., G. Manatschal, D. Sauter, and G. Péron-Pinvidic (2009), Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges?, *Comptes Rendus Geosci.*, 341(5), 406–427, doi:10.1016/j.crte.2009.01.005.

Chatin, F., U. Robert, R. Montigny, and H. Whitechurch (1998), La zone Diamantine (océan Indien oriental), témoin de la séparation entre l’Australie et l’Antarctique: arguments pétrologiques et géochimiques, *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIa-Earth Planet. Sci.*, 326(12), 839–845.

Chian, D., K. E. Louden, T. A. Minshull, and R. B. Whitmarsh (1999), Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 104(B4), 7443–7462, doi:10.1029/1999JB900004.

Close, D. I. (2004), A marine geophysical study of the Wilkes Land rifted continental margin, Antarctica., University of Oxford, Oxford, UK.

Close, D. I., H. M. J. Stagg, and P. E. O’Brien (2007), Seismic stratigraphy and sediment distribution on the Wilkes Land and Terre Adélie margins, East Antarctica, *Mar. Geol.*, 239(1-2), 33–57, doi:10.1016/j.margeo.2006.12.010.

Close, D. I., A. Watts, and H. Stagg (2009), A marine geophysical study of the Wilkes Land rifted continental margin, Antarctica, *Geophys. J. Int.*, 177(2), 430–450.

Colwell, J. B., H. M. J. Stagg, N. G. Direen, G. Bernardel, and I. Borissova (2006), The structure of the continental margin off Wilkes Land and Terre Adelie Coast, East Antarctica, *Antarct. Contrib. Glob. Earth Sci. Springer-Verl. Berl.*, 327–340.

Davis, M., and N. J. Kusznir (2004), Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins, *Proc. NSF Rift. Margins Theor. Inst.*, 136, 92.

Dean, S. M., T. A. Minshull, R. B. Whitmarsh, and K. E. Louden (2000), Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20'N, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 105(B3), 5859–5885, doi:10.1029/1999JB900301.

Desmurs, L., G. Manatschal, and D. Bernoulli (2001), The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 235–266, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.12.

Direen, N. G., I. Borissova, H. M. J. Stagg, J. B. Colwell, and P. A. Symonds (2007), Nature of the continent–ocean transition zone along the southern Australian continental margin: a comparison of the Naturaliste Plateau, SW Australia, and the central Great Australian Bight sectors, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 282(1), 239–263, doi:10.1144/SP282.12.

Direen, N. G., H. M. J. Stagg, P. A. Symonds, and J. B. Colwell (2011), Dominant symmetry of a conjugate southern Australian and East Antarctic magma-poor rifted margin segment, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 12, 29 PP., doi:201110.1029/2010GC003306.

Direen, N. G., H. M. J. Stagg, P. A. Symonds, and I. O. Norton (2012), Variations in rift symmetry: cautionary examples from the Southern Rift System (Australia-Antarctica), *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, doi:10.1144/SP369.4.

Driscoll, N. W., and G. D. Karner (1998), Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 103(B3), 4975–4991, doi:10.1029/97JB03295.

Eittreim, S. L., and G. L. Smith (1987), Seismic Sequences and Their Distribution on the Wilkes Land Margin, in *The Antarctic Continental Margin Geology and Geophysics of Offshore Wilkes Land*, vol. 5A, pp. 15–43, Eittreim, S. L., and Hampton, M. A., Houston.

Espurt, N., J.-P. Callot, J. Totterdell, H. Struckmeyer, and R. Vially (2009), Interactions between continental breakup dynamics and large-scale delta system evolution: Insights from the Cretaceous Ceduna delta system, Bight Basin, Southern Australian margin, *Tectonics*, 28, 26 PP., doi:200910.1029/2009TC002447.

Espurt, N., J.-P. Callot, F. Roure, J. M. Totterdell, H. I. M. Struckmeyer, and R. Vially (2012), Transition from symmetry to asymmetry during continental rifting: an example from the Bight Basin–Terre Adélie (Australian and Antarctic conjugate margins), *Terra Nova*, 24(3), 167–180, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x.

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

Gibbons, A. D., U. Barckhausen, P. van den Bogaard, K. A. Hoernle, R. Werner, J. M. Whittaker, and R. D. Muller (2012), Constraining the Jurassic extent of Greater India: tectonic evolution of the West Australian margin, *Geochem. Geophys. Geosystems*, doi:10.1029/2011GC003919.

- Golynsky, A. V., S. V. Ivanov, A. J. Kazankov, W. Jokat, V. N. Masolov, and R. R. B. von Frese (2012), New continental margin magnetic anomalies of East Antarctica, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.043.
- Gurnis, M., and R. D. Muller (2003), Origin of the Australian-Antarctic Discordance from an ancient slab and mantle wedge, *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.*, 417–430.
- Hopper, J. R., T. Funck, B. E. Tucholke, H. C. Larsen, W. S. Holbrook, K. E. Louden, 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(1), 93–96, doi:10.1130/G19694.1.
- Hopper, J. R., T. Funck, B. E. Tucholke, K. E. Louden, W. S. Holbrook, and H. Christian Larsen (2006), A deep seismic investigation of the Flemish Cap margin: implications for the origin of deep reflectivity and evidence for asymmetric break-up between Newfoundland and Iberia, *Geophys. J. Int.*, 164(3), 501–515, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02800.x.
- Kempton, P. D., J. A. Pearce, T. L. Barry, J. G. Fitton, C. Langmuir, and D. M. Christie (2002), Sr-Nd-Pb-Hf Isotope Results from ODP Leg 187: Evidence for Mantle Dynamics of the Australian-Antarctic Discordance and Origin of the Indian MORB Source, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 3, 35 PP., doi:2002 10.1029/2002GC000320 [Citation].
- Klein, E. M., C. H. Langmuir, A. Zindler, H. Staudigel, and B. Hamelin (1988), Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic Discordance, , doi:10.1038/333623a0.
- König, M., and M. Talwani (1977), A Geophysical Study of the Southern Continental Margin of Australia: Great Australian Bight and Western Sections, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88(7), 1000–1014, doi:10.1130/0016-7606(1977)88<1000:AGSOTS>2.0.CO;2.
- Kusznir, N. J., R. Hunsdale, and A. M. Roberts (2004), Timing of depth-dependent lithosphere stretching on the S. Lofoten rifted margin offshore mid-Norway: pre-breakup or post-breakup?, *Basin Res.*, 16(2), 279–296, doi:10.1111/j.1365-2117.2004.00233.x.
- Lavier, L. L., and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, 440(7082), 324–328, doi:10.1038/nature04608.
- Maffione, M., A. Morris, O. Plümper, and D. J. J. van Hinsbergen (2014), Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes, *Geochem. Geosystems*, 15, doi:10.1002/2013GC004993.
- 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(3), 432–466, doi:10.1007/s00531-004-0394-7.
- Manatschal, G., and O. Müntener (2009), A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites, *Tectonophysics*, 473(1–2), 4–19, doi:10.1016/j.tecto.2008.07.021.
- Manatschal, G., O. Müntener, L. L. Lavier, T. A. Minshull, and G. Péron-Pinvidic (2007), Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 282(1), 291–324, doi:10.1144/SP282.14.
- Manatschal, G., D. Sauter, A. M. Karpoff, E. Masini, G. Mohn, and Y. Lagabrielle (2011), The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex?, *Lithos*, 124(3–4), 169–184, doi:10.1016/j.lithos.2010.10.017.
- Manatschal, G., L. Lavier, and P. Chenin (2014), The role of inheritance in structuring hyperextended rift

systems: Some considerations based on observations and numerical modeling, *Gondwana Res.*, doi:10.1016/j.gr.2014.08.006.

Matthews, K. J., M. Seton, and R. D. Müller (2012), A global-scale plate reorganization event at 105–100 Ma, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 355–356(0), 283–298, doi:10.1016/j.epsl.2012.08.023.

Miller, J. M., M. S. Norvick, and C. J. L. Wilson (2002), Basement controls on rifting and the associated formation of ocean transform faults—Cretaceous continental extension of the southern margin of Australia, *Tectonophysics*, 359(1-2), 131–155, doi:10.1016/S0040-1951(02)00508-5.

Minshull, T. A., S. M. Dean, and R. B. Whitmarsh (2014), The peridotite ridge province in the southern Iberia Abyssal Plain: Seismic constraints revisited, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2014JB011011, doi:10.1002/2014JB011011.

Mjelde, R., A. Goncharov, and R. D. Müller (2013), The Moho: Boundary above upper mantle peridotites or lower crustal eclogites? A global review and new interpretations for passive margins, *Tectonophysics*, 609, 636–650, doi:10.1016/j.tecto.2012.03.001.

Mohn, G., G. Manatschal, M. Beltrando, E. Masini, and N. Kusznir (2012), Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins, *Tectonics*, 31(1), doi:10.1029/2011TC002961.

Montadert, L., D. G. Roberts, O. de Charpal, and P. Guennoc (1979), Rifting and subsidence of the northern continental margin of the bay of biscay, *Ocean Drill. Program Coll. Stn.*

Müller, R. D., C. Gaina, A. Tikku, D. Mihut, S. C. Cande, and J. M. Stock (2000), Mesozoic/Cenozoic tectonic events around Australia, *Geophys. Monogr. Ser.*, 121, 161–188, doi:10.1029/GM121p0161.

Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W. R. Roest (2008), Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 9(4), Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

Munsch, M. (1998), La zone de Diamantina, témoin de la séparation de l'Australie et de l'Antarctique: arguments géophysiques, *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.*, 327(8), 533–540, doi:10.1016/S1251-8050(99)80035-4.

Müntener, O., and G. B. Piccardo (2003), Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 218(1), 69–89, doi:10.1144/GSL.SP.2003.218.01.05.

Müntener, O., J. Hermann, and V. Trommsdorff (2000), Cooling History and Exhumation of Lower-Crustal Granulite and Upper Mantle (Malenco, Eastern Central Alps), *J. Petrol.*, 41(2), 175–200, doi:10.1093/petrology/41.2.175.

Mutter, J. C., K. A. Hegarty, S. C. Cande, and J. K. Weissel (1985), Breakup between Australia and Antarctica: A brief review in the light of new data, *Tectonophysics*, 114(1–4), 255–279, doi:10.1016/0040-1951(85)90016-2.

Mutter, J. C., W. R. Buck, and C. M. Zehnder (1988), Convective partial melting: 1. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 93(B2), 1031–1048, doi:10.1029/JB093iB02p01031.

Nemcok, M., S. T. Sinha, C. J. Stuart, C. Welker, M. Choudhuri, S. P. Sharma, A. A. Misra, N. Sinha, and S. Venkatraman (2013), East Indian margin evolution and crustal architecture: integration of deep reflection seismic interpretation and gravity modelling, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 369(1), 477–496, doi:10.1144/SP369.6.

- Nicholls, I. A., J. Ferguson, H. Jones, G. P. Marks, and J. C. Mutter (1981), Ultramafic blocks from the ocean floor southwest of Australia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56(0), 362–374, doi:10.1016/0012-821X(81)90140-0.
- Norvick, M. S., and M. A. Smith (2001), Southeast Australia - Mapping the plate tectonic reconstruction of southern and southeastern Australia and implications for petroleum systems., *APPEA J.*, 41(1), 15–36.
- Okino, K., K. Matsuda, D. M. Christie, Y. Nogi, and K. Koizumi (2004), Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian-Antarctic Discordance, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 5(12), n/a–n/a, doi:10.1029/2004GC000793.
- Osmundsen, P. T., and J. Ebbing (2008), Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins, *Tectonics*, 27(6), TC6016, doi:10.1029/2007TC002242.
- Pérez-Gussinyé, M., T. J. Reston, and J. P. Morgan (2001), Serpentization and magmatism during extension at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 551–576, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.27.
- Péron-Pinvidic, G., and G. Manatschal (2009), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, 98(7), 1581–1597, doi:10.1007/s00531-008-0337-9.
- Petkovic, P., J. Brett, M. P. Morse, L. Hatch, M. A. Webster, and P. Roche (1999), Gravity, magnetic and bathymetry grids from levelled data for Southwest Australia.,
- Pickup, S. L. B., R. B. Whitmarsh, C. M. R. Fowler, and T. J. Reston (1996), Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile, *Geology*, 24(12), 1079–1082, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<1079:IITNOT>2.3.CO;2.
- Powell, C. M., S. R. Roots, and J. J. Veevers (1988), Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean, *Tectonophysics*, 155(1–4), 261–283, doi:10.1016/0040-1951(88)90269-7.
- Quesnel, Y., M. Catalán, and T. Ishihara (2009), A new global marine magnetic anomaly data set, *J. Geophys. Res.*, 114(B4), doi:10.1029/2008JB006144.
- Ranero, C. R., and M. Pérez-Gussinyé (2010), Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins, *Nature*, 468(7321), 294–299, doi:10.1038/nature09520.
- Ranero, C. R., and T. J. Reston (1999), Detachment faulting at ocean core complexes, *Geology*, 27(11), 983–986, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0983:DFAOCC>2.3.CO;2.
- Rehkämper, M., and A. W. Hofmann (1997), Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 147(1–4), 93–106, doi:10.1016/S0012-821X(97)00009-5.
- Reston, T. (2007), Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins: Depth-dependent stretching or unrecognized faulting?, *Geology*, 35(4), 367–370, doi:10.1130/G23213A.1.
- Reston, T. J. (2005), Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237(3–4), 561–576, doi:10.1016/j.epsl.2005.06.019.
- Reston, T. J. (2009), The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis, *Tectonophysics*, 468(1–4), 6–27, doi:10.1016/j.tecto.2008.09.002.
- Reston, T. J., and K. G. McDermott (2011), Successive Detachment Faults and Mantle Unroofing at Magma-Poor Rifted Margins, *Geology*, 39(11), 1071–1074, doi:10.1130/G32428.1.

Ritzwoller, M. H., N. M. Shapiro, and G. M. Leahy (2003), A resolved mantle anomaly as the cause of the Australian-Antarctic Discordance, *J. Geophys. Res.*, 108, 16 PP., doi:200310.1029/2003JB002522.

Royer, J., and N. Rollet (1997), Plate-tectonic setting of the Tasmanian region, *Aust. J. Earth Sci.*, 44(5), 543–560, doi:10.1080/08120099708728336.

Royer, J., and D. T. Sandwell (1989), Evolution of the Eastern Indian Ocean since the late Cretaceous: Constraints from Geosat Altimetry, *J. Geophys. Res.*, 94(B10), 13,755–13,782.

Russell, S. M., and R. B. Whitmarsh (2003), Magmatism at the west Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analyses of magnetic anomalies, *Geophys. J. Int.*, 154(3), 706–730, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01999.x.

Sandwell, D. T., and W. H. . Smith (2009), Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, *J Geophys Res*, 114(B01411), B01411.

Sauter, D. et al. (2013), Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years, *Nat. Geosci.*, 6(4), 314–320, doi:10.1038/ngeo1771.

Sawyer, D. S., M. F. Coffin, T. J. Reston, J. M. Stock, and J. R. Hopper (2007), COBBOOM: the continental breakup and birth of oceans mission, *Sci. Drill.*, (5), 13–25.

Sayers, J., P. A. Symonds, N. G. Direen, and G. Bernardel (2001), Nature of the continent-ocean transition on the non-volcanic rifted margin of the central Great Australian Bight, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 187(1), 51–76, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.04.

Sempéré, J.-C., and J. R. Cochran (1997), The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Variations in crustal accretion at constant spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 102(B7), 15489–15,505, doi:10.1029/97JB00171.

Sibuet, J.-C. (1992), New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia–Flemish Cap conjugate margins, *J. Geol. Soc.*, 149(5), 829–840, doi:10.1144/gsjgs.149.5.0829.

Sibuet, J. C., S. Srivastava, and G. Manatschal (2007), Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies., *J. Geophys. Res. JGR-Solid Earth*, 112(B06105), doi:10.1029/2005JB003856.

Stagg, H., and S. Schiwy (2002), Marine geophysical surveys completed off Antarctica, *AusGeo News* 66, 18–19.

Stagg, H. M. J., J. B. Colwell, N. G. Direen, P. E. O'Brien, B. J. Browning, G. Bernardel, I. Borissova, L. Carson, and D. I. Close (2005), Geological framework of the continental margin in the region of the Australian Antarctic Territory, *Geosci. Aust. Rec.*, 2004/25, 1–373.

Sutra, E., G. Manatschal, G. Mohn, and P. Unternehr (2013), Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 14(8), 2575–2597, doi:10.1002/ggge.20135.

Sutra, E. M. (2011), Caractérisation et quantification de la déformation extensive des marges passives peu magmatiques profondes : Exemples des marges Ibérie-Terre Neuve et Sud-Atlantiques, Strasbourg, 1 January.

Symonds, P. A., B. Murphy, D. C. Ramsay, K. L. Lockwood, and I. Borissova (1998a), The outer limits of Australia's resource jurisdiction off Western Australia., in *The Sedimentary Basins of Western Australia 2.*, pp. 3–19, Purcell, P.G. and Purcell, R.R., Perth, WA.

Talwani, M., J. Mutter, R. Houtz, and M. König (1979), The crustal structure and evolution of the area

- underlying the Magnetic Quiet Zone on the margin south of Australia, *AAPG Spec. Vol.*, 151–175.
- Tanahashi, M., T. Ishihara, M. Yuasa, F. Murakami, and A. Nishimura (1997), Preliminary report of the TH95 geological and geophysical survey results in the Ross Sea and Dumont D'Urvill Sea, *Natinal Inst. Polar Res.*, 10, 36–58.
- Tikku, A., and S. C. Cande (1999), The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrons ?, *J. Geophys. Res.*, 104(B1), 661–677.
- Tikku, A. A., and S. C. Cande (2000), On the fit of Broken Ridge and Kerguelen plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180(1-2), 117–132, doi:10.1016/S0012-821X(00)00157-6.
- Tikku, A. A., and N. G. Direen (2008), Comment on “Major Australian-Antarctic Plate Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time,” *Science*, 321(5888), 490c–490c, doi:10.1126/science.1157163.
- Totterdell, J. M., and B. E. Bradshaw (2004), The structural framework and tectonic evolution of the Bight Basin, in *Eastern Australasian Basins Symposium II*, pp. 41–61, Boult, PJ, Johns, DR and Lang, SC.
- Totterdell, J. M., J. E. Blevin, H. I. M. Struckmeyer, B. E. Bradshaw, J. B. Colwell, and J. M. Kennard (2000), A new sequence framework for the Great Australian Bight: starting with a clean slate., *APP-EA J.*, 95–117.
- Tugend, J. (2013), Role of hyperextension for the formation of rift systems and its implication for reactivation processes and orogen formation : the example of the Bay of Biscay and Pyrenees, Strasbourg, 28 November.
- Veevers, J. (2012), Reconstructions before rifting and drifting reveal the geological connections between Antarctica and its conjugates in Gondwanaland, *Earth-Sci. Rev.*, 111, 249–318, doi:10.1016/j.earscirev.2011.11.009.
- Veevers, J. J. (1986), Breakup of Australia and Antarctica estimated as mid-Cretaceous (95 ± 5 Ma) from magnetic and seismic data at the continental margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77(1), 91–99, doi:10.1016/0012-821X(86)90135-4.
- Veevers, J. J. (1990), Antarctica-Australia fit resolved by satellite mapping of oceanic fracture zones, *Aust. J. Earth Sci.*, 37(2), 123–126, doi:10.1080/08120099008727914.
- Veevers, J. J. (2000), Change of tectono-stratigraphic regime in the Australian plate during the 99 Ma (mid-Cretaceous) and 43 Ma (mid-Eocene) swerves of the Pacific, *Geology*, 28(1), 47–50, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<47:COTRIT>2.0.CO;2.
- Veevers, J. J., and S. L. Eittreim (1988), Reconstruction of Antarctica and Australia at breakup (95 ± 5 Ma) and before rifting (160 Ma), *Aust. J. Earth Sci.*, 35(3), 355–362, doi:10.1080/08120098808729453.
- Veevers, J. J., and R. C. Tewari (1995), *Gondwana Master Basin of Peninsular India Between Tethys and the Interior of the Gondwanaland Province of Pangea*, Geological Society of America.
- Wannesson, J., M. Pelras, B. Petitperrin, M. Perret, and J. Segoufin (1985), A geophysical transect of the Adélie Margin, East Antarctica, *Mar. Pet. Geol.*, 2(3), 192–200, doi:10.1016/0264-8172(85)90009-1.
- Weissel, J. K., and D. E. Hayes (1972), Magnetic Anomalies in the Southeast Indian Ocean, in *Antarctica Oceanology II: The Australian–New Zealand Sector*, edited by D. E. Hayes, pp. 165–196, American Geophysical Union.
- White, L. T., G. M. Gibson, and G. S. Lister (2013), A reassessment of paleogeographic reconstructions of

eastern Gondwana: Bringing geology back into the equation, *Gondwana Res.*, 24(3–4), 984–998, doi:10.1016/j.gr.2013.06.009.

Whitmarsh, R. B., R. S. White, S. J. Horsefield, J.-C. Sibuet, M. Recq, and V. Louvel (1996), The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 101(B12), 28291–28314, doi:10.1029/96JB02579.

Whitmarsh, R. B., M. O. Beslier, and P. J. Wallace (1998), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Leg 173, *Proc ODP Init Repts*, 173, 7–23.

Whitmarsh, R. B., G. Manatschal, and T. A. Minshull (2001), Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, 413, 150–154.

Whittaker, J. M., R. D. Müller, G. Leitchenkov, H. Stagg, M. Sdrolias, C. Gaina, and A. Goncharov (2007), Major Australian-Antarctic Plate Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time, *Science*, 318(5847), 83–86, doi:10.1126/science.1143769.

Whittaker, J. M., R. D. Müller, and A. Goncharov (2008), Australian-Antarctic rifting, Sydney.

Whittaker, J. M., R. D. Müller, and M. Gurnis (2010), Development of the Australian-Antarctic depth anomaly, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 11, 23 PP., doi:201010.1029/2010GC003276.

Willcox, J. B., and H. M. J. Stagg (1990), Australia's southern margin: a product of oblique extension, *Tectonophysics*, 173(1–4), 269–281, doi:10.1016/0040-1951(90)90223-U.

Williams, S. E., J. M. Whittaker, and R. D. Müller (2011), Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins, *Tectonics*, 30(TC6012), 21p.

Yuasa, M., K. Niida, T. Ishihara, K. Kisimoto, and F. Murakami (1997), Peridotite dredged from a seamount off Wilkes Land, the Antarctic: emplacement of fertile mantle fragment at early rifting stage between Australia and Antarctica during the final breakup of Gondwanaland., in *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes Proceedings of the VII Symposium on Antarctic Earth Sciences.*, pp. 725–730, Ricci, C. A., Siena.

ANNEXES

Annexe A

Données

1. Les bassins sédimentaires du Great Australian Bight



Figure 1. Carte des bassins sédimentaires et des « sous-bassins » du Great Australian Bight. Figure de Totterdell and Bradshaw [2004].

Figure 1. Map displaying the different sedimentary basins and sub-basins at the Great Australian Bight. Figure from Totterdell and Bradshaw [2004].

