



**HAL**  
open science

# Les rides de Barracuda et de Tiburon, à l'Est de la subduction des Petites Antilles : origine, évolution et conséquences géodynamiques

Thibaud Pichot

## ► To cite this version:

Thibaud Pichot. Les rides de Barracuda et de Tiburon, à l'Est de la subduction des Petites Antilles : origine, évolution et conséquences géodynamiques. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2012. Français. NNT : 2012BRES0039 . tel-00846889

**HAL Id: tel-00846889**

**<https://theses.hal.science/tel-00846889>**

Submitted on 22 Jul 2013

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

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

**THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE**

*sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne*

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE**

*Mention : Géosciences Marines*

**École Doctorale des Sciences de la Mer**

Présentée par

**Thibaud Pichot**

Préparée à l'IFREMER

Département Géosciences Marines

Laboratoire de Géophysique et Géodynamique

**Les rides de Barracuda  
et de Tiburon, à l'Est  
de la subduction des  
Petites Antilles :  
Origine, évolution et  
conséquences géodynamiques**

Thèse soutenue le 18 juin 2012 devant le jury composé de :

**Paul Mann**

Professeur, Univ. Houston (Etats-Unis)/Rapporteur

**Nathalie Feuillet**

Chercheur, Institut de Physique du Globe de Paris (France)/Rapporteur

**Jacques Déverchère**

Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Plouzané (France)/Examinateur

**Marc Fournier**

Chercheur, Institut des Sciences de la Terre de Paris, Univ. Paris 6 (France)/Examinateur

**Bernard Mercier de Lépinay**

Chercheur, Géosciences Azur, Univ. Nice (France)/Examinateur

Sous la direction de :

**Marc-André Gutscher**

Chercheur, Univ. Bretagne Occidentale, Plouzané (France)/Directeur de Thèse

**Martin Patriat**

Chercheur, Ifremer, Plouzané (France)/Co-Directeur de Thèse

**Walter Roest**

Chercheur, Ifremer, Plouzané (France)/Co-Directeur de Thèse



**Ifremer**





# LES RIDES DE BARRACUDA ET DE TIBURON, À L'EST DE LA SUBDUCTION DES PETITES ANTILLES: ORIGINE, ÉVOLUTION ET CONSÉQUENCES

---

Présenté par:  
Thibaud Pichot

---

Thèse soutenue le 18 juin 2012 devant le jury composé de :

Paul Mann  
Professeur, Univ. Houston (Etats-Unis)/Rapporteur

Nathalie Feuillet  
Chercheur, Institut de Physique du Globe de Paris (France)/Rapporteur

Jacques Déverchère  
Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Plouzané (France)/Examineur

Marc Fournier  
Chercheur, Institut des Sciences de la Terre de Paris, Univ. Paris 6 (France)/Examineur

Bernard Mercier de Lépinay  
Chercheur, Géosciences Azur, Univ. Nice (France)/Examineur

Sous la direction de :

Marc-André Gutscher  
Chercheur, Univ. Bretagne Occidentale, Plouzané (France)/Directeur de Thèse