Le Bight Basin est un bassin Jurassique-Crétacé, principalement offshore, qui s'étend le long de la marge sud-australienne. Ce bassin comprend deux grandes terrasses bathymétriques, avec des profondeurs d'eau allant de 200 à plus de 3000 m. Il est latéralement continu avec le Duntroon Basin au Sud-Est. Le Bight Basin est subdivisé en plusieurs sous-bassins [Bradshaw *et al.* 2003] dont les plus importants sont l'Eyre, le Ceduna et le Recherche :

- Eyre sub-basin : bassin perché d'extension E-NE caractérisé par une série de demi-grabbens en échelon. Ce bassin est bordé par des hauts de socle au Nord, à l'Ouest et au Sud mais est probablement continu avec le sous-bassin Ceduna à l'Est. Il contient une succession de sédiments Jurassique-Crétacé sur une épaisseur pouvant aller jusqu'à 5 km. Les sédiments à la base sont fluvio-lacustres à marins peu profond. Ils sont recouverts par une succession marine et deltaïque.
- Ceduna sub-basin : il s'agit du principal centre de dépôt du Bight Basin. Il contient plus de 12 km de sédiments Jurassique-Crétacé. Les sédiments les plus profonds sont principalement non-marins. Ils sont recouverts par une grande épaisseur de sédiments d'environnement marin et deltaïque qui se déposent de la fin de l'Aptien jusqu'à la fin du Crétacé. Ce bassin est caractérisé par deux périodes de progradation deltaïque : une première progradation Albien-Cénomanien, et une deuxième fin Santonien-Maastrichtien.
- Recherche sub-basin : bassin profond (plus de 3 km d'eau) majeur dans le Bight Basin. Il contient plus de 8000 m de sédiments d'âges Jurassique moyen à fin Crétacé. Les sédiments mi-Jurassique-début Crétacé sont fluviatiles et lacustres et sont recouverts par une succession de sédiments non-marins, marins et deltaïques.

2. Dragages sur les marges Australie-Antarctique

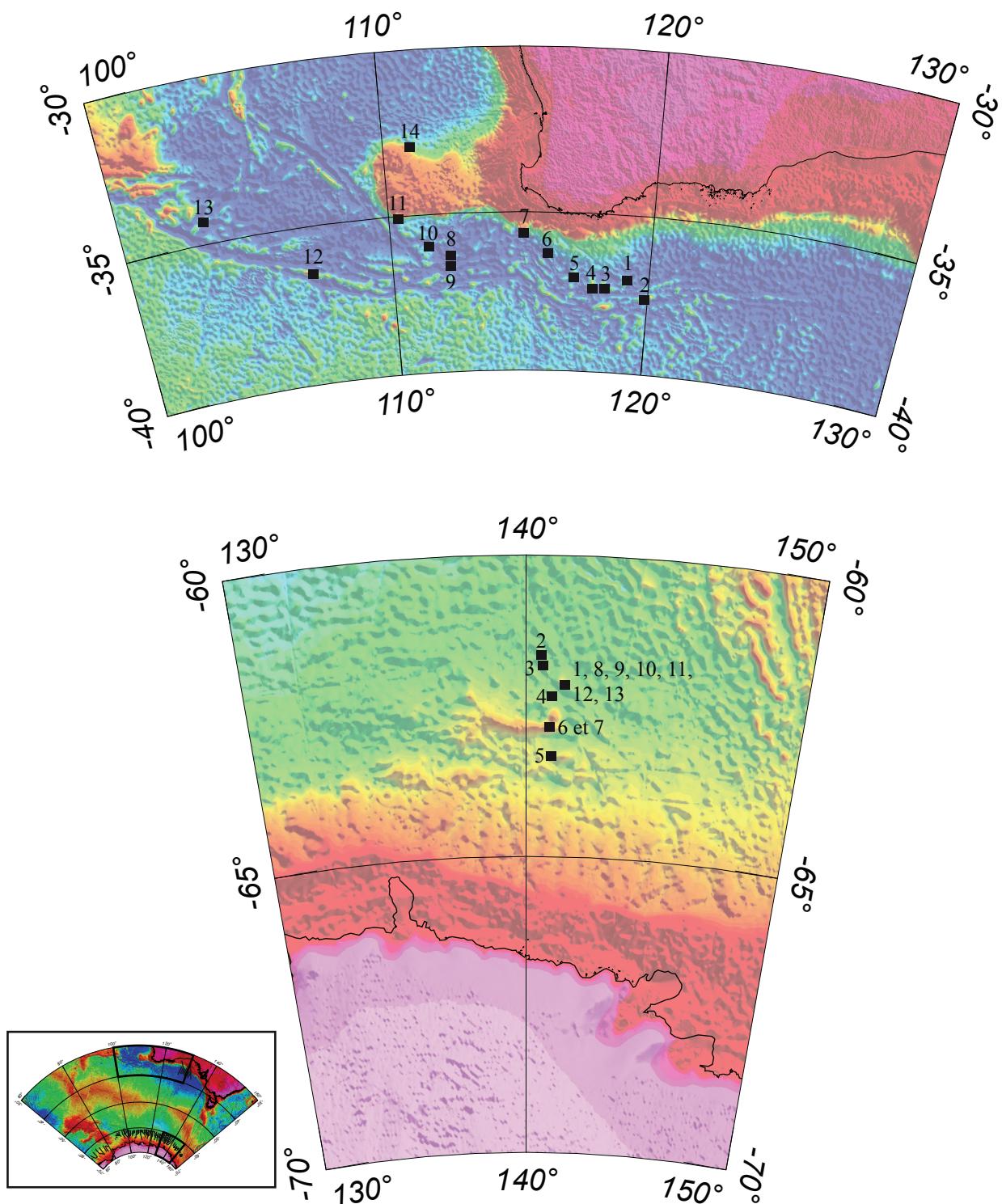


Figure 2. Cartes bathymétriques montrant la localisation des dragages sur les marges Australie et Antarctique. Position des zooms dans le cadre en bas à gauche. Coordonnées et description des dragages dans le Tableau 1.

Figure 2. Bathymetric maps displaying the location of dredges along the Australian and Antarctic margins. Location of the zooms in the left-corner box. Coordinates and dredges description in Table 1.

Tableau 1. Description des dragages sur la marge Australienne. D'après Direen et al. [2007].

Tableau 1. Description of the Australian dredges. From Direen et al. [2007].

Numéro	Nom	Latitude	Longitude	Description
1	MD110/DR01	-37,0600	119,1500	Dolérite, basaltes, gabbros, sédiments, cherts et nodules
2	MD110/DR02	-37,6160	119,9000	Péridotite, lherzolite, gabbro, pyroxénite, basalte
3	MD110/DR03	-37,3390	118,2288	Basalte, dolérite, gabbro
4	MD110/DR04	-37,3483	117,8166	Basalte avec gros cristaux d'olivines, et basalte avec gros cristaux de plagioclases
5	MD110/DR05	-37,0465	117,0788	Basalte, croûte de manganèse
6	MD110/DR06	-36,3000	115,9667	Lherzolite, harzburgite, basalte
7	MD110/DR07	-35,6666	115,0500	Gneiss et granite
8	MD110/DR08	-36,3938	112,2338	Basalte
9	MD110/DR09	-36,6167	112,2417	Péridotite, gabbro, harzburgite
10	MD110/DR10	-36,0116	111,4132	Basalte
11	MD110/DR11	-35,0933	110,3500	Roches métamorphiques, granite, diorite, gabbro, basalte
12	MD80/DR3	-36,5000	106,9000	Péridotites très altérées dans matrice manganifère
13	MD80/DR5/DR7	-34,3000	103,1333	Basaltes alcalins
14	EL55/DR12	-32,9100	110,9700	Plaques de manganèse avec conglomerat

Références pour la campagne MD110 : *Beslier et al. 2004*

Référence pour la campagne MD80 : *Chatin et al. 1998*

Tableau 2. Description des dragages sur la marge Antarctique. D'après *Direen et al. [2012]*.

Tableau 2. Description of the Antarctic dredges. From Direen et al. [2012].

Numéro	Nom	Latitude	Longitude	Description
1	TH91/D1201	-62,1333	141,3667	Harzburgite déformée
2	TH95/D1601a	-61,6936	140,5450	Granite, gneiss,
3	TH95/D1601b	-61,82003	140,5783	diorite, nodules de manganèse
4	TH95/D1602a	-62,3153	140,9400	Granite, gneiss,
5	TH95/D1602b	-63,3164	140,9117	schistes, nodules de manganèse
6	TH92/D1301a	-62,84027778	140,8216667	Grès, dolérite, gab-
7	TH92/D1301b	-62,85777778	140,8216667	bros
8	TH92/D1302a	-62,15055556	141,1505556	Harzburgite ser-
9	TH92/D1302b	-62,13861111	141,3250000	pentinisée
10	TH93/D1402a	-62,09694444	141,2383333	Quartzite, granite
11	TH93/D1402b	-62,11388889	141,2666667	
12	TH93/D1403a	-62,13361111	141,2333333	Dacite, granite,
13	TH93/D1403b	-62,12722222	141,2483333	harzburgite cata-clasée

Références pour les campagnes TH91, TH92, TH93 : *Yuasa et al. 1997*

Référence pour la campagne TH95 : *Tanahashi et al. 1997*

3. Sismique réfraction (*Sonobuoys*)

3.1. Marge Australienne

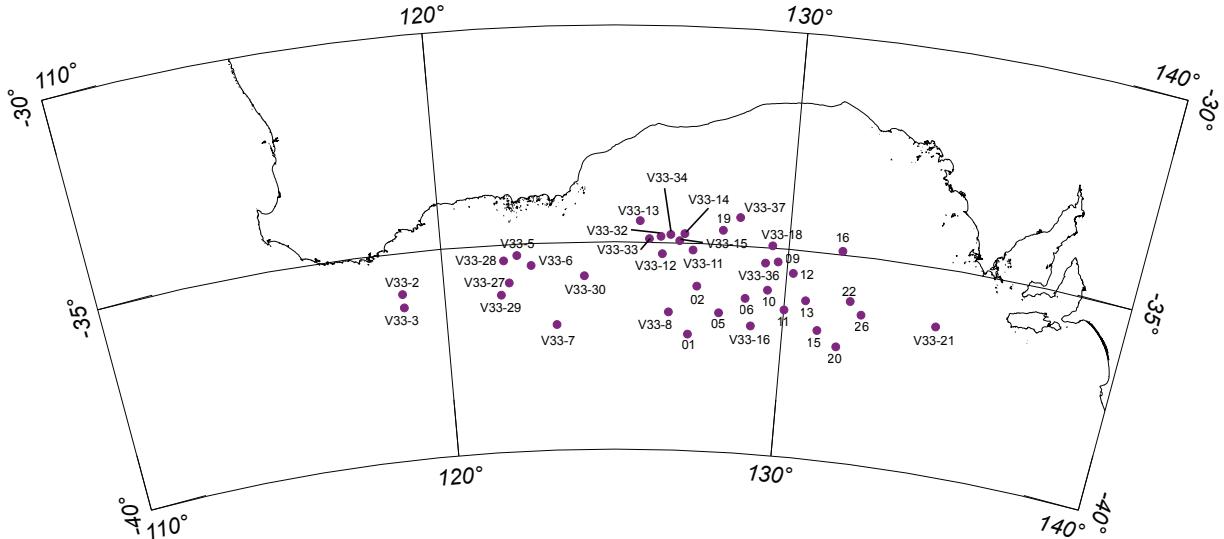


Figure 3. Position des sonobuoys sur la marge australienne.

Figure 3. Sonobuoys locations along the australian margin.

Tableau 5. Coordonnées des sonobuoys de la campagne GA199. Sur les 26 déployés durant la campagne, seuls 15 présentent des résultats exploitables.

Tableau 5. Coordinates of the GA199 sonobuoys. From the 26 sonobuoys deployed during the survey, only 15 show good results.

Sonobuoy	Latitude	Longitude
01	-37,1681	127,181111
02	-36,0119	127,4013889
05	-36,6233	128,0805556
06	-36,2414	128,8380556
09	-35,3194	129,7202778
10	-36,0078	129,4766667
11	-36,4442	130,0088889
12	-35,5594	130,186388
13	-36,1792	130,6177778
15	-36,8586	131,0402778
16	-34,92	131,5430556
19	-34,6619	128,0905556
20	-37,1989	131,6566667
22	-36,0811	131,9241667
26	-36,3725	132,2886111

Tableau 6. Coordonnées des sonobuoys de Talwani et al. 1979.

Tableau 6. Coordinates of the Talwani's sonobuoys.

Sonobuoy	Latitude	Longitude
V33-2	-35,98	118,77
V33-3	-36,30	118,78
V33-5	-35,27	122,17
V33-6	-35,52	122,57
V33-7	-36,95	123,27
V33-8	-36,65	126,59
V33-11	-35,16	127,25
V33-12	-35,27	126,37
V33-13	-34,50	125,72
V33-14	-34,78	127,00
V33-15	-34,95	126,86
V33-16	-36,89	129,05
V33-18	-34,95	129,53
V33-21	-36,39	134,52
V33-27	-35,91	121,91
V33-28	-35,38	121,78
V33-29	-36,19	121,66
V33-30	-35,80	124,11
V33-32	-34,86	126,32
V33-33	-34,92	125,99
V33-34	-34,81	126,60
V33-36	-35,37	129,36
V33-37	-34,34	128,56

Tableau 3. Solution des sonobuoys de la campagne GA199. Données compilées par *Ball* [2005]. D'après *Sayers et al.* [2001].

Tableau 3. Sonobuoys solutions from the GA199 survey. Data compiled by *Ball* [2005]. From *Sayers et al.* [2001].

Sonobuoy	Vitesse (km/s)	Profondeur (km) sous le niveau de la mer	Profondeur (km) sous le fond de l'océan	Temps double (sec)
01	1,5	0		
	1,9	5,57	0	7,42
	2,1	5,78	0,21	7,65
	2,3	6,2	0,63	8,05
	4,2	6,29	0,72	8,12
	5,9	7,34	1,77	8,62
	6,9	9,1	3,53	9,22
02	1,5	0		
	1,7	5,5	0	7,34
	1,9	5,6	0,1	7,45
	2,2	5,92	0,42	7,79
	4	6,18	0,68	8,02
	4,5	6,95	1,45	8,41
	5,6	11,37	5,87	10,37
	6,15	13,2	7,7	11,03
	7,9	15,69	10,19	11,91
05	1,5	0		
	1,7	5,55	0	7,4
	2	6,67	1,12	7,54
	2,3	6,1	0,55	7,98
	2,5	6,41	0,86	8,24
	3,9	6,6	1,05	8,39
	5,4	7,64	2,09	8,93
	6,4	9,17	3,62	9,49
	7,9	14,11	8,56	11,09
06	1,5	0		
	1,7	5,54	0	7,39
	1,9	5,7	0,16	7,58
	2	5,99	0,45	7,88
	2,3	6,29	0,75	8,18
	2,9	6,56	1,02	8,42
	3,5	6,79	1,25	8,55
	4	7,34	1,8	8,88
	6,3	9,1	3,56	9,77

	1,5	0		
	1,75	5,03	0	6,7
	1,9	5,28	0,25	7
	2,8	5,48	0,45	7,2
09	4,1	6,94	1,91	8,25
	4,7	7,78	2,75	8,65
	6,4	10	4,97	9,6
	6,7	10,92	5,89	9,89
	6,8	22,68	17,65	11,14
	1,5	0		
	1,7	5,55	0	7,41
	2,1	5,74	0,19	7,62
	2,3	6,17	0,62	8,03
10	2,4	6,59	1,04	8,4
	2,5	6,82	1,27	8,59
	3,6	7,02	1,47	8,75
	4,4	7,87	2,32	9,22
	6,65	9,42	3,87	9,92
	1,5	0		
	1,93	5,56	0	7,41
	2	5,77	0,21	7,63
	2,1	6,14	0,58	8
	2,2	6,58	1,02	8,42
11	2,5	6,72	1,16	8,55
	3,5	6,92	1,36	8,71
	3,9	7,45	1,89	9,1
	6,2	8,91	3,35	9,76
	6,6	10,76	5,2	10,36
	1,5	0		
	1,8	4,89	0	6,52
	1,9	5,11	0,22	6,77
	2,3	5,42	0,53	7,09
12	3,3	5,67	0,78	7,31
	3,6	6,94	2,05	8,08
	4,4	7,67	2,78	8,48
	5,9	10,12	5,23	9,6
	6,6	11,84	6,95	10,18

	1,5			
	1,85	5,56	7,41	
	2,1	5,81	0,25	7,68
	2,25	6,13	0,57	7,98
	2,35	6,76	1,2	8,55
13	3,3	6,94	1,38	8,7
	4,4	7,88	2,32	9,27
	5,25	8,67	3,11	9,63
	6,1	9,65	4,09	10
	7	10,33	4,77	10,23
	7,475	11,54	5,98	10,57
	1,5	0		
	1,9	5,57	0	7,43
	2,1	5,82	0,25	7,69
15	2,3	6,23	0,66	8,08
	2,5	6,51	0,94	8,32
	4,5	6,65	1,08	8,44
	5,1	7,5	1,93	8,81
	1,5	0		
	1,7	1,47	0	1,96
	1,9	1,72	0,25	2,26
16	2,1	1,86	0,39	2,4
	3,5	3,01	1,54	3,5
	3,9	3,79	2,32	3,94
	4,25	5,19	3,72	4,66
	1,5	0		
	1,55	4,4	0	5,87
	1,6	4,55	0,15	6,06
	1,7	4,66	0,26	6,2
	1,8	4,86	0,46	6,43
19	2,3	5,21	0,81	6,83
	2,6	5,9	1,5	7,42
	3,2	6,16	1,76	7,62
	4,25	6,65	2,25	7,93
	5,1	7,82	3,42	8,48
	5,7	9,44	5,04	9,12
	6	11,22	6,82	9,74

	1,5	0		
	1,87	5,57	0	7,43
	2,1	5,85	0,28	7,73
	2,5	6,29	0,72	8,15
	2,6	6,45	0,88	8,27
20	3	6,76	1,19	8,52
	3,5	7,04	1,47	8,7
	3,9	7,63	2,06	9,04
	5,6	7,93	2,36	9,19
	6,3	8,42	2,85	9,36
	7,3	10,17	4,6	9,92
	1,5	0		
	1,8	4,58	0	6,11
	2	4,83	0,25	6,38
	2,1	4,97	0,39	6,52
22	2,7	5,2	0,62	6,74
	4	7,03	2,45	8,1
	5,2	9,16	4,58	9,17
	6,2	11,22	6,64	9,96
	7,2	12,32	7,74	10,31
	1,5	0		
	1,6	5,55	0	7,4
	1,7	5,72	0,17	7,61
	1,8	5,87	0,32	7,79
26	2	6,21	0,66	8,17
	3,5	6,34	0,79	8,29
	4,95	6,67	1,12	8,49
	5,9	8,68	3,13	9,3

Tableau 4. Solutions des sonobuoys de la campagne Vema 33 [Talwani *et al.* 1979]. Seuls les résultats atteignant le socle sont donnés ici.

*Tableau 4. Sonobuoys solutions from the Vema 33 survey [Talwani *et al.* 1979]. Only solutions reaching the basement are given here.*

Sonobuoy	Vitesse (km/s)	Profondeur (km) sous le niveau de la mer	Profondeur (km) sous le fond de l'océan
V33-2	1,5	0	
	1,800	4,56	0,00
	2,30	5,36	0,80
	4,5	6,29	1,73
	5,500	7,65	3,09
	7,2	10,06	5,50
V33-3	1,5	0	
	2,200	4,79	0,00
	4,6	6,50	1,71
	5,30	7,57	2,78
	7,2	9,47	4,68
V33-5	1,5	0	
	2,200	4,35	0,00
	4,400	5,75	1,40
	5,50	7,61	3,26
	7,30	9,11	4,76
V33-6	1,5	0	
	2,1	4,69	0
	4,5	6,05	1,36
	5,6	7	2,31
	7,2	10,41	5,72
	8	13,52	8,83
V33-7	1,5	0	
	2	5,47	0
	5	6,44	0,97
	7,3	7,79	2,32
V33-8	1,5	0	
	1,8	5,59	0
	4,8	6,05	0,46
	7	7,92	2,33
	8,3	12,06	6,47

	1,5	0	
	2	5	0
V33-11	3,15	6,08	1,08
	4,7	6,92	1,92
	6,7	9,89	4,89
	8,5	14,46	9,46
	1,5	0	
	2,2	5,05	0
V33-12	3,25	6,94	1,89
	5,4	7,36	2,31
	6,7	10,47	5,42
	8,1	13,02	7,97
	1,5	0	
	1,8	4,03	0
V33-13	3	4,66	0,63
	5,3	7	2,97
	7,5	9,11	5,08
	8,3	13,87	9,84
	1,5	0	
	2,2	4,63	0
V33-14	4,15	6,3	1,67
	5,05	8,05	3,42
	6,15	10,21	5,58
	7,3	15,03	10,4
	1,5	0	
	2	4,57	0
V33-15	3,1	5,7	1,13
	5,3	7,71	3,14
	6,7	10,98	6,41
	8,3	16,76	12,19
	1,5	0	
	1,8	5,61	0
V33-16	4,75	6,31	0,7
	7,1	8,27	2,66
	8,2	11,26	5,65
	1,5	0	
	2,2	4,4	0
V33-18	3,7	5,83	1,43
	5,4	8,31	3,91
	5,95	11,3	6,9
	7,2	16,01	11,61

	1,5	0	
	1,8	5	0
V33-21	3,1	5,67	0,67
	5,5	8,16	3,16
	6,75	10,29	5,29
	8,5	15,6	10,6
	1,5	0	
V33-27	2,2	5,05	0
	4,5	6,42	1,37
	5,2	7,8	2,75
	7,2	10,06	5,01
	8,3	13,08	8,03
	1,5	0	
V33-28	1,85	4,46	0
	3	5,11	0,65
	4,65	6,89	2,43
	5,7	8,11	3,65
	7,42	9,69	5,23
	1,5	0	
V33-29	2	5,26	0
	4,85	6,02	0,76
	5,55	7,07	1,81
	7,3	9,48	4,22
	1,5	0	
V33-30	1,82	5,02	0
	2,95	5,67	0,65
	4,85	7,16	2,14
	6	8,46	3,44
	1,5	0	
V33-32	1,64	4,72	0
	2,57	5,07	0,35
	2,74	5,69	0,97
	3,87	6,22	1,5
	4,3	7,05	2,33
	4,75	7,43	2,71
	5,35	8,51	3,79
	6	10,16	5,44

V33-33	1,5	0	
	1,93	4,59	0
	2,06	5,14	0,55
	2,7	5,63	1,04
	3,66	6,07	1,48
	3,71	6,75	2,16
	5	7,62	3,03
	6,15	8,88	4,29
V33-34	1,5	0	
	2	4,58	0
	2,07	5,11	0,53
	3,34	5,5	0,92
	3,7	6,37	1,79
	4,45	7,37	2,79
	5,1	7,98	3,4
	5,45	9,79	5,21
	6,7	11,57	6,99
V33-36	1,5	0	
	2,03	5,1	0
	2,81	5,63	0,53
	3,35	6,26	1,16
	4	7,05	1,95
	5,25	7,22	2,12
	7,4	13,23	8,13
	8,3	15,91	10,81
V33-37	1,5	0	
	1,8	3,86	0
	2,85	4,82	0,96
	3,45	5,8	1,94
	5	6,57	2,71
	6	11,51	7,65
	7,2	18,79	14,93

3.2. Marge Antarctique

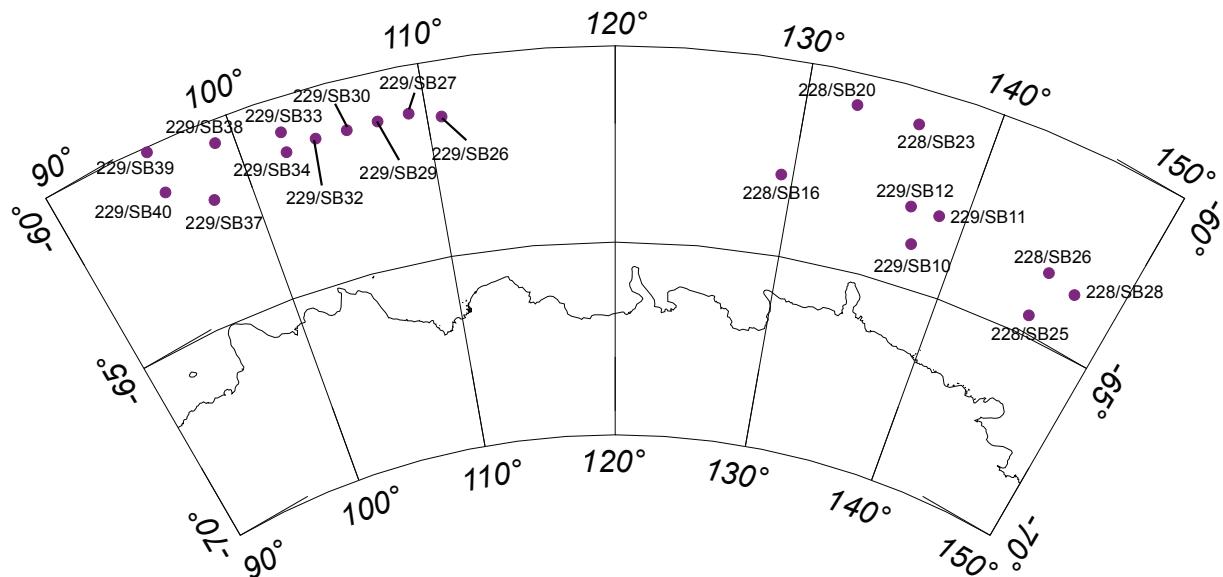


Figure 5. Position des sonobuoys sur la marge antarctique.