Martin Patriat  
Chercheur, Ifremer, Plouzané (France)/Co-Directeur de Thèse

Walter Roest  
Chercheur, Ifremer, Plouzané (France)/Co-Directeur de Thèse



# TABLE DES MATIERES

<b>REMERCIEMENTS</b> .....	i
<b>ABSTRACT ET RESUMÉ</b> .....	iii
<b>CHAPITRE I : Introduction</b> .....	1
Abstract.....	3
I.1. Introduction générale et structure de la Thèse .....	5
I.2. Synthèse du contexte géologique de la région d'étude.....	8
I.2.1. Présentation des grandes provinces géologiques abordées dans cette étude.....	8
I.2.1.1. La marge Est de la plaque Caraïbe.....	8
I.2.1.2. Le domaine Atlantique.....	18
I.2.2. Géodynamique de l'Atlantique entre 20°N et 10°N.....	31
I.2.2.1. Les premiers stades d'ouverture de l'Atlantique Central et Equatorial.....	31
I.2.2.2. La frontière de plaques entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud.....	33
I.2.2.3. Evolution géodynamique de la marge Est de la plaque Caraïbe.....	33
<b>CHAPITRE II : Méthodologie</b> .....	41
Abstract.....	43
II.1. Les données bathymétriques .....	46
II.2. Les données sismiques.....	49
II.2.1. Dispositif d'acquisition de sismique rapide multitrace.....	49
II.2.2. Traitement des données sismiques .....	50
II.2.3. Corrélation des données sismiques avec les données de puits .....	56
II.3. Les données de gravimétrie à l'air libre .....	58
II.3.1. Fabrique tectonique de L'Atlantique entre 27°N et -5°N .....	58
II.3.2. Modélisations gravimétriques.....	60
II.4. Les données magnétiques.....	65
<b>CHAPITRE III : Stratigraphie</b> .....	69
Abstract.....	71
III.1. La plaine abyssale de Démérara.....	73
III.1.1. Description.....	73
III.1.2. Type de sédiments .....	75
III.1.2.1. Source pélagique .....	75
III.1.2.2. Source volcanique.....	76
III.1.2.3. Source terrigène .....	77
III.2. Corrélations et unités stratigraphiques .....	79
III.2.1. Unité inférieure.....	79
III.2.2. Unité intermédiaire .....	83
III.2.3. Unité supérieure .....	85
III.2.4. Géométrie et distribution spatiale des unités stratigraphiques.....	88
III.2.5. Descriptions des Dépôts de Masses Transportées (MTDs).....	95
III.2.6. La Fosse de Barracuda .....	97
III.3. Discussion .....	98
III.3.1. Paléogène, pulses de turbidites terrigènes .....	98
III.3.2. Néogène, première phase tectonique majeure.....	103
III.3.3. Quaternaire, seconde phase tectonique majeure .....	104
III.3.4. Discussion sur l'origine des Dépôts de Masses Transportées .....	104

III.3.5. Déconnection entre le Bassin de Tiburon et la Fosse de Barracuda .....	106
III.3.6. Paléogéographie de la zone d'étude.....	107
III.3.7. Chronologie de la déformation et ses conséquences .....	108
<b>CHAPITRE IV : Déformation Superficielle .....</b>	<b>109</b>
Abstract.....	111
IV.1. Déformation au Paléogène.....	113
IV.1.1. Description .....	113
IV.1.2. Interprétation.....	115
IV.2. Déformation au Néogène : liée à la mise en place de la Ride de Tiburon .....	118
IV.2.1. Description .....	120
IV.2.1.1. Intervalle inférieur .....	120
IV.2.1.2. Intervalle supérieur .....	120
IV.2.1. Interprétation.....	126
IV.3. Déformation au Quaternaire associée à la mise en place de la Ride de Barracuda.....	128
IV.3.1. Structures actives dans le Bassin de Tiburon .....	128
IV.3.1.1. Description.....	128
IV.3.1.2. Interprétation .....	139
IV.3.2. Structures actives dans la Fosse de Barracuda.....	144
IV.3.2.1. Description.....	144
IV.3.2.2. Interprétation .....	151
<b>CHAPITRE V : Structures profondes par analyse du signal gravimétrique .....</b>	<b>157</b>
Abstract.....	159
V.1. Signal gravimétrique autour de la zone de fracture de Fifteen-Twenty.....	163
V.2. Résultats de la modélisation gravimétrique .....	170
V.2.1. Test 1: Influence de la densité des sédiments sur le signal gravimétrique .....	170
V.2.2. Test 2: Influence de l'épaisseur de la croûte océanique.....	172
V.2.3. Test 3: Profondeur variable du Moho .....	174
V.2.4. Test 4: Changement de densité dans la croûte.....	176
V.2.5. Test 5: Comparaison avec le domaine africain.....	179
V. 3. Discussion .....	180
<b>CHAPITRE VI : Discussion générale .....</b>	<b>183</b>
Abstract.....	185
VI.1. Volcanisme intra-plaque.....	189
VI.2. Influence de la zone de subduction .....	192
VI.2.1. Analyse du signal gravimétrique pour d'autres zones de fracture en subduction ...	192
VI.2.2. Mise en place des rides à l'abord de la zone de subduction.....	198
VI.2.3. Présence des rides en subduction .....	199
VI.3. La frontière de plaque Nord Amérique-Sud Amérique .....	201
VI.3.1. Le point triple NAM/SAM/AF .....	203
VI.3.2. Le point triple CAR/NAM/SAM .....	206
VI.3.3. La frontière de plaque entre NAM et SAM et la notion de frontière diffuse .....	207
VI.3.3.1. La frontière de plaque entre NAM et SAM.....	207
VI.3.3.2. Notion de frontière diffuse entre NAM et SAM .....	208
VI.3.3.3. La mise en place des rides de Barracuda et de Tiburon au sein de la limite diffuse de plaque entre NAM et SAM.....	209
<b>CHAPITRE VII : Conclusions et perspectives .....</b>	<b>215</b>
Abstract.....	217
VII.1. Modèle d'évolution des rides de Barracuda et de Tiburon .....	219
VII.2. Cadre géodynamique et origines des rides de Barracuda et de Tiburon .....	220