Figure 5. Sonobuoys location along the Antarctic margin.

Sonobuoy	Latitude	Longitude
228/SB16	-62,921111	129,3400
228/SB20	-60,818056	132,650278
228/SB23	-60,906111	136,000000
228/SB25	-64,481111	145,450000
228/SB26	-63,283056	145,450278
228/SB28	-63,496389	147,310000
229/SB10	-63,883300	137,466700
229/SB11	-62,983300	138,500000
229/SB12	-62,966700	136,833300
229/SB26	-61,433300	110,76670
229/SB27	-61,216700	109,083300
229/SB29	-61,250000	107,40000
229/SB30	-61,283300	105,71670
229/SB32	-61,283300	104,01700
229/SB33	-60,876000	102,37860
229/SB34	-61,399000	102,34100
229/SB37	-61,916700	97,85000
229/SB38	-60,583300	98,98330
229/SB39	-60,133300	95,60000
229/SB40	-61,250000	95,61670

Tableau 7. Coordonnées des sonobuoys des campagnes GA228 et GA229. Ne sont mentionnés que les sonobuoys ayant été utilisés dans cette thèse.

Tableau 7. Coordinates of the sonobuoys from the GA228 and GA229 surveys. Only sonobuoys used in this study are mentioned here.

Tableau 8. Solution des sonobuoys des campagnes GA228 et GA229. Seuls les résultats utilisés dans cette thèse sont présentés ici. L'ensemble des résultats sont disponibles dans le rapport de Stagg *et al.* [2004].

Tableau 8. Sonobuoys solutions from the GA228 and GA229 surveys. Only results used in this study are presented here. The whole results are available in the Stagg's *et al.* 2004 report.

Sonobuoy	Vitesse (km/s)	Profondeur (km) sous le niveau de la mer	Profondeur (km) sous le fond de l'océan	Temps double (sec)
228/SB16	1,5	0		
	1,78	4,37	0	5,83
	1,83	4,86	0,49	6,38
	2,37	5,11	0,74	6,65
	2,96	5,46	1,09	6,94
	4,05	6,05	1,68	7,34
	5,43	7,92	3,55	8,27
	7,89	12,56	8,19	9,98
228/SB20	1,5	0		
	1,85	4,62	0	6,16
	2,24	5,01	0,39	6,58
	3,12	5,2	0,58	6,75
	3,9	6,42	1,8	7,54
	5,36	7,35	2,73	8,01
	6,72	9,98	5,36	8,99
	8,18	12,22	7,6	9,66
228/SB23	1,5	0		
	1,76	4,51	0	6,01
	2,16	5,05	0,54	6,62
	3,53	5,74	1,23	7,26
	4,9	6,42	1,91	7,65
	6,57	7,79	3,28	8,21
	8,14	10,93	6,42	9,16
228/SB25	1,5	0		
	1,91	3,61	0	4,81
	2,35	4,25	0,64	5,48
	3,04	4,98	1,37	6,11
	3,73	5,77	2,16	6,62
	4,41	7,34	3,73	7,46
	6,08	9,59	5,98	8,49
228/SB26	1,5	0		
	1,92	3,94	0	5,25
	2,66	4,56	0,62	5,9
	3,4	4,96	1,02	6,2
	5,53	5,94	2	6,78
	7,11	8,9	4,96	7,85

	1,5	0		
	1,81	3,88	0	5,17
	1,96	4,27	0,39	5,61
228/SB28	2,16	4,57	0,69	5,91
	2,84	4,76	0,88	6,09
	3,63	5,11	1,23	6,33
	4,9	5,94	2,06	6,79
	5,98	8,49	4,61	7,83
	1,5	0		
	1,85	3,5	0	4,67
	2	3,8	0,3	4,99
229/SB10	2,7	4,57	1,07	5,76
	3,5	5,6	2,1	6,52
	4	6,5	3	7,04
	6,3	9,4	5,9	8,49
	1,5	0		
	1,76	3,8	0	5,07
	1,96	4,06	0,26	5,37
	2,11	4,44	0,64	5,75
229/SB11	2,47	4,64	0,84	5,94
	2,89	5,07	1,27	6,29
	3,77-			
	4,12	5,92	2,12	6,87
	5,1	~6,55	2,75	~7,21
	5,39	10,07	6,27	8,74
	1,5	0		
	1,85	4,3	0	5,73
	2,06	4,79	0,49	6,26
229/SB12	2,48	5,08	0,78	6,54
	3,31	5,61	1,31	6,97
	3,6	6,15	1,85	7,3
	4,09	8,49	4,19	8,59
	6,82	9,66	5,36	9,17

	1,5	0		
	1,68-			
	1,88	4,19	0	5,59
	1,88	4,38	0,19	5,8
	2,37	4,58	0,39	6,02
229/SB26	2,42	5,32	1,13	6,64
	3,16	~5,58	1,39	~6,85
	4,93	5,96	1,77	7,09
	5,92	7,53	3,34	7,73
	7,11	8,5	4,31	8,06
	1,50	0		
	1,90	4,25	0	5,67
	2,00	4,72	0,47	6,16
229/SB27	2,55	~5,08	0,83	~6,52
	3,00	~5,43	1,18	~6,80
	(5,00)	~5,97	1,72	~7,16
	6,30	6,86	2,61	7,51
	1,5	0		
	1,88	4,44	0	5,92
	1,97	4,82	0,38	6,32
229/SB29	2,17	5,01	0,57	6,52
	3,36	5,19	0,75	6,68
	5,23	~5,98	1,54	~7,15
	7,65	8,2	3,76	8
	1,5	0		
	1,88	4,41	0	5,88
	1,99	4,96	0,55	6,46
229/SB30	4,57	~5,55	1,14	~7,06
	1,5	0		
	1,8	4,42	0	5,89
	3,4	~4,82	0,4	~6,34
229/SB32	5	~5,33	0,91	~6,64
	6,8	7,45	3,03	7,49
	7,1	9,46	5,04	8,08

	1,5	0		
	1,72	4,45	0	5,93
	1,77	4,71	0,26	6,24
	2,13	5	0,55	6,56
229/SB33	2,84	5,19	0,74	6,74
	3,45	5,77	1,32	7,15
	4,86	6,36	1,91	7,49
	5,88	8,5	4,05	8,37
	8,51	11,19	6,74	9,29
	1,50	0		
	1,63	4,55	0	6,07
	1,68	4,84	0,29	6,42
229/SB34	2,27	~4,97	0,42	~6,58
	4,24	~5,49	0,94	~7,04
	4,93	~6,67	2,12	~7,59
	6,22	7,26	2,71	7,83
	7,99	12,69	8,14	9,58
	1,5	0		
	1,73	4,1	0	5,47
	1,89	4,36	0,26	5,76
	2,04	4,49	0,39	5,9
229/SB37	2,65	4,78	0,68	6,19
	2,86	5,78	1,68	6,95
	3,37	6,67	2,57	7,57
	5,1	~7,26	3,16	~7,92
	7,14	8,49	4,39	8,4
	1,5	0		
	1,69	4,53	0	6,04
	2,78	5,2	0,67	6,83
229/SB38	3,16	~5,49	0,96	~7,04
	3,38	~5,89	1,36	~7,29
	4,97	~6,49	1,96	~7,65
	6,66	~7,78	3,25	~8,17
	8,15	12,94	8,41	9,72
	1,5	0		
	1,95	4,6	0	6,13
	2,19	5,34	0,74	6,89
229/SB39	2,63	5,71	1,11	7,23
	3,7	6,06	1,46	7,5
	4,87	~6,84	2,24	~7,92
	6,33	~8,59	3,99	~8,64

	1,5	0	
	1,78	4,24	5,65
	1,92	4,79	6,28
	2,32	4,94	6,43
229/SB40	3,11	5,48	6,9
	3,26	5,84	7,13
	4,24	6,73	7,67
	4,64	~8,15	~8,34
	6,61	~9,23	~8,81

4. Séquence stratigraphique de Totterdell et al. 2000

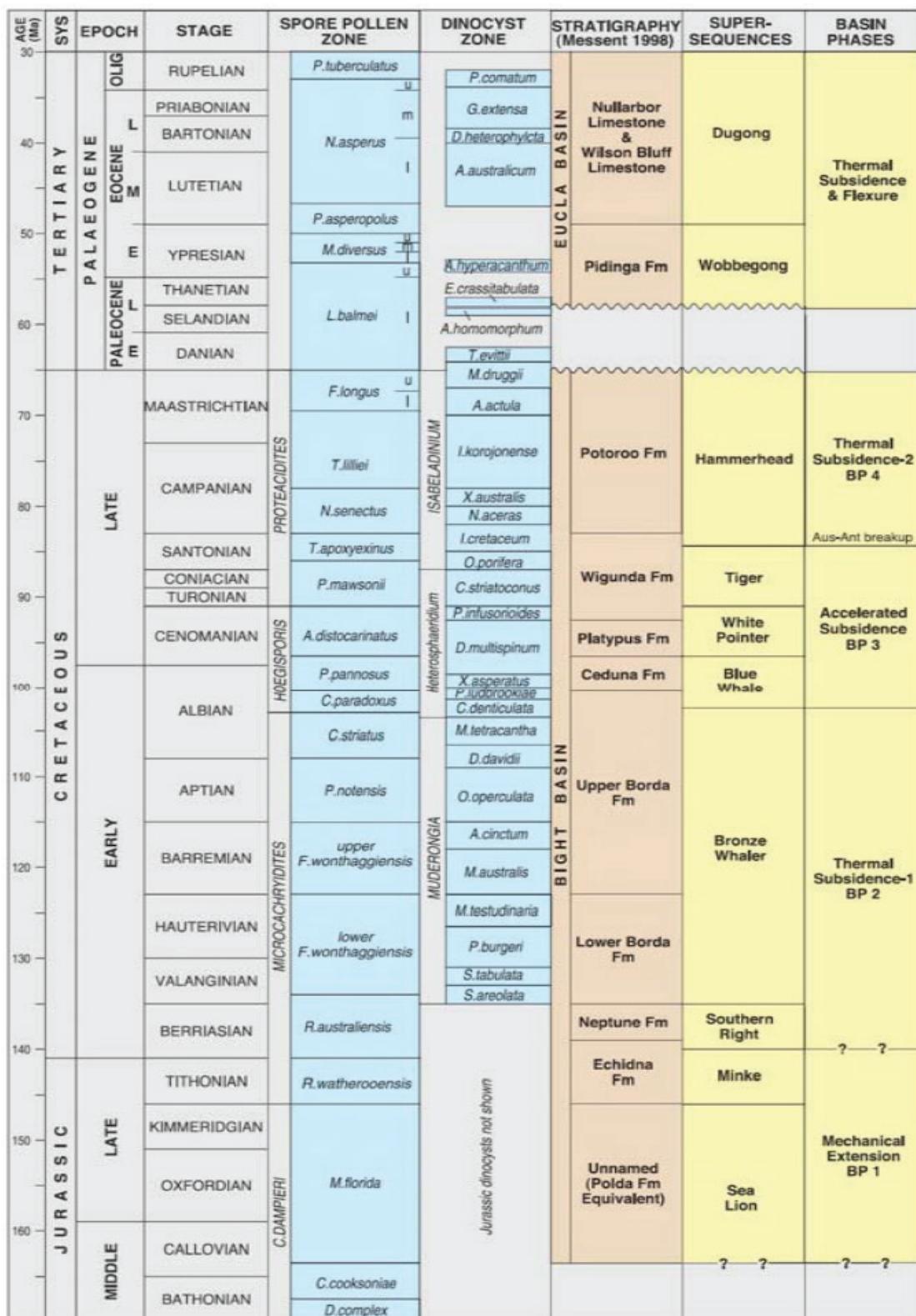


Figure 4. Séquence stratigraphique de Totterdell et al. [2000] avec la correspondance des différentes phases de subsidence enregistrées dans le Great Australian Bight.

Figure 4. Stratigraphic sequences of Totterdell et al. [2000], with corresponding subsidence phases recorded in the Great Australian Bight.

Page suivante :

Tableau 9. Description des séquences de Totterdell et al. 2000.

Tableau 9. Description of the Totterdell's sequences.

Super-sequence	Age	Environnement	Signal sismique	Particularités du dépôt
Sea Lion – Kimméridgien	Callovien	Fluviatile, lacustre	Fortes amplitudes à la base, faibles amplitudes dans la partie supérieure	Dépôt en éventail dans les demi-grabens, en contact avec les métasédiments du socle.
Minke – Début Berriasien	Tithonien	Lacustre	Amplitudes faibles/modérées. Réflexions continues, parallèles dans Recherche Basin	Système rétrogradant puis progradant. Onlaps sur socle failé et Sea Lion.
Southern Right	Berriasiens	Fluviatile, bas niveau marin	Amplitudes fortes/modérées avec réflexions continues et amplitudes faibles avec niveau transparent (changement du lithofacies). Très fortes amplitudes = charbon ?	Zone de surpression à la base. Accommodation créée principalement par subsidence thermique et compaction. Grès recouverts par dépôts fins d'argile lacustre retrogradant à aggradant.
Bronze Whaler	Valanginiens – Mi-Albien	Fluviatile ou lacustre	Amplitudes faibles/modérées. Meilleure continuité à la base	Succession aggradante, dépôts de chenaux fluiviaux et de plaine inondée. Influence marine intermittente. Dépôts concentrés dans le demi-graben avec onlaps.
Blue Whale	Mi-Albien – Cénomanien	1 ^{er} événement majeur d'inondation par la mer	Faible amplitude, faible continuité. A certains endroits transparent/chaotique (décollement ductile)	Système aggradant/progradant. Base érosive. Vallées incisées remplies par dépôts fluviatiles de bas niveau.
White Pointer	Cénomanien	Fluviatile, lagons	Variable	Structure aggradante avec 2 cycles de rétrogradation/progradations. Failles listriques associées à des structures compressives.
Tiger	Turonien – Santonien	Marin	Réflecteurs continus, amplitude forte/modérée	Base de décollement pour failles. Système aggradant. Réactivation de failles liée au commencement de l'accrétion océanique ?
Hammerhead	Fin Santonien – Maastrichtien	Plaine deltaïque, prodelta	Réflecteurs incohérents très discontinus, amplitude variable	Base très érosive. Chenaux peu interconnectés dans plaine inondée. Présence de roches volcaniques (sills, dykes, monts).
Wobbiegong	Paléocène – Début Eocène	Marin, deltaïque	Amplitude faible	Hiatus de 5-7Ma entre Hammerhead et Wobbiegong. Base fait des incisions, canyons. Partie inférieure = système transgressif de bas niveau remplissant les chenaux après chute du niveau marin. Progradations à d'autres endroits. Présence de monts volcaniques.
Dugong	Mi-Eocène - pléistocène	Marin	Variable	Succession de carbonates avec dépôts aggradants/progradants. Base = surface érosive et onlap majeur, particulièrement en pied de pente, indiquant une subsidence de la marge pendant l'Eocène moyen (lié à l'augmentation de la vitesse d'accrétion ?). Plusieurs séquences identifiables : évolution d'un environnement extensif en eau froide à un environnement de plateforme en eau chaude.

Annexe B

Lignes sismiques interprétées

Les lignes sismiques que j'ai interprété au cours de cette thèse sont montrées ici. Les structures les plus significatives sont montrées en zooms avec quelques explications/interprétations.

Lignes interprétées sur la marge australienne :

- GA199-01 : Annexe B1
- GA199-02 : Annexe B2
- GA199-03 : Annexe B3
- GA199-04 : Annexe B4
- GA199-05 : Annexe B5
- GA199-07 : Annexe B6
- GA199-10 : Annexe B7

Lignes interprétées sur la marge antarctique :

- GA228-22 : Annexe B8
- GA228-23 : Annexe B9
- GA228-24 : Annexe B10
- GA228-25 : Annexe B11
- GA228-26 : Annexe B12
- GA228-27 : Annexe B13

Une synthèse des lignes sismiques sur la marge australienne (Annexe B14) et sur la marge antarctique (Annexe B15) est présentée afin de comparer la largeur des domaines et les structures grande échelle.

Deux planches montrent et comparent les rides de socle observables dans le secteur ouest de cette marge, dans la Zone Diamantine sur Australie (Annexe B16) et dans la région de Bruce Rise sur Antarctique (Annexe B17). Ces figures illustrent la complexité de ces structures et pose la question de leur formation.

Les deux dernières planches (Annexe B18 et B19) montrent ma propre interprétation de la ligne Screech 1 sur la marge Terre-Neuve suivant la même méthode d'interprétation que pour les lignes Australie-Antarctique et comparent cette interprétation à celle de *Hopper et al.* [2004].

Légende pour les lignes Australies-Antarctique

Sedimentary units

-  U1
-  U2
-  U3a
-  U3b
-  U4

Basement units

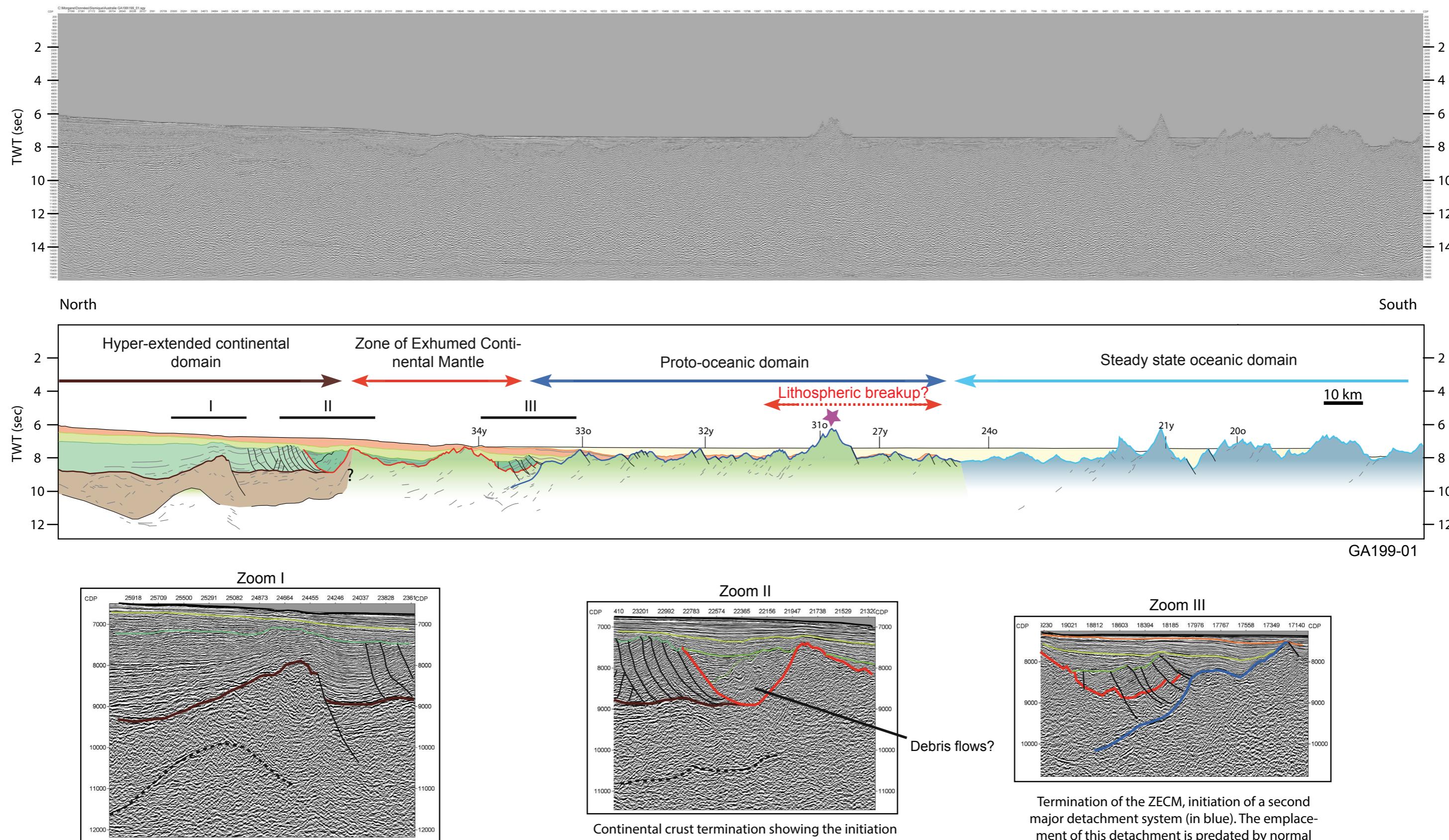
-  Continental crust
-  Serpentinised mantle with more or less magmatic additions
-  Steady state oceanic crust
-  Top-basement of the hyper-extended continental crust
-  Top-basement of the steady state oceanic crust