**TABLE DE MATIERES**

---

VII.3. Conséquences de la présence des rides de Barracuda et de Tiburon sur la marge Est Caraïbe .....	221
VII.4. Perspectives .....	222
<b>REFERENCES</b> .....	225
<b>ANNEXE</b> .....	239



Je tiens à remercier tout d'abord mes encadrants et directeurs de thèse Walter Roest, Martin Patriat et Marc-André Gutcher pour la confiance qu'ils m'ont faite au cours de ces trois années et demie. J'aimerais également remercier les membres du jury, Paul Mann, Nathalie Feuillet, Marc Fournier, Bernard Mercier de Lépinay et Jacques Déverchère d'avoir accepté d'évaluer cette thèse. Merci à Graham Westbrook d'avoir eu la gentillesse de se rendre toujours disponible pour discuter et m'apporter ses précieux conseils lors de ce travail.

Merci à Walter, pour sa patience infinie et à Martin de s'être rendu disponible et pour ses conseils avisés ! Merci Daniel et Maryline de m'avoir fait « goûter » à la cinématique, ainsi qu'à Marina pour les riches discussions que nous avons eues sur la stratigraphie ; Merci aussi à Frauke pour sa bonne humeur et son coup de pouce pour décrypter les scripts de Zelt. Je suis extrêmement reconnaissant à Thierry de m'avoir fait découvrir le monde de la recherche... J'y ai pris goût et le remercie.

Je voudrais aussi remercier l'équipe Gwadaseis, Nathalie, Christine, Anne, Georges, Christian et tous les autres de m'avoir fait découvrir les joies de l'embarquement !

Un grand merci général aux amis et collègues de l'Ifremer Angélique, JB, Esther, Estelle, Seb, Nabil, Vincent, Philippe, Estelle, Benoit, Babeth, Alison, Delphine, Fanch, Marga, Andreia, Julien, Antonio, Gwen et Isa et à tous les autres qui m'ont accompagné pendant ces trois années. Mention spéciale à Aurélie et Ronan, pour les pêches aux palourdes et cette ballade mémorable à Camaret ; Sylvain et Gaëlle pour les tours dans la Rade.

Merci à Piche et Béneste pour votre aide précieuse !

Merci à toi Jo, de m'avoir fait sortir de temps en temps la tête de l'eau. Je n'ai pas été souvent là ces derniers temps...On va rattraper ça !

Enfin merci beaucoup Sara pour ta patience et ton soutien. Je ne te remercierais jamais assez !



## ABSTRACT ET RÉSUMÉ

---





## **The Barracuda Ridge and Tiburon Rise, East of the Lesser Antilles: origin, evolution and geodynamic implications.**

The Barracuda Ridge and the Tiburon Rise, two oceanic-basement ridges, lie in the western Atlantic Ocean, where oceanic lithosphere of the North American and South American plates is subducted beneath the Caribbean plate, creating the Lesser Antilles volcanic arc and the Barbados Ridge accretionary complex.

The process and the timing of the uplift leading to the present day morphologies of the Tiburon and Barracuda ridges, that seem to be key markers in the geodynamic history of the region, has remained a matter of debate for decades.

From the analysis of new multibeam and seismic reflection profiles acquired in 2007 (Antiplacrusie), together with older geophysical and geological data, we provide new information on the geological history of this area, including the timing of the formation of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise in their present-day configurations.

This work comprises, firstly, the determination of the main sequence stratigraphy in the Barracuda and Tiburon ridges area using correlations with seismic reflection and DSDP-ODP boreholes available. We show how far north the cenozoic sedimentation derived from the South America margin are recorded in the study area. We propose paleogeographic reconstructions with the main sediments fluxes deposited in the area of the Barracuda and Tiburon ridges from the Late Cretaceous to present. This study allows us to date the uplift of the ridges. Our work reveals that this uplift is recent: the Tiburon Rise was uplifted first, in the Middle-to-Late Miocene (~11-5.3 Ma), followed by the Barracuda Ridge, in the Early Pleistocene (2.3 Ma).

Secondly, we analysed the sub-surface deformation related to the uplift of these ridges. It appears that the Middle-to-Late Miocene deformation did not extent further than 50 km north of the Tiburon Rise. The southern continuation of this deformation is not well constrained by our data. It must expand south of the Tiburon Trough located directly south of the rise. The Early Pleistocene deformation phase shows evidence of transpressional features (probably right-lateral sense) between the two ridges. Local crustal thrusting is inferred by the seismic reflection