Tectonic/Magmatic structures

-  Top-basement exhumed by the first major detachment system
-  Top-basement exhumed by the second major detachment system
-  Small-scale detachment system

-  Other detachment faults or Flip-flop faults

-  Volcanic seamounts which are aligned with a gravity and magnetic anomaly

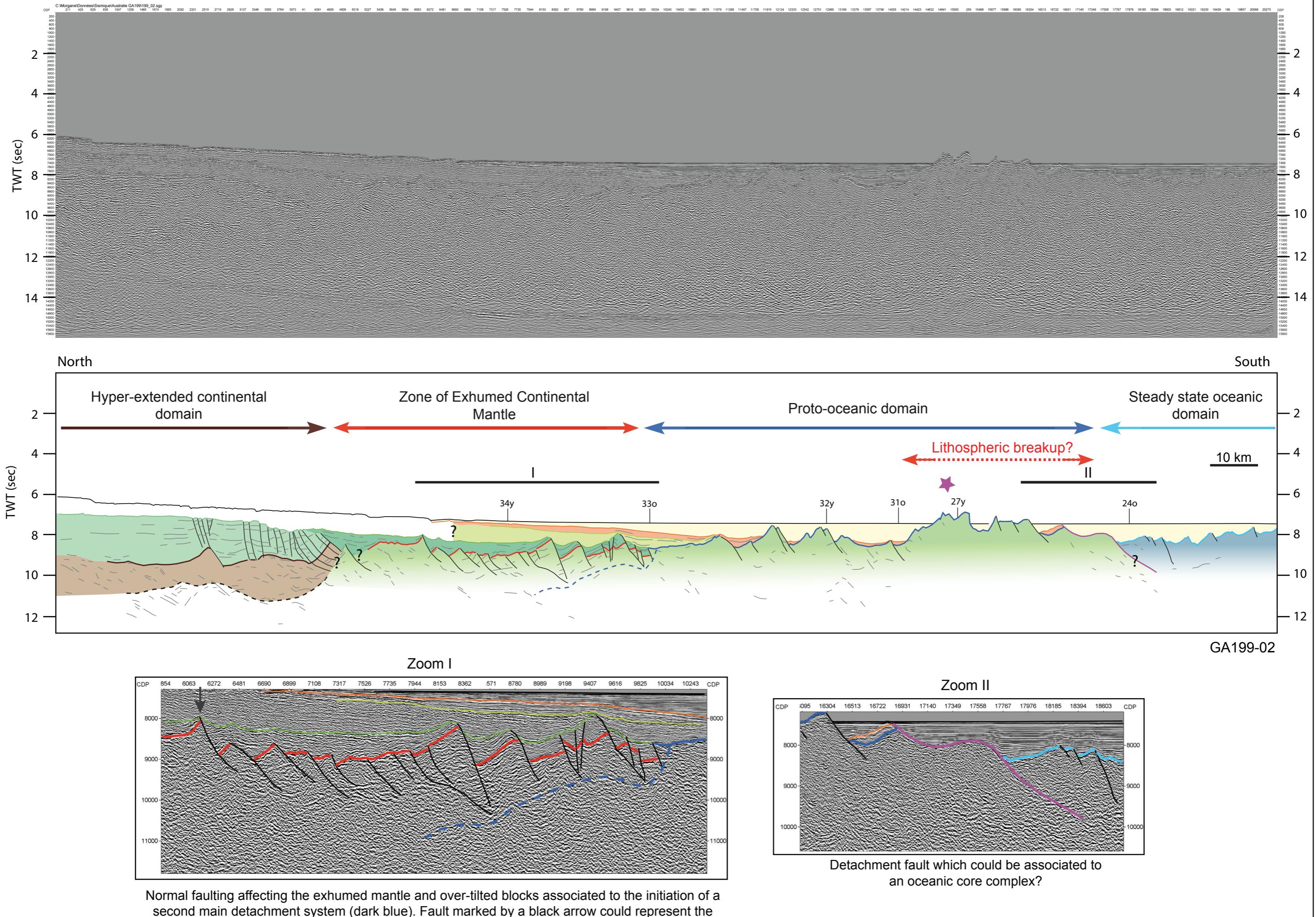


Major normal fault in the hyper-extended continental crust predating the initiation of the detachment system (in red). Moho (dotted black line) seems to be affected by this fault.

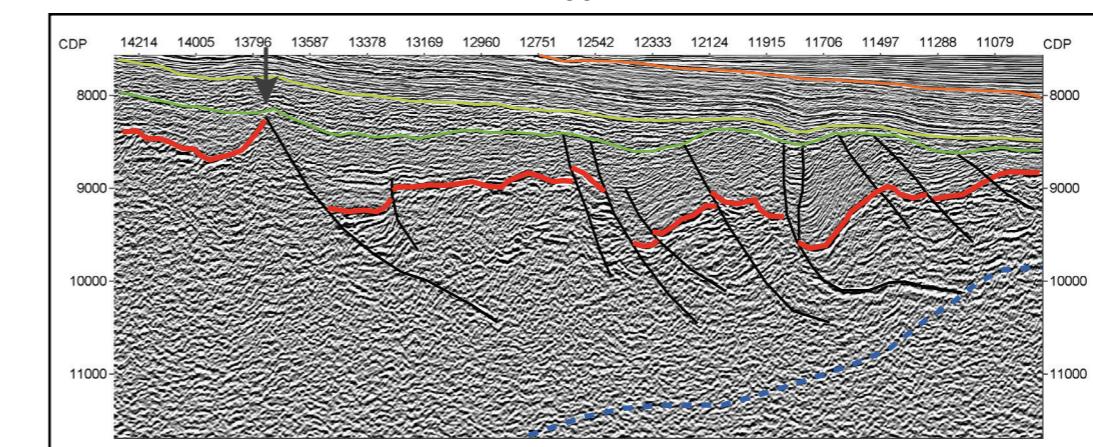
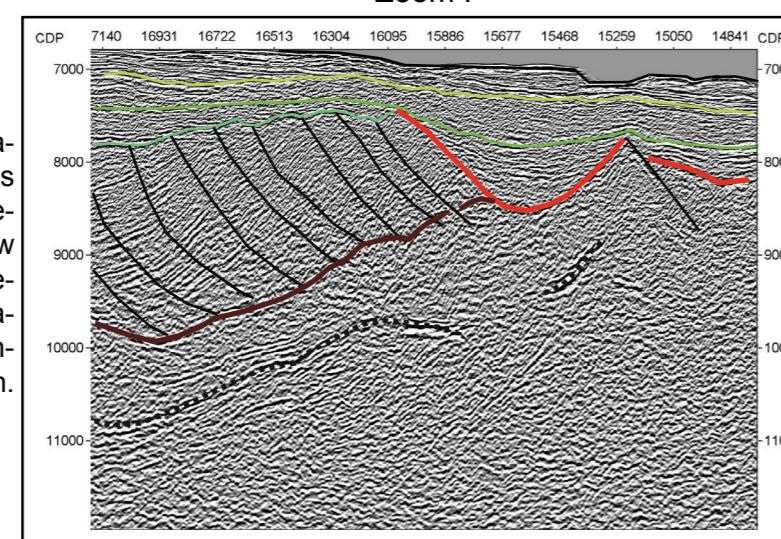
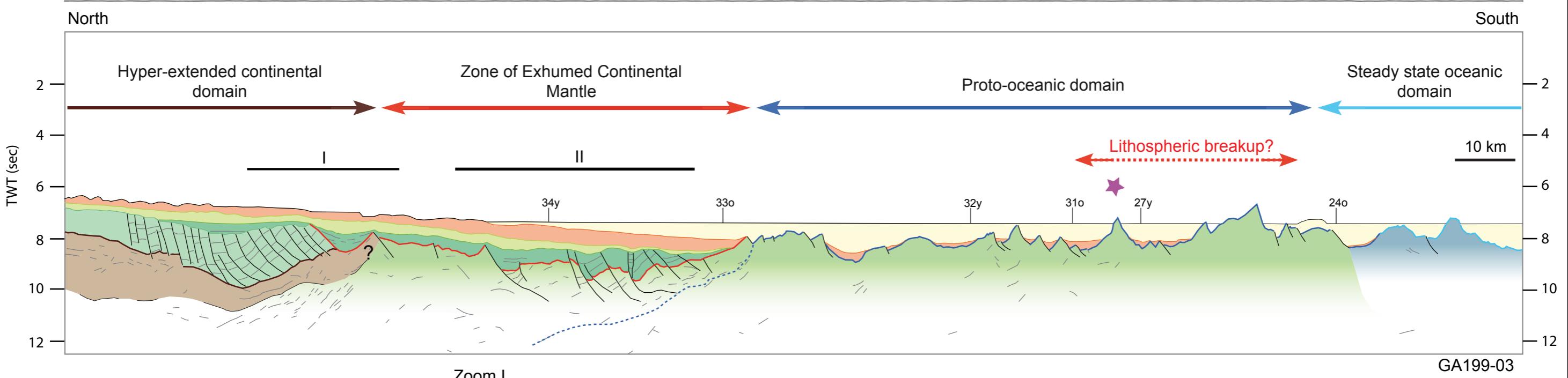
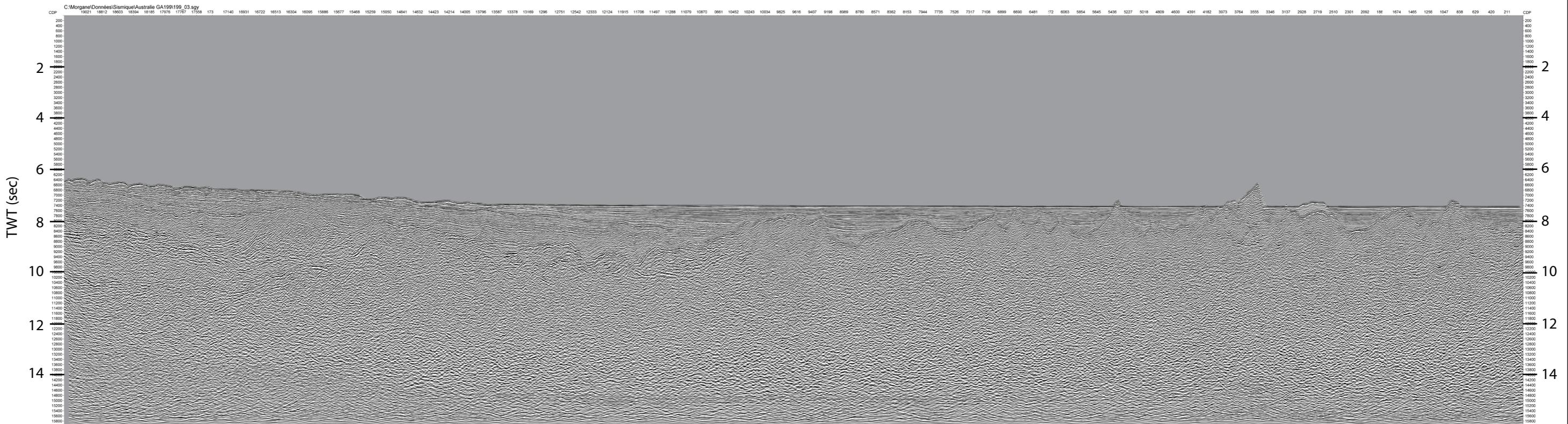
Continental crust termination showing the initiation of the detachment system (style 1). We can see debris flows against the continentward flank of the basement ridge.

Termination of the ZECM, initiation of a second major detachment system (in blue). The emplacement of this detachment is predicated by normal faulting.

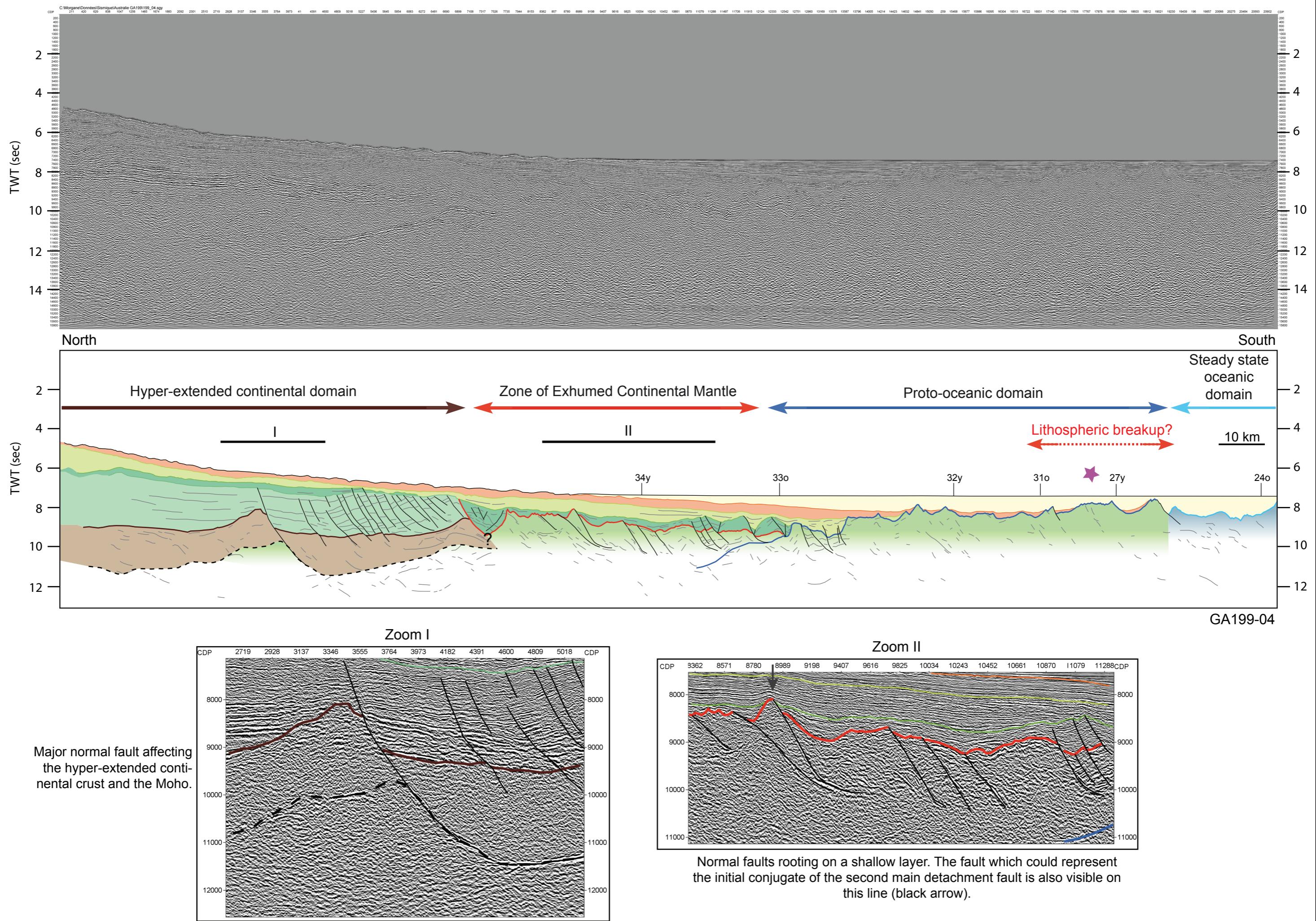
Annexe B2 : Australia GA199-02



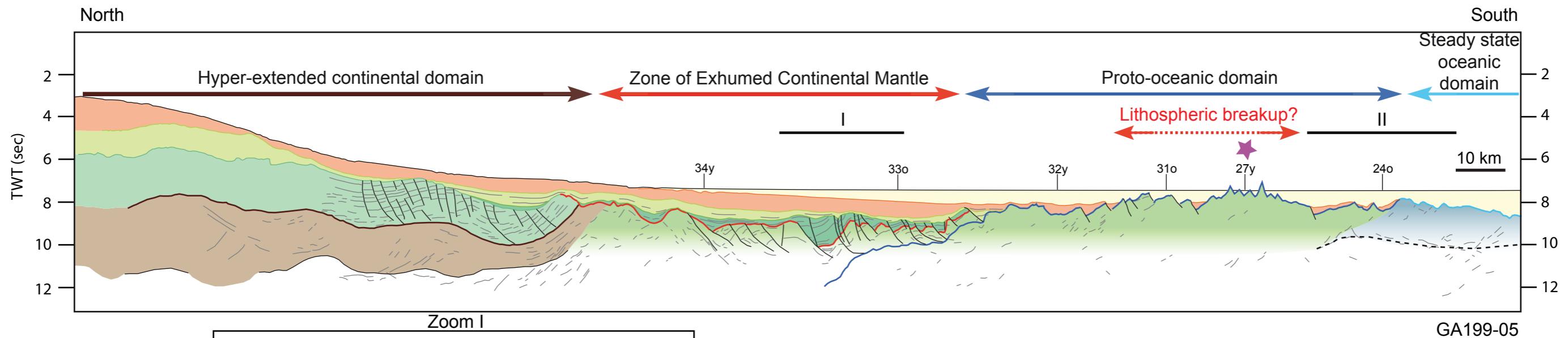
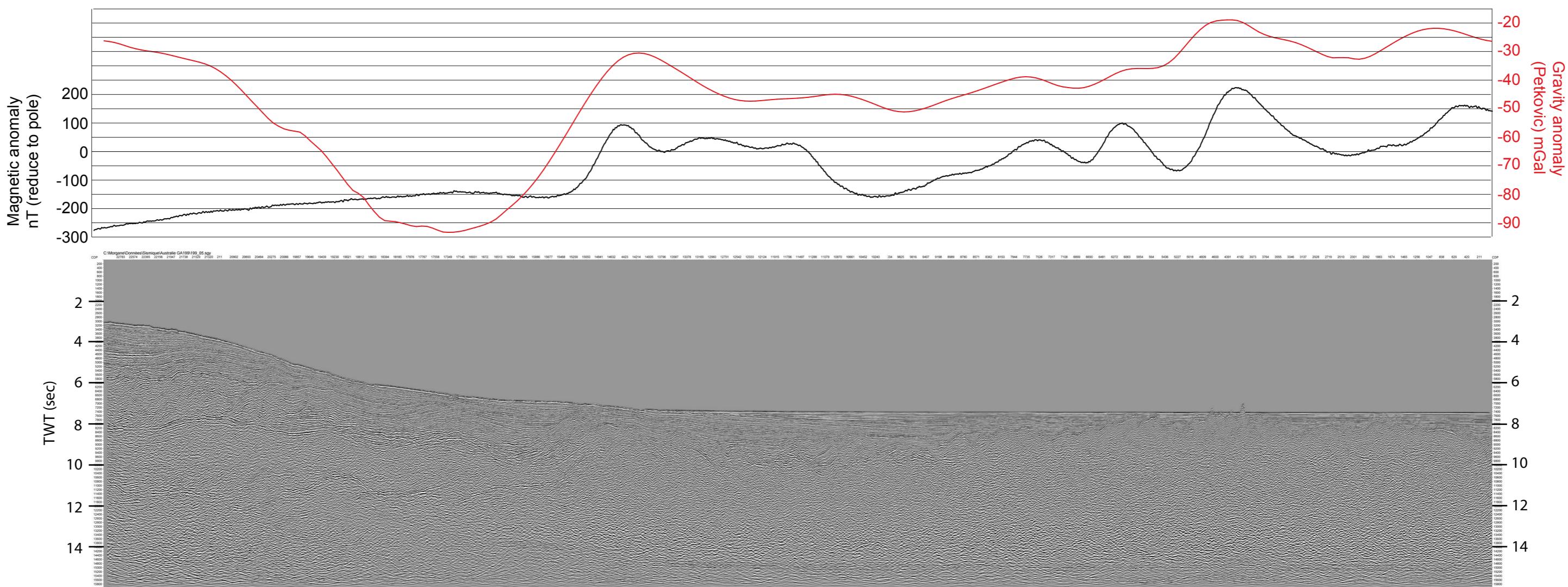
Annexe B3 : Australia GA199-03



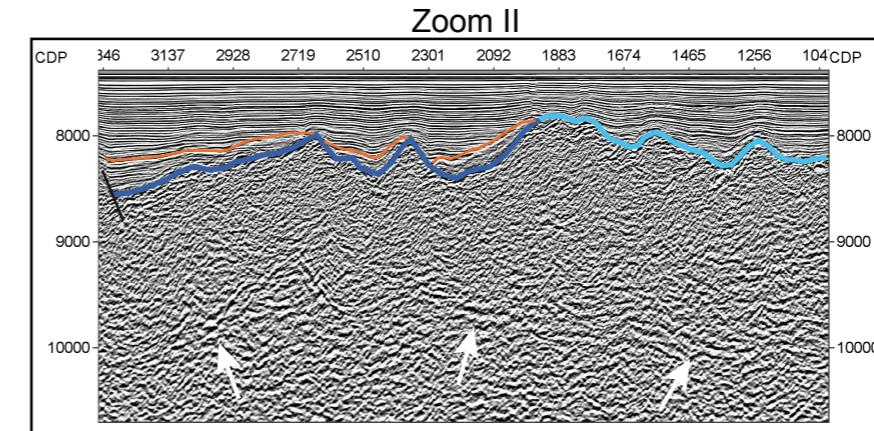
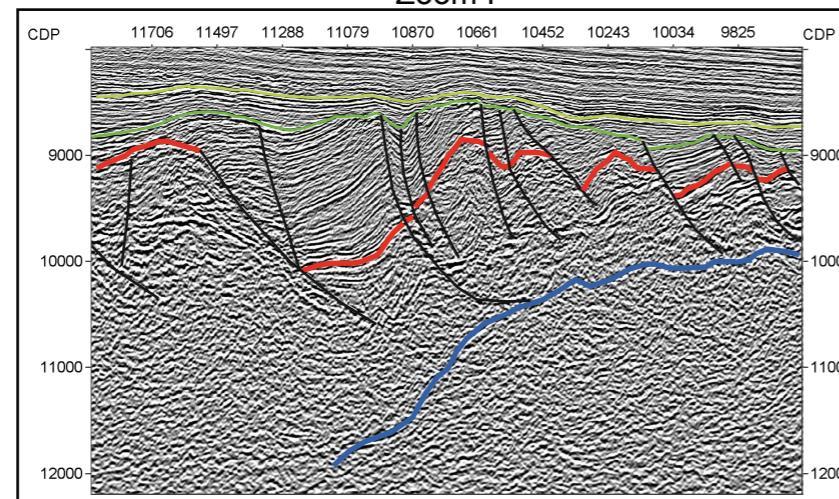
Annexe B4 : Australia GA199-04



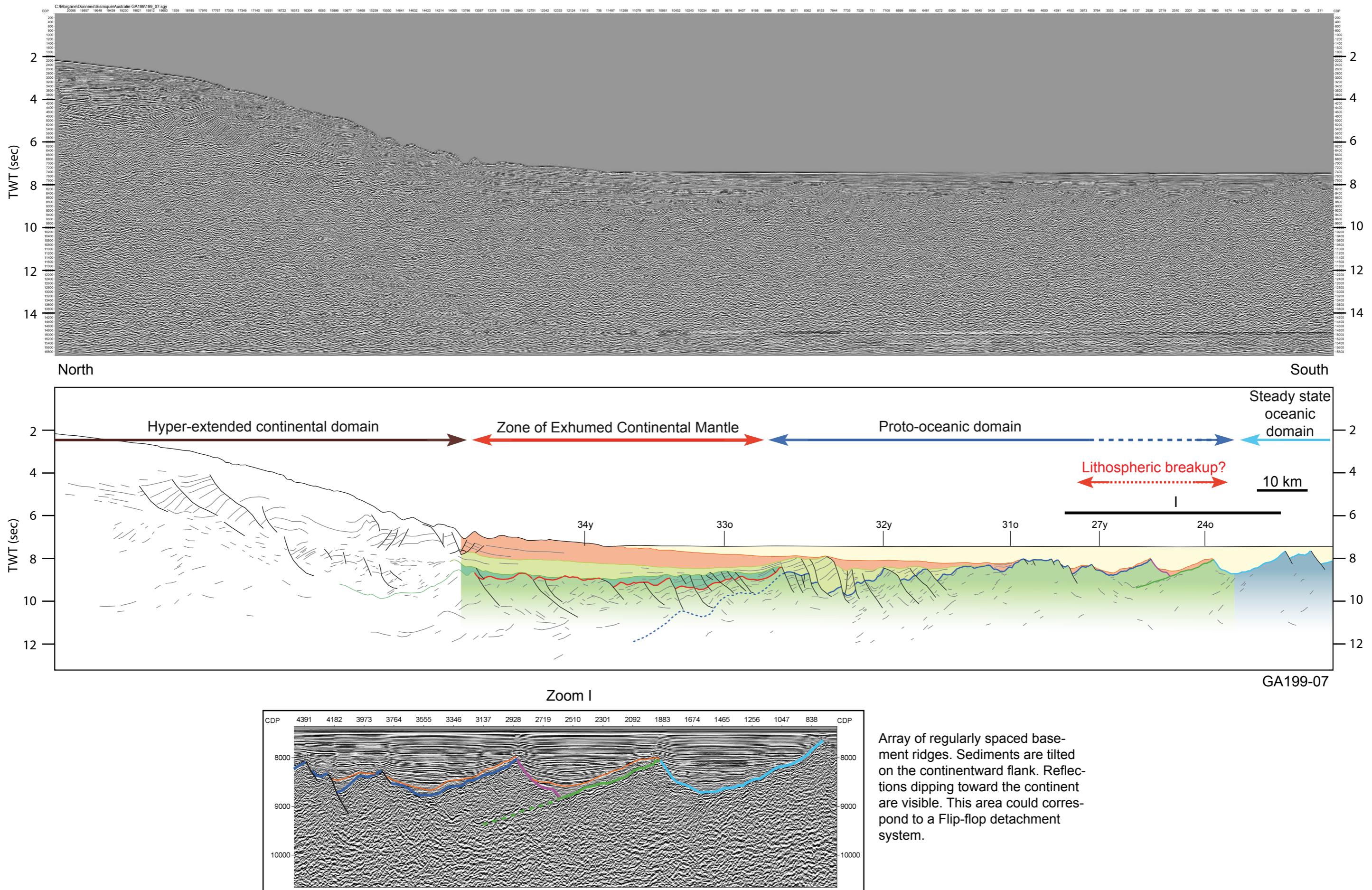
Annexe B5 : Australia GA199-05



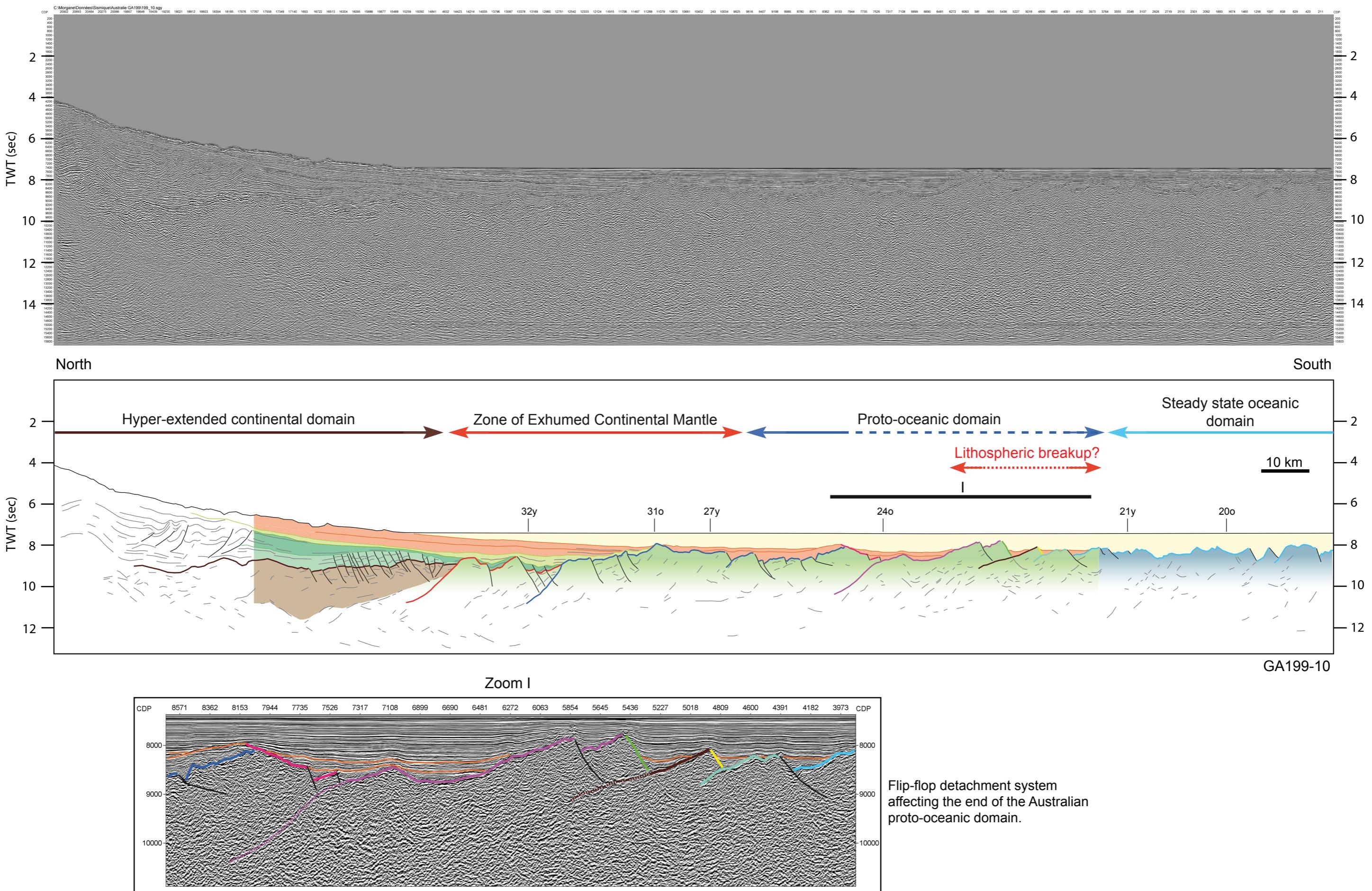
Faulted blocks with an erosional surface (toplaps) at the top of the sedimentary unit U2.



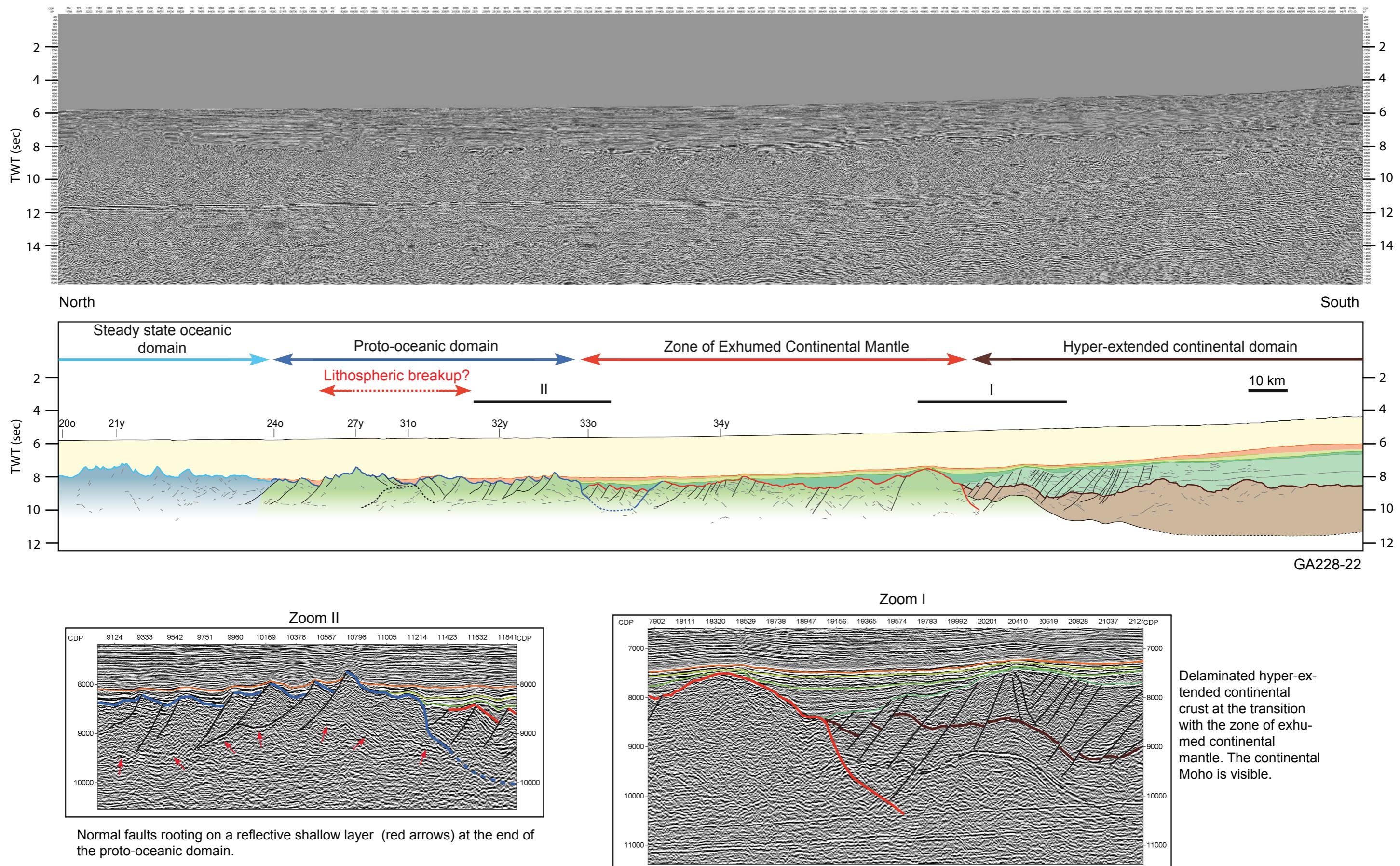
Annexe B6 : Australia GA199-07



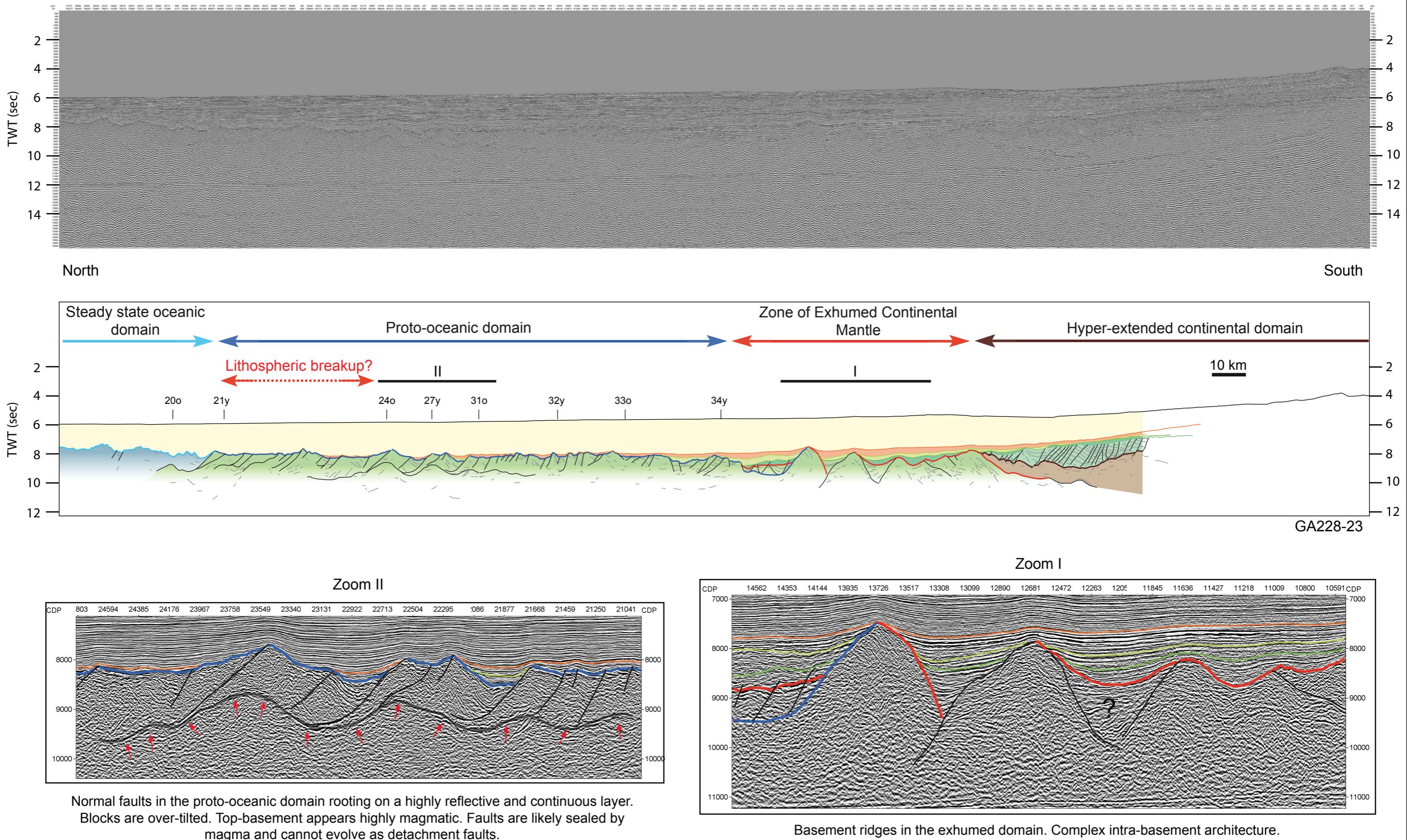
Annexe B7 : Australia GA199-10



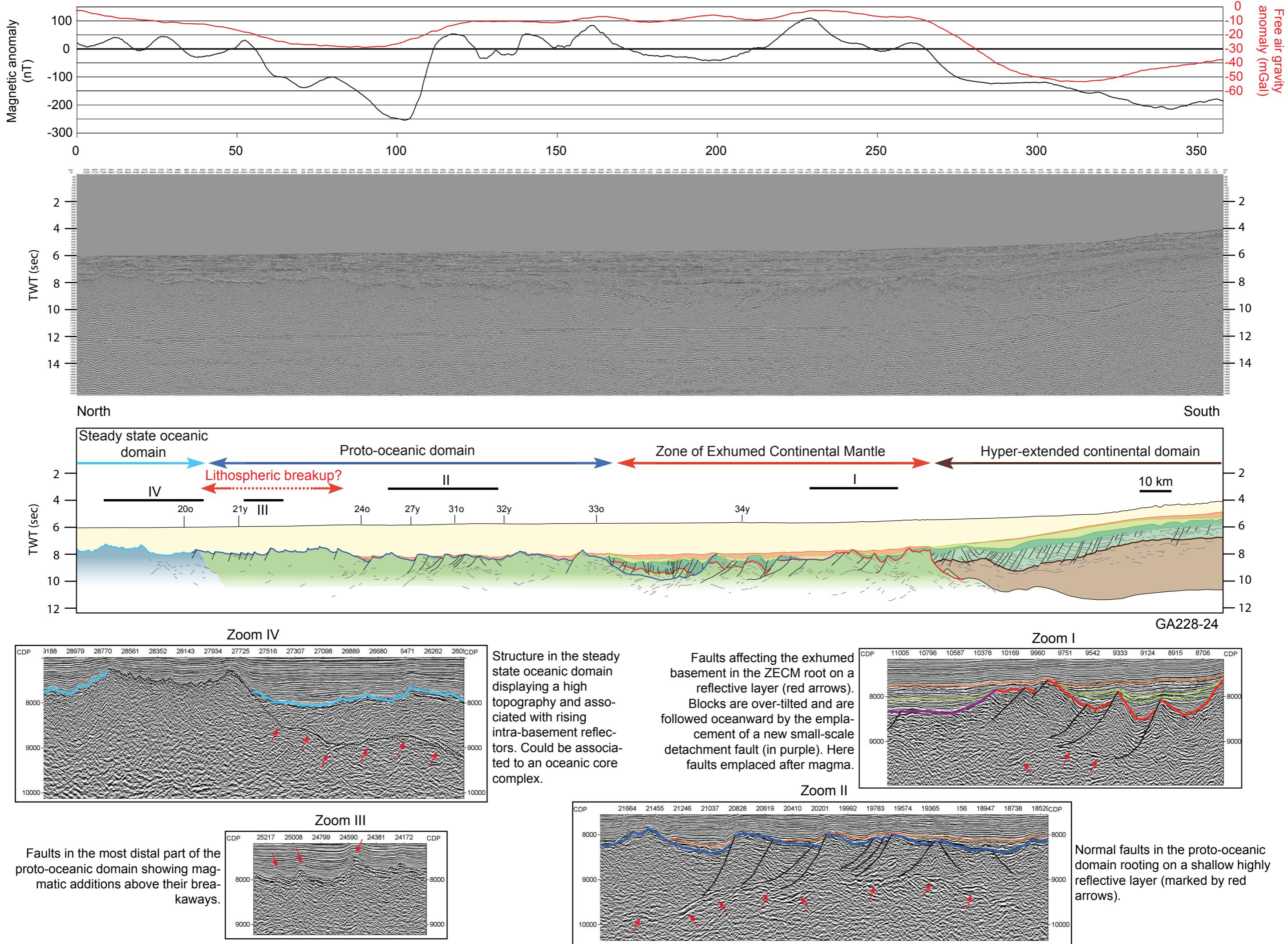
Annexe B8 : Antarctica GA228-22



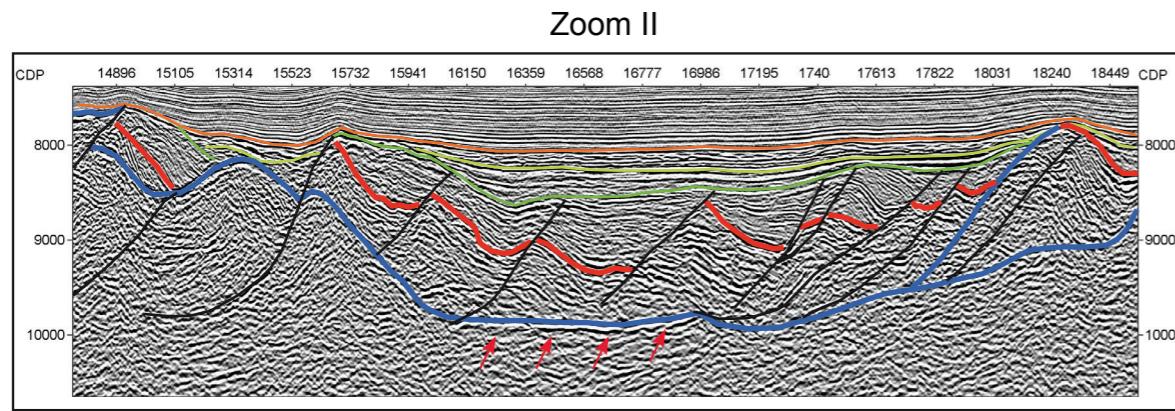
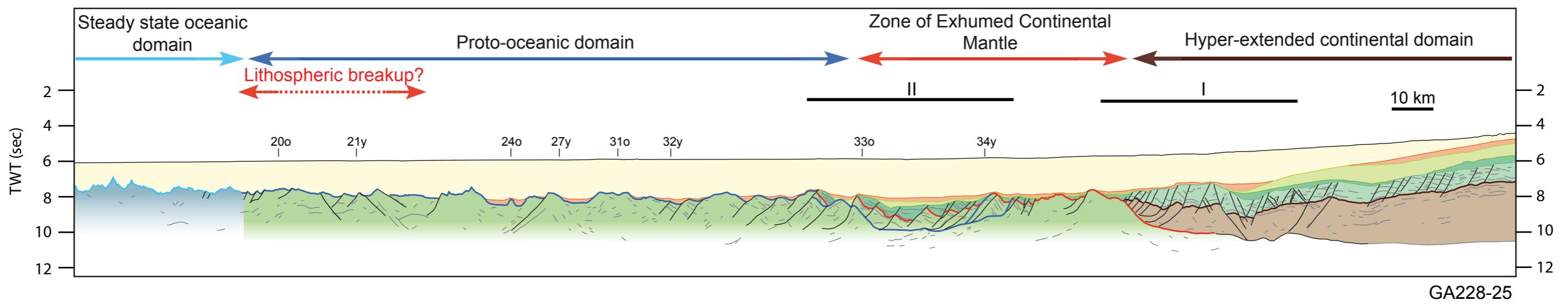
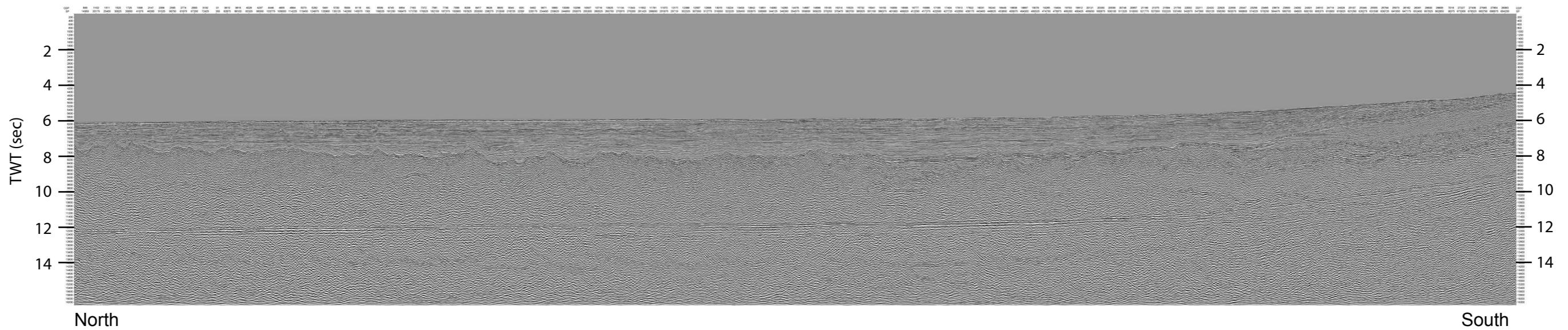
Annexe B9 : Antarctica GA228-23



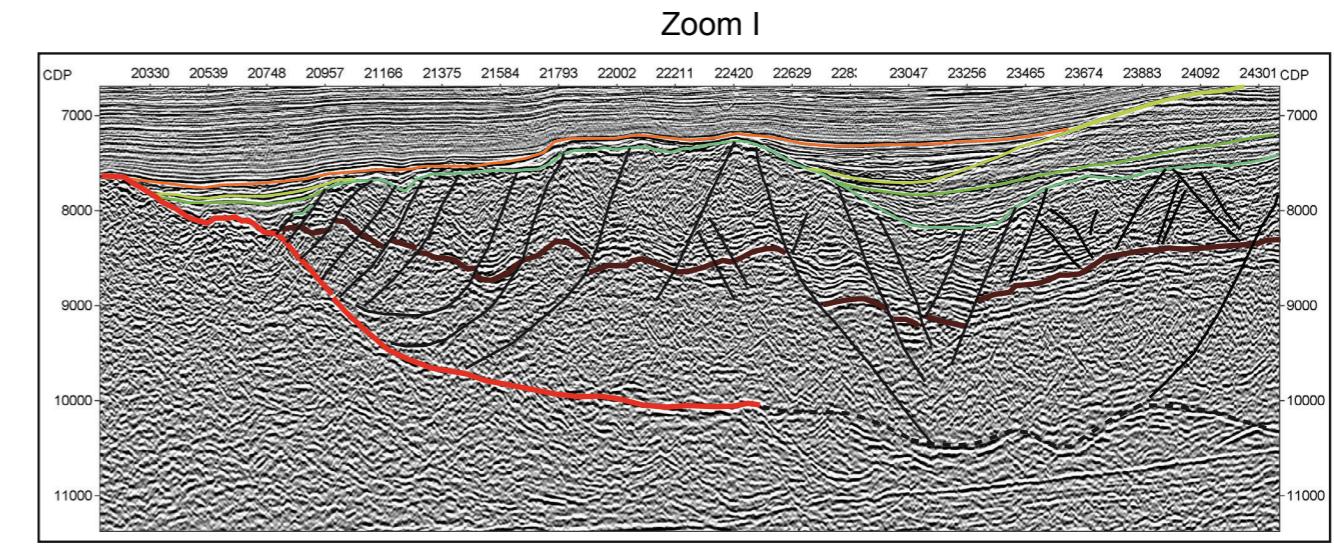
Annexe B10 : Antarctica GA228-24



Annexe B11 : Antarctica GA228-25

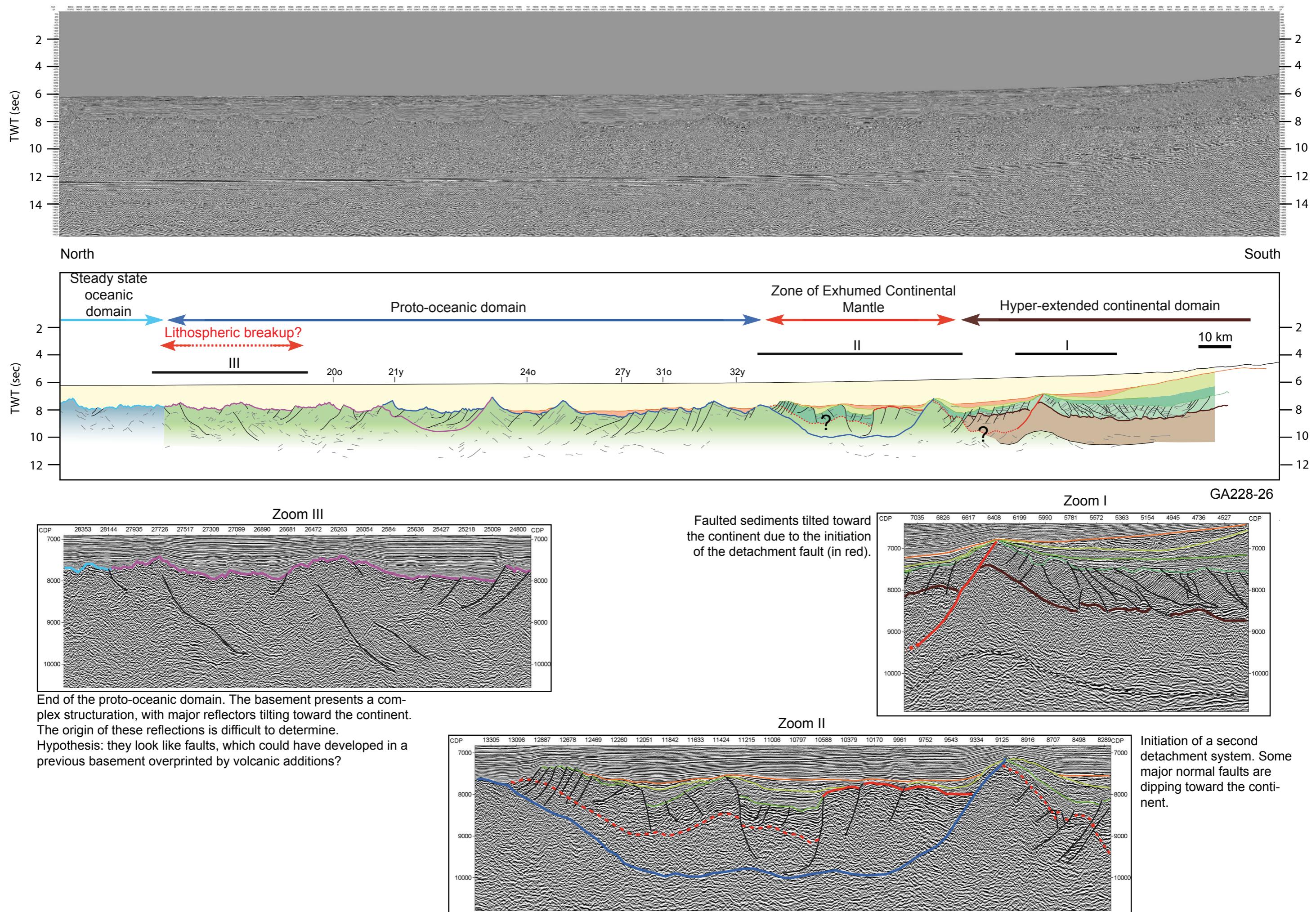


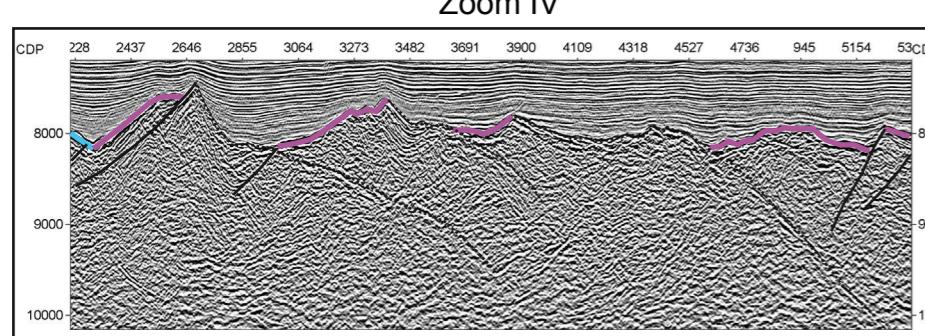
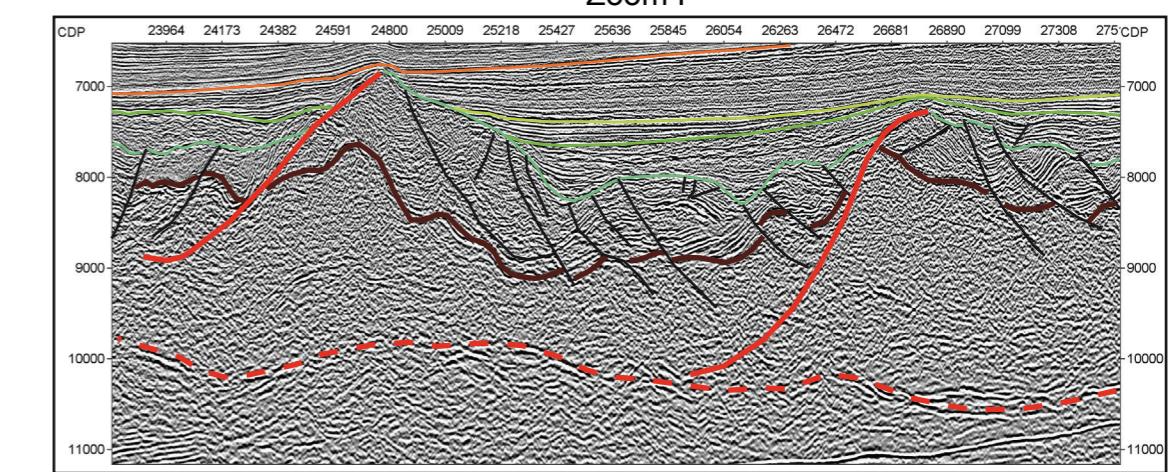
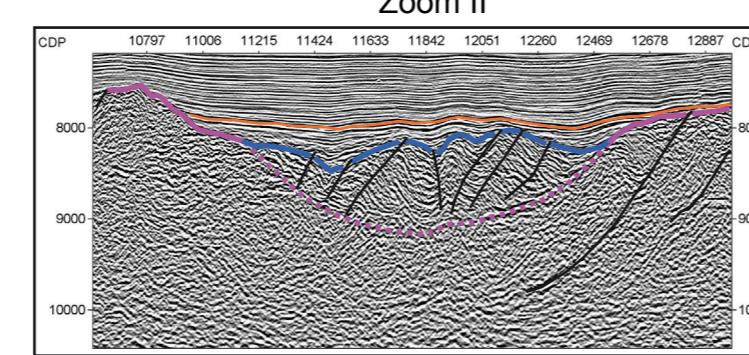
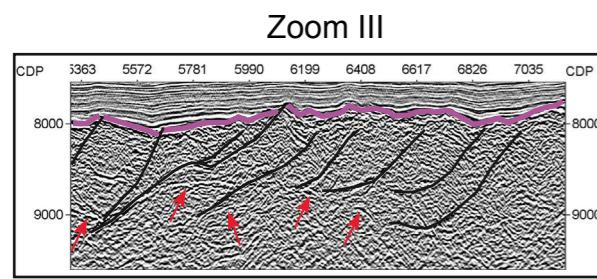
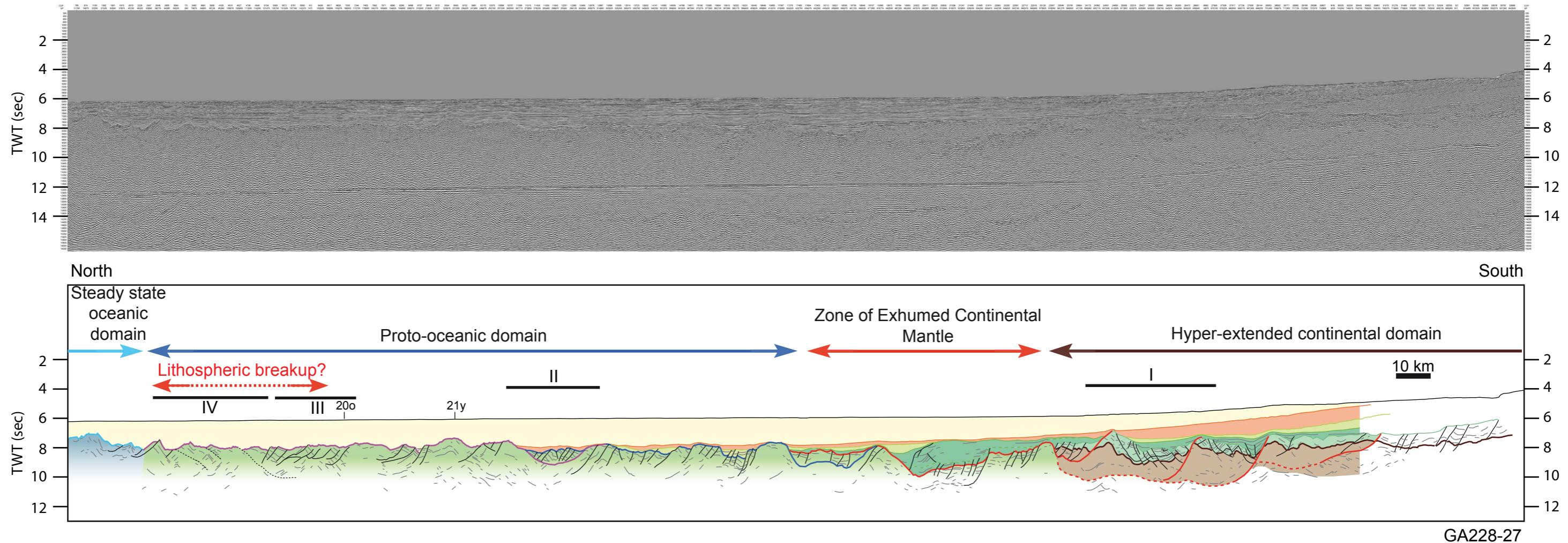
Basin associated to the development of the second main detachment system (in blue). The detachment fault reach a reflective layer under the rafted blocks.



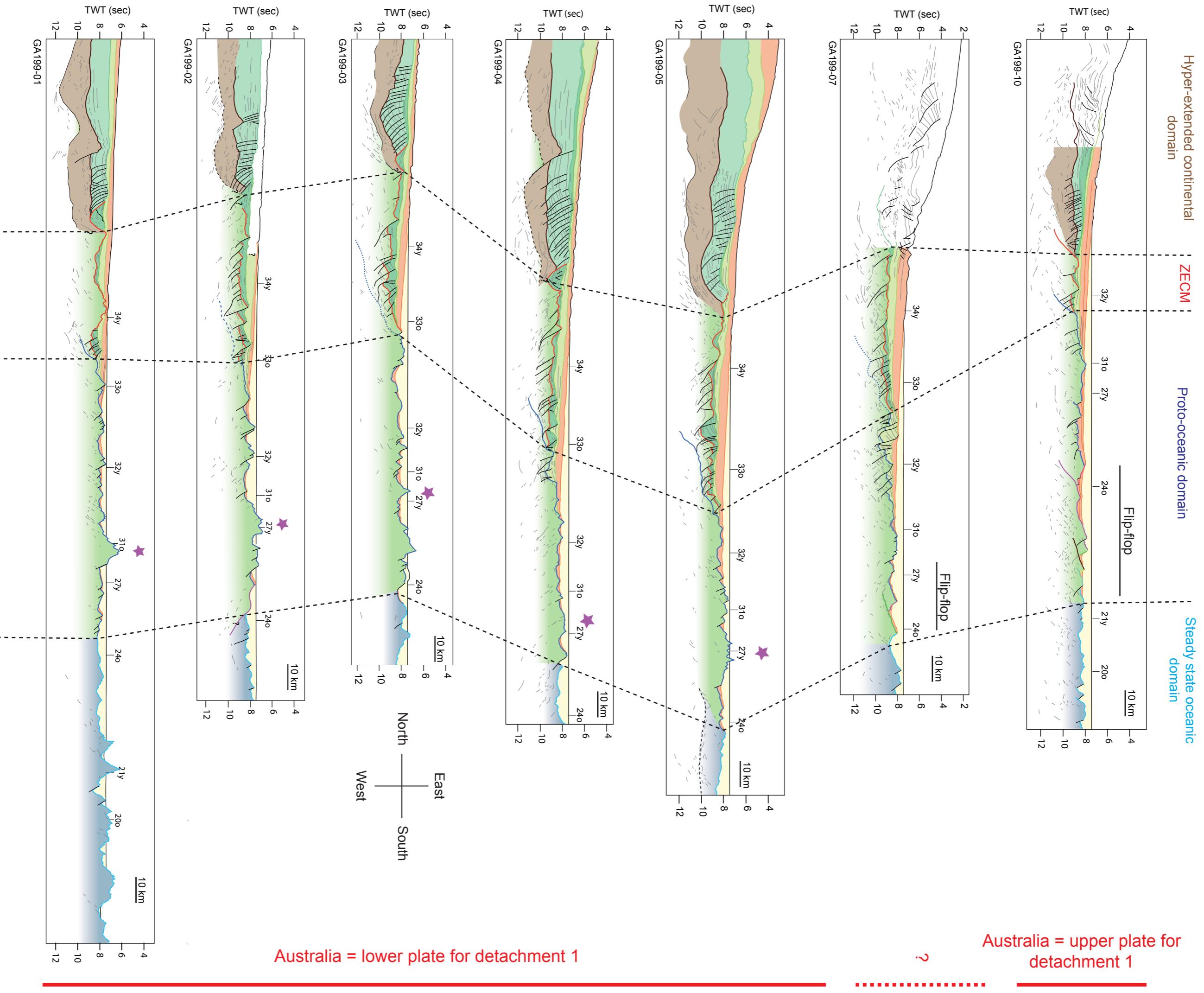
Continental crust termination forming a «rifted block».

Annexe B12 : Antarctica GA228-26

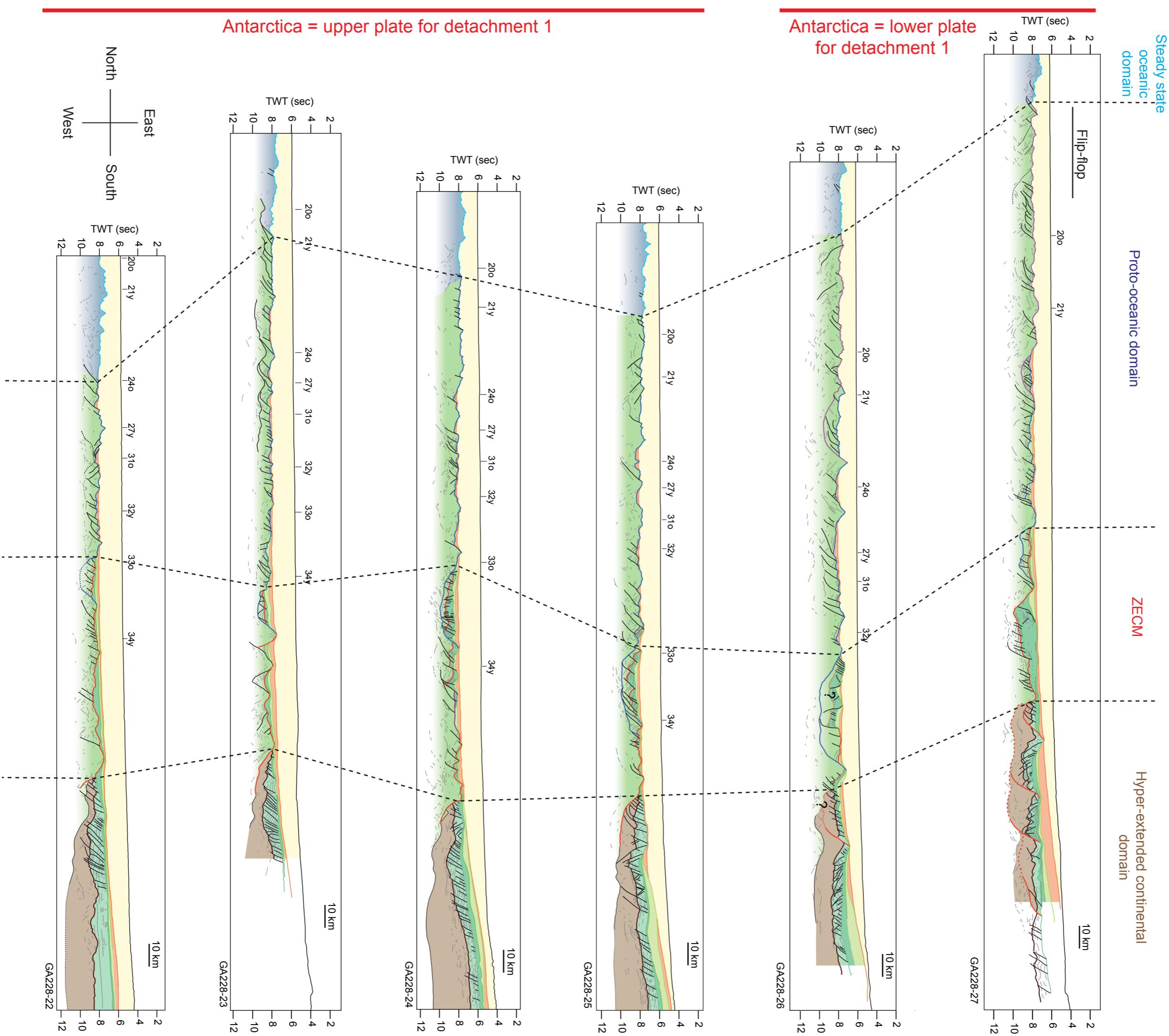




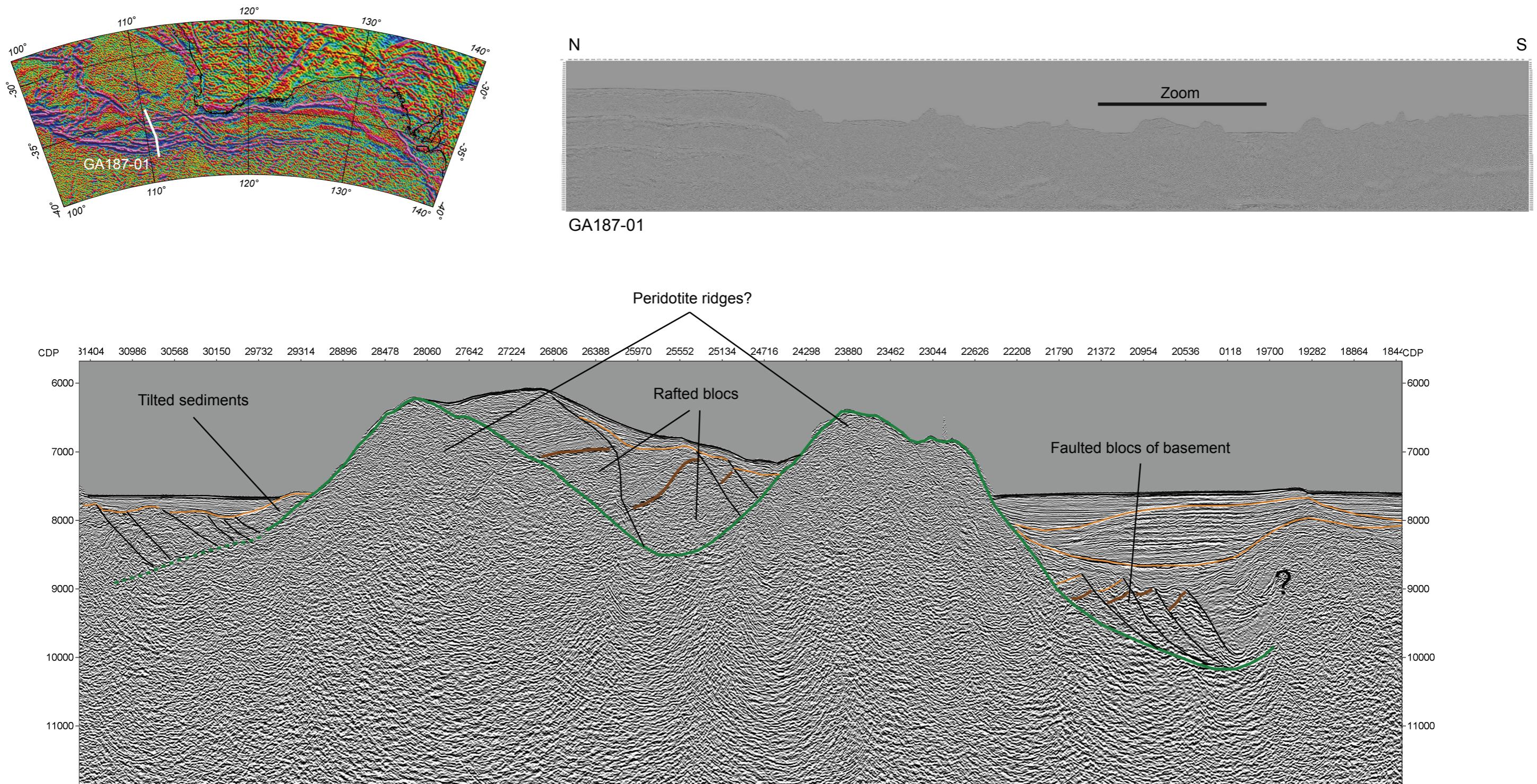
Annexe B14 : Synthèse des lignes sismiques sur la marge Australienne



Annexe B15 : Synthèse des lignes sismiques sur la marge Antarctique



Annexe B16 : Australia (Diamantina Zone), Zoom on the basement ridges

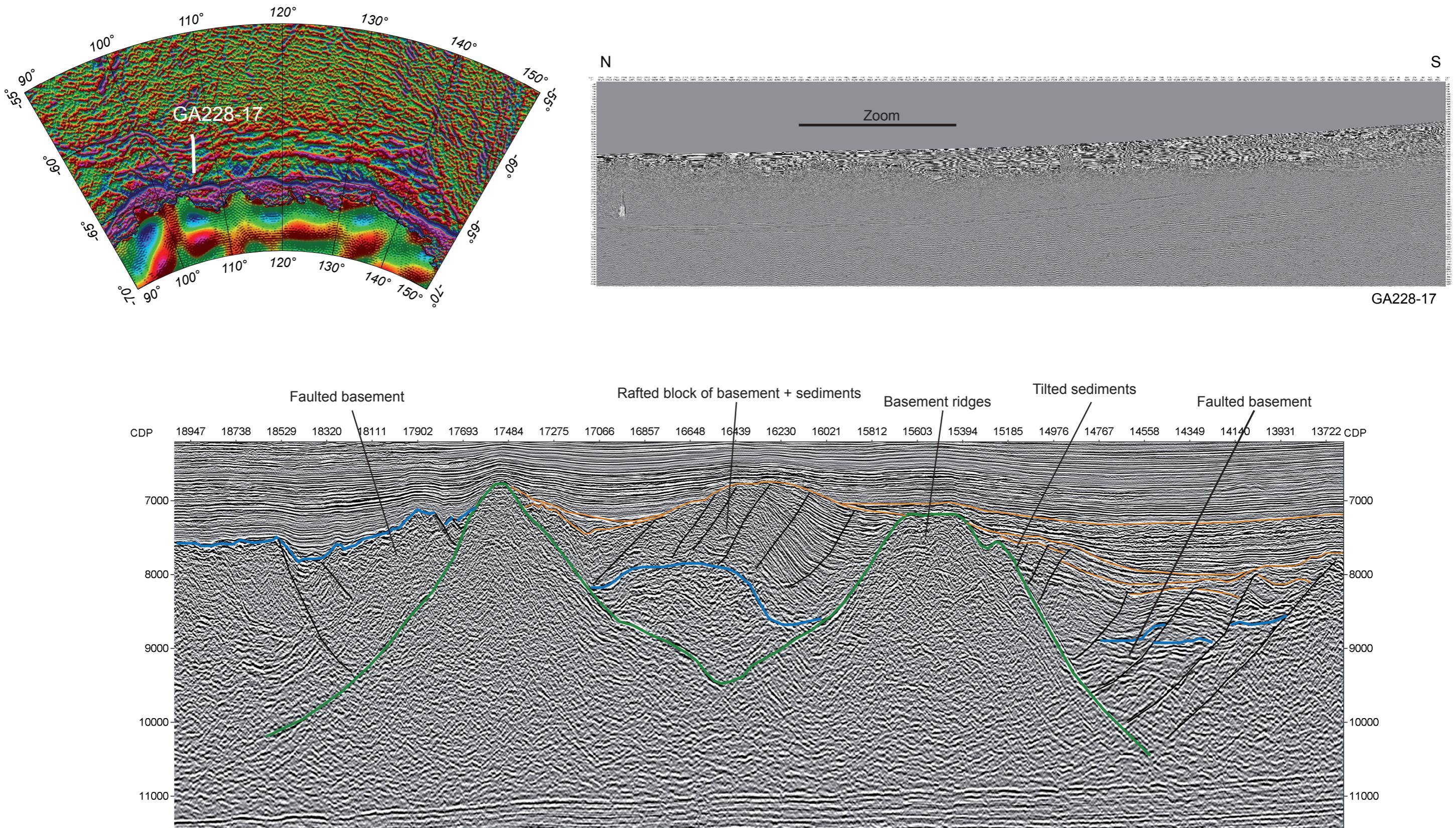


Basement ridges corresponding to the linear and continuous gravity anomalies. These ridges are associated with particular structures : rafted blocks of basement + sediments, tilted sedimentary package against the ridge flank, tectonic faulting...

These basement ridges were thus likely created after a primary phase of mantle exhumation. The exhumed basement seems to have been «uplifted» by an unknown process (magmatic supply? serpentinisation process?).

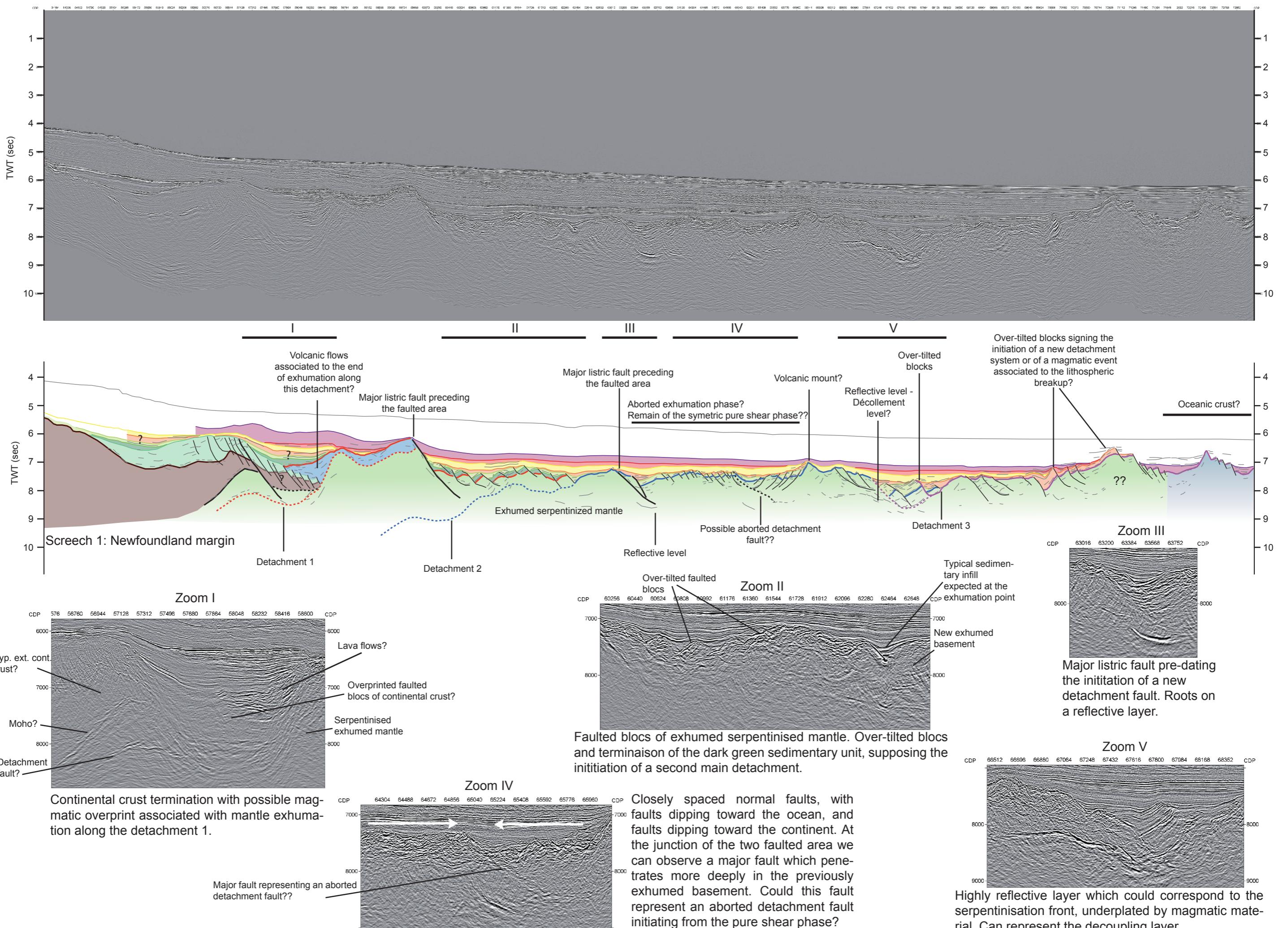
Interpretation based on the results of Joana Cruz 's master thesis.

Annexe B17 : Antarctica (Bruce Rise Area), Zoom on the basement ridges

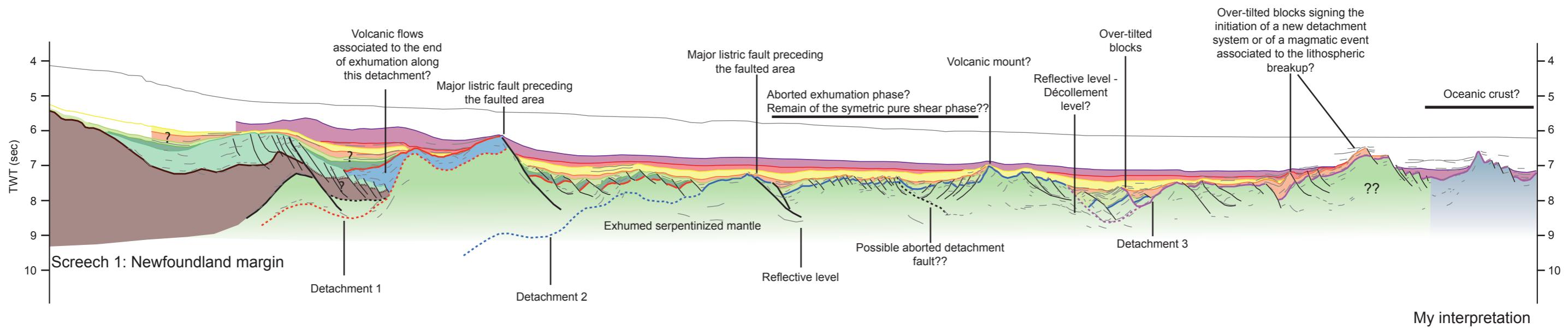
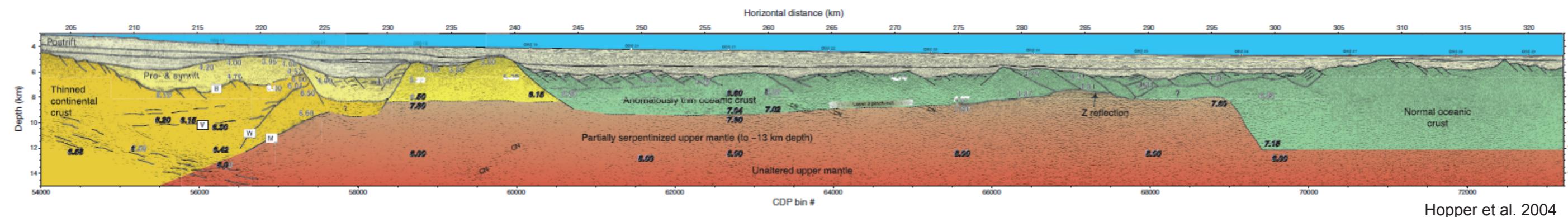
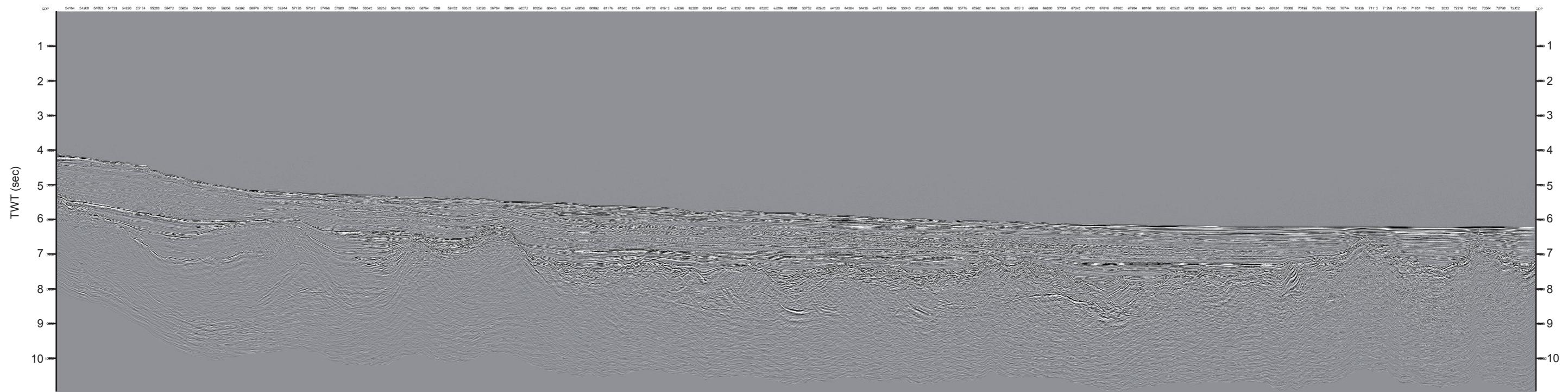


Structure highly similar to the one observed at the Australian margin, on the line GA187-01. Two basement ridges (serpentised peridotites + magma?) are visible (in green). The emplacement of these ridges creates rafted blocks, faulting in the surrounding basement and uplift/tilting of sedimentary packages. The uplift of these ridges also appears to be post-exhumation of the basement.

Annexe B18 : Newfoundland Screech



Annexe B19 : Newfoundland Screech



Cette marge montre un apport sédimentaire plus faible que sur les marges Australie-Antarctique. Les unités sédimentaires sont donc plus difficiles à suivre le long de la ligne. Cependant, de nombreuses structures clairement identifiables sont similaires à celles observées sur Australie-Antarctique, en particulier notons le niveau peu profond très réfléctif interprété comme le niveau de découplage (front de serpentisation probablement sous-plaquée par du matériel magmatique). Plusieurs systèmes de détachement sont interprétés sur cette ligne, contrairement aux interprétations proposées dans les études précédentes (voir l'interprétation de Hopper et al. [2004]). En particulier, cette ligne pourrait imager un système de détachement avorté, avec une faille listrique majeure se développant au milieu d'un domaine intensément faillé, avec les failles à l'ouest pentant vers l'océan et les failles à l'est pentant vers le continent. Suivant mon interprétation, la majorité du socle présent sur cette ligne correspond à du manteau exhumé serpentiniisé. La croûte océanique stable ne serait visible qu'à l'extrémité est du profil.

Annexe C

Modélisation

Modélisation couplée sismique/signal gravimétrique/signal magnétique

Je présente ici un essai de modélisation couplée sismique/gravimétrie/magnétisme réalisé sur deux lignes conjuguées sur les marge Australie-Antarctique (GA199-05 et GA228-24). Cette modélisation a été réalisée avec le logiciel Geosoft (outil GM-SYS) et excel. Le but de cette modélisation est de tester la cohérence du modèle d'évolution des marge distale avec le signal gravimétrique dans un premier temps, et avec le modèle magnétique dans un deuxième temps, ceci en se basant sur l'idée développée dans la partie 7.4 du chapitre 1 : en considérant le modèle d'évolution développé dans cette thèse, serait-il possible d'avoir un enregistrement asymétrique et non conjugué des anomalies magnétiques ?

Méthode :

- 1) Les deux lignes sismiques en temps interprétées sont importées sous GM-SYS. On peut alors tracer les interfaces des unités sédimentaires (U1, U2, U3 et U4) ainsi que le toit du socle.
- 2) Ces tracés vont définir des blocs auxquels on assigne une valeur de vitesse (Tableau 10). A partir de ces vitesses le logiciel convertit en profondeur les interfaces sédimentaires et le toit du socle précédemment tracés.
- 3) Sur ce profil en profondeur il est alors possible de définir des nouveaux blocs pour les niveaux plus profonds que le toit du socle. J'ai ainsi créé plusieurs nouvelles interfaces pour délimiter une croûte continentale supérieure et inférieure, différents niveaux dans les domaines exhumés (ZECM et Proto-océanique) marquant différents degrés de serpentisation et/ou de sous-placage magmatique et trois niveaux dans la croûte océanique. En particulier j'ai défini une couche continue d'environ 500 mètres d'épaisseur dans la partie supérieure du socle exhumé. Ce niveau est continu avec la première couche de la croûte océanique représentant la couche basaltique. Nous l'appellerons « couche 0 ».
- 4) J'ai ensuite assigné une densité pour chaque bloc (Tableau 10). Afin de rester dans un modèle simple, j'ai uniquement assigné une susceptibilité magnétique à la couche 0. La couche 0 est donc l'unique niveau porteur du signal magnétique. Afin de représenter les inversions du champ magnétique j'ai défini des blocs dans la couche 0 ayant une susceptibilité magnétique de + 0,07 SI ou - 0,07 SI.
- 5) **Modélisation gravimétrique** : les interfaces des unités sédimentaire et le toit du socle définis lors de la conversion en profondeur ne sont pas modifiés. Seule la géométrie des interfaces profondes non contraintes par la sismique est modifiée afin de faire correspondre au mieux le signal modélisé et le signal de gravité observé (profil gravimétrique issu de la grille de *Sandwell and Smith [2009]*).
- 6) **Modélisation des anomalies magnétiques** : lorsque la modélisation gravimétrique est satisfaisante, la géométrie des blocs est fixée et ne sera plus modifiée. Pour la modélisation magnétique, seule la position (sur l'axe des X) des limites de blocs dans la couche 0 sera modifiée. Ces positions des limites de blocs sont calculées à partir d'un petit programme excel. Ce programme se base sur le modèle d'évolution des marge distale proposé dans le Chapitre 1. J'ai d'abord défini 3 grandes limites sur les profils sismiques dont les positions sont fixes. Ces limites correspondent à la terminaison de la croûte continentale/début ZECM, au début du domaine proto-océanique et

au début de la croûte océanique. Ces limites vont définir des segments ayant des sens d'accrétion qui peuvent être différents (dépendant du modèle d'évolution). Chaque segment total (incluant les deux parties conjuguées) se voit assigner un age de début et de fin. A partir de la distance totale (incluant les deux parties conjuguées) de chaque segment on a ainsi une vitesse d'accrétion. Le programme excel calcule ainsi la position de chaque limite de bloc (correspondant aux bornes des anomalies magnétiques positives et négatives) en fonction des vitesses de chaque segment et en prenant en considération le sens d'accrétion. Les âges de début et fin de segments sont ajustées afin d'obtenir la meilleure corrélation possible entre le signal modélisé et le signal observé (provenant de données marines acquises en même temps que les données sismiques). Il a été nécessaire de subdiviser certains segments en introduisant plus de variation de vitesses, tout en se limitant à 5 segments sur la longueur totale des profils. Les limites des segments ainsi que les vitesses tentent de correspondre au maximum à une logique d'observation.

- 7) La modélisation a été réalisée conjointement sur les deux profils. Les différents paramètres ainsi que les valeurs de vitesses pour les segments sont les mêmes pour les deux profils. On obtient les résultats suivants (planches 1, 2, Tableau 11). Ces résultats ont été comparés à ceux de la modélisation basée sur le modèle d'évolution et de vitesse de *Tikku and Cande [1999]* (planches 3, 4, Tableau 12).

Tableau 10. Paramètres pour la modélisation : densité et susceptibilité pour les différents blocs. Vitesse pour les blocs ayant servi à la migration en profondeur des interfaces.

Tableau 10. Modelisation parameters, used for both profiles : density and susceptibility for the different blocks. Velocity for blocks used in the depth migration of interfaces.

Bloc	Densité (kg/m ³) (Vitesse)	Susceptibilité
Croûte continentale sup	2700	0
Croûte continentale inf	2850	0
Serpentinite 1	2600	0
Serpentinite 2	2700	0
Serpentinite 3	2850	0
Serpentinite 4 / Sous-placage	3000	0
Couche 0	2700	+/- 0.07 SI
Croûte océanique 1	2700	+/- 0.07 SI
Croûte océanique 2	2800	0
Croûte océanique 3	2900	0
Manteau non serpentiniisé	3300	0
Sédiments U1	2300 (3800 m/sec)	0
Sédiments U2	2200-2300 (3200 m/sec)	0
Sédiments U3a	2100-2300 (3000-3200 m/sec)	0
Sédiments U3b	2100 (2000 m/sec)	0
Sédiments U4	1900 (1900 m/sec)	0

Tableau 11. Résultats obtenus pour les âges des segments et les vitesses d'accrétion après modélisation magnétique basée sur le modèle d'évolution proposé dans cette thèse.

Tableau 11. Obtained results for segments ages and spreading rates after magnetic modelisation based on the model of evolution proposed in this study.

Segment	Age début (Ma)	Age fin (Ma)	Vitesse (taux plein) (mm/an)
D1	89	71	7,8
D2	71	68,7	11,2
D3	68,7	63,6	11,8
D4	63,6	47	9,6
D5	47	-	40

Tableau 12. Paramètres utilisés pour la modélisation magnétique basée sur le modèle d'évolution et de vitesse de *Tikku and Cande* [1999].

Tableau 12. Parameters used for the magnetic modelisation based on the model of evolution and spreading rates of *Tikku and Cande* [1999].

Segment	Age début (Ma)	Age fin (Ma)	Vitesse (taux plein) (mm/an)
D1	94	68,7	10
D2	68,7	53,3	5
D3	53,3	46,3	13
D4	46,3	40,1	20
D5	40,1	-	44

Commentaires :

Les résultats obtenus montrent une bonne corrélation pour la modélisation du signal gravimétrique. Notons la nécessité d'intégrer un corps d'une densité de 3000 kg/m³ à la base des niveaux serpentinisés, en particulier à la fin du domaine proto-océanique. La croûte continentale hyper-étirée a une épaisseur entre 7 et 10 km, ce qui correspond aux valeurs proposées dans de précédentes études. Les niveaux serpentinisés (Serpentinite 1, 2 et 3) forment une couche dont l'épaisseur varie entre 2,7 et 6 km, ce qui est cohérent avec les observations sur d'autres marges. A la fin du domaine proto-océanique, sur les deux marges, on note une forte épaisseur du niveau Serpentinite 4/Sous-placage (jusqu'à 4 km d'épaisseur), menant à un socle proto-océanique d'une dizaine de km. Cette modélisation rejoint certaines observations sur la marge Est Indienne, qui observent un épaississement similaire au début de la croûte océanique [Nemcok *et al.* 2013]. La nécessité de modéliser un important corps sous-plaqué à forte densité traduit certainement la présence d'un socle hybride dans cette zone. Finalement, la croûte océanique modélisée a une épaisseur totale d'environ 7 km (épaisseur typique).

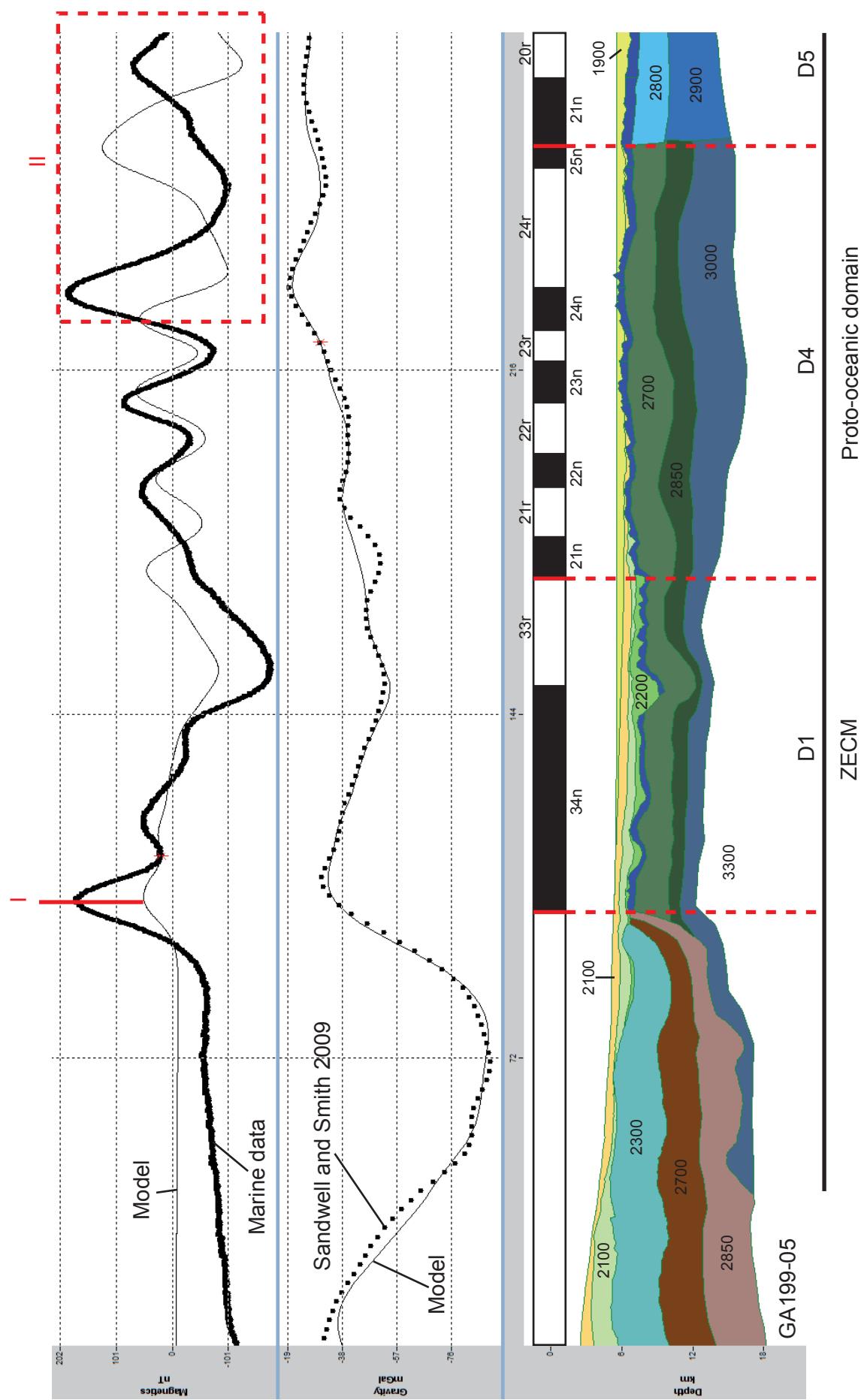
Les résultats de la modélisation magnétique montrent des valeurs de vitesses cohérentes avec une évolution distale lente, sans montrer les valeurs excessivement faibles du modèle généralement utilisé [*Tikku and Cande* 1999]. Les âges proposés supposent que la rupture de la croûte continentale avec la mise en place du premier grand système de détachement a lieu à 89 Ma. La mise en place du deuxième grand système de détachement menant au développement du domaine proto-océanique à lieu à 68,7 Ma. Finalement

la mise en place de la première croûte océanique magmatique stable à lieu à 47 Ma, valeur concordante avec celle du modèle d'évolution proposé au Chapitre 1, basée sur l'âge des plus vieux sédiments de l'unité U4 [Totterdell *et al.* 2000].

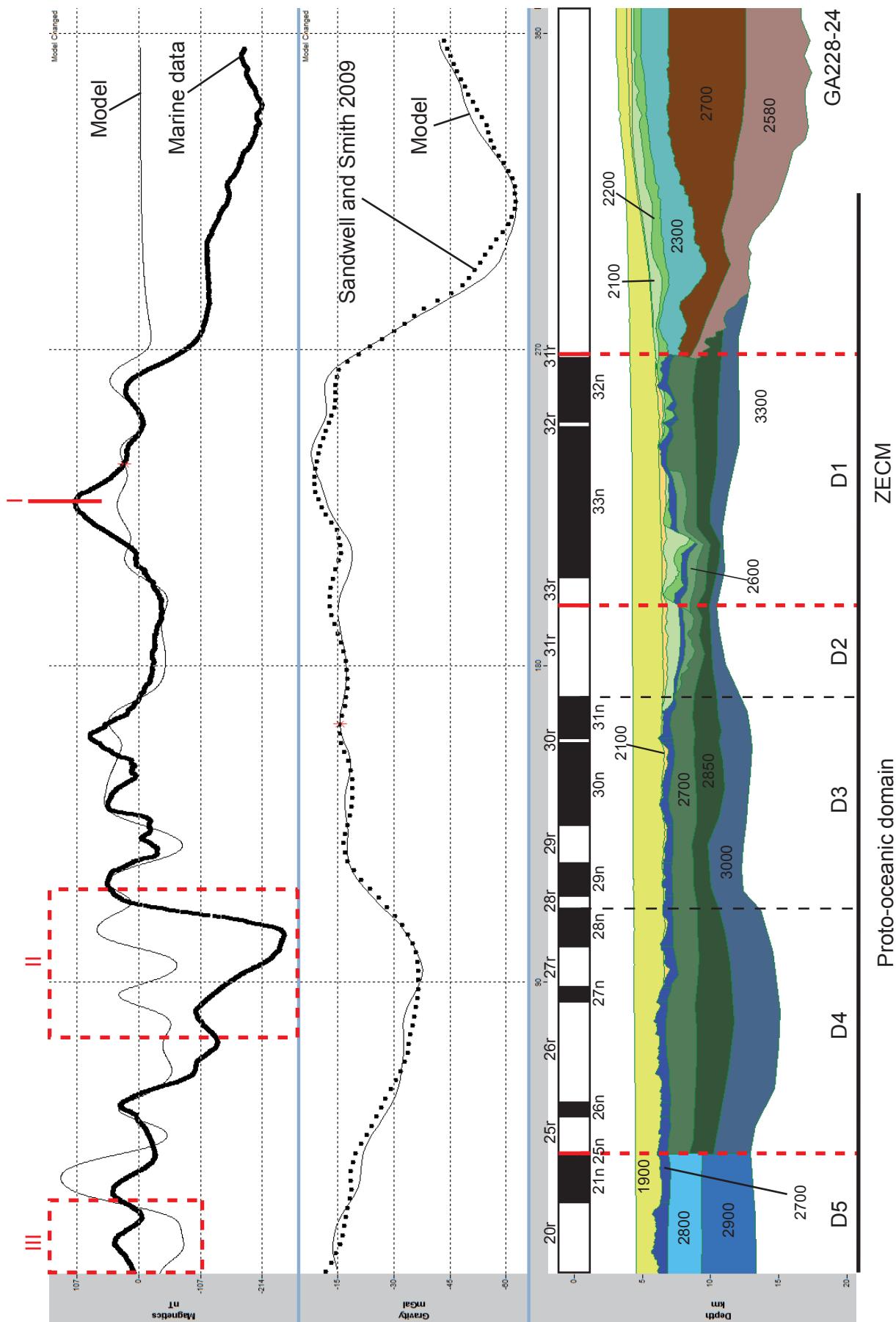
La corrélation du signal magnétique modélisé (planches 1 et 2) avec le signal observé est plutôt satisfaisante pour les segments D1, D2 et D3 sur les deux profils. On note cependant la difficulté à modéliser la forte amplitude de la première anomalie magnétique (zone I, planches 1 et 2). La forte amplitude de cette anomalie, en particulier sur la marge australienne est certainement liée à d'autres facteurs qu'une simple inversion du champ magnétique (contraste de susceptibilité magnétique plus important entre la croûte continentale et la zone de manteau exhumé ?). Quelques tests dans lesquels une susceptibilité a été attribuée aux niveaux serpentinisés (0,02 et 0,01 SI) et à la couche sous-plaquée (0,03 SI) montrent en effet une augmentation de l'amplitude de cette anomalie sur l'Australie. Le segment D4 est en partie bien modélisé sur le profil australien. Encore une fois on remarque la difficulté à modéliser la forte amplitude de l'anomalie associé au mont volcanique et à l'anomalie de gravité (début de la zone II, planche 1). Dans mon modèle j'ai gardé un schéma simple avec dans cette zone une continuité dans l'épaisseur des niveaux serpentinisés et de la couche 0. Il est cependant probable, vu le caractère volcanique de cette zone, que le socle présente une structure interne plus complexe, avec notamment une épaisseur basaltique plus importante au toit du socle. La fin du profil australien montre un mauvais calage des anomalies modélisées et observées. Il est possible qu'une meilleure corrélation soit obtenue en créant un nouveau segment dans cette zone avec une vitesse d'accrétion plus importante. Sur le profil antarctique, on note la difficulté à modéliser la forte anomalie négative présente dans la zone II (planche 2). La cause de cette amplitude négative particulièrement importante reste énigmatique. Une hypothèse à tester serait l'influence de la magnétisation du niveau sous-plaquée, dont l'épaisseur augmente dans cette zone. De la même manière que la première anomalie de forte amplitude sur le profil australien, cette forte amplitude négative pourrait être créée par un fort contraste de susceptibilité, peut-être associé à un épisode d'intrusion magmatique important (rupture lithosphérique et obtention d'un socle hybride) ? La fin du profil antarctique (zone III, planche 2) présente également un mauvais calage des anomalies magnétiques, laissant supposer la nécessité d'un nouveau segment ayant une vitesse différente.

L'application du modèle d'évolution polyphasé et hors-séquence mène donc à une modélisation magnétique plutôt satisfaisante et cohérente, même si certains ajustements sont nécessaires. Mon modèle d'évolution des domaines exhumés suggère ainsi que la plus vieille anomalie magnétique est la 34n sur la marge australienne, alors qu'elle serait la 32n sur la marge antarctique. La première anomalie magnétique océanique et conjuguée serait la 21n. Cette modélisation montre qu'il n'est pas aberrant de proposer un enregistrement asymétrique et non conjugué des anomalies magnétiques sur les marges présentant de grands domaines de manteau exhumé. La comparaison avec la modélisation basée sur un modèle d'accrétion symétrique dès la rupture continentale et utilisant le schéma de vitesses de *Tikku and Cande* [1999] montre que le modèle traditionnel ne présente pas forcément une solution plus séduisante.

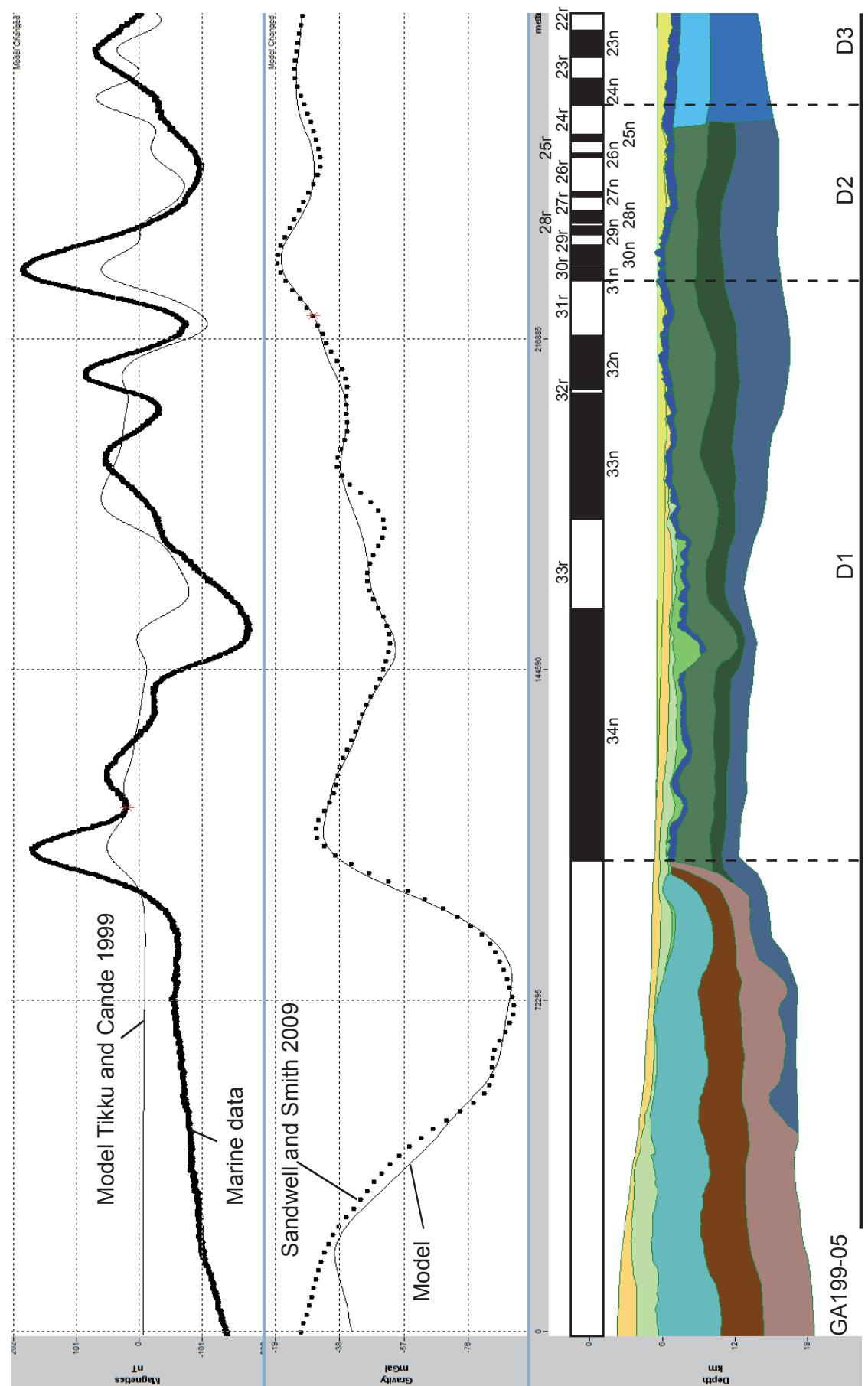
1. Modélisation ligne GA199-05 (Australie), modèle proposé dans cette thèse



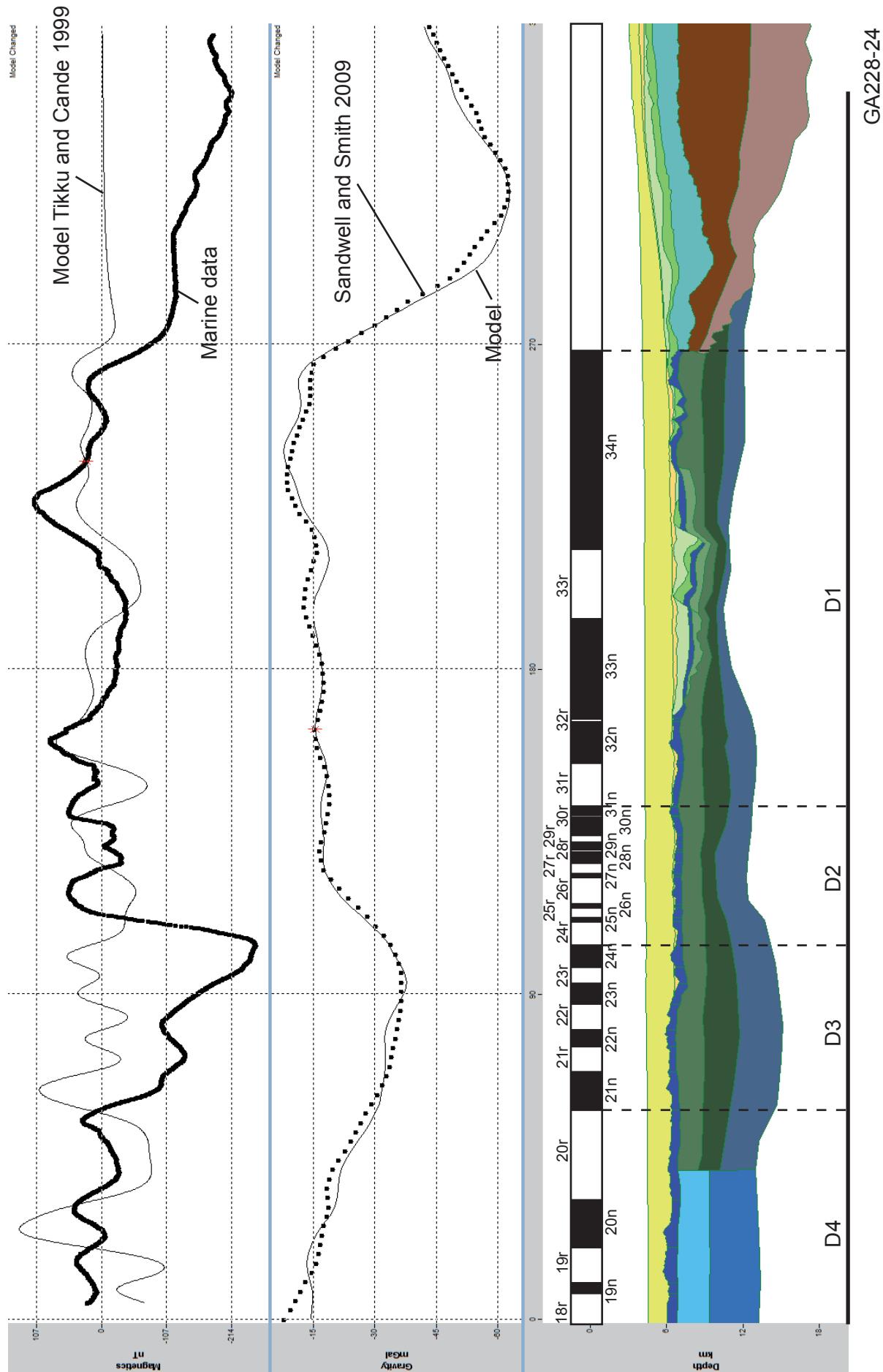
2. Modélisation ligne GA228-24 (Antarctique), modèle proposé dans cette thèse



3. Modélisation ligne GA199-05 (Australie), modèle de Tikku and Cande 1999



4. Modélisation ligne GA228-24 (Antarctique), modèle de Tikku and Cande 1999



Evolution tectono-magmatique menant à l'océanisation sur les marges passives pauvres en magma : Exemple des marges Australie-Antarctique

Résumé

Les marges continentales représentent une zone de transition complexe entre le domaine continental et le domaine océanique. Cette zone se développe en présentant une diversité de processus tectoniques et magmatiques qui en font un objet géologique largement étudié mais encore très mal compris. Dans ce cadre, cette étude se focalise sur la partie distale des marges passives dites peu-magmatiques. L'architecture crustale et l'évolution de la partie profonde de ce type de marge sont en effet encore largement débattues, la localisation précise des différentes grandes limites (terminaison de la croûte continentale, début de la croûte océanique clairement magmatique), apparaissant encore compliquée, en particulier sur les marges ne présentant pas de données géologiques directes. En prenant comme chantier principal les marges Australie-Antarctique, cette thèse montre notamment que l'enregistrement de la déformation dans les sédiments permet de mettre en évidence une évolution polyphasée des marges distales et en particulier des domaines exhumés. Cette évolution polyphasée implique le développement de multiples systèmes de détachement présentant une organisation hors-séquence et menant à une architecture finale symétrique des domaines exhumés. L'organisation spatiale et temporelle des systèmes de failles est liée à des cycles de délocalisation/relocalisation de la déformation qui apparaissent influencés par l'apport magmatique, par la présence d'un niveau de découplage représenté par le front de serpentinitisation et par la remontée asthénosphérique. L'interaction faille/magma apparaît particulièrement importante dans l'évolution des marges distales. Cette étude a permis de mieux caractériser la rupture lithosphérique, qui peut se définir comme un événement tectono-magmatique progressif durant lequel l'ancienne lithosphère continentale délamинnée par les multiples systèmes de détachement est progressivement intrudée par du matériel magmatique issu de l'asthénosphère. Il apparaît notamment que la localisation du centre d'accrétion peut se faire par développement de failles de détachement « flip-flop ».

Abstract

Rifted continental margins represent a complex transition between continental and oceanic domains. This area develops in presenting a variety of tectonic and magmatic processes that makes it a largely studied geological feature. However, it is still not well understood. In this context, this study focuses on the distal part of magma-poor rifted margins. The crustal architecture and evolution of the deepest part of these types of margins are indeed still debated. In particular, the precise location of the different main boundaries (continental crust boundary, first steady state magmatic oceanic crust) are still not well defined, mainly at rifted margins which do not display geological data sets. With the Australia-Antarctica magma-poor margins as main area, this study shows especially that the record of the deformation in sedimentary units allows highlighting a polyphase evolution of these distal margins, and particularly of the exhumed domains. This polyphase evolution implies the development of multiple detachment systems displaying an out-of-sequence organization leading to a final symmetric architecture for the exhumed domains. The spatial and temporal organization of fault systems is linked to cycles of delocalisation/re-localisation of the deformation, which appear influenced by the magmatic supply, by the presence of a decoupling layer associated to the serpentinitization front, and by the asthenospheric uplift. The fault/magma interaction appears particularly important in the evolution of distal margins. This study allowed a better characterization of the lithospheric breakup, which can be defined as a progressive tectono-magmatic event during which the old continental lithosphere, delaminated by the multiple detachment systems, is progressively intruded by magmatic material from the asthenosphere. It appears that the localisation of the spreading centre can be done with the development of “flip-flop” detachment faults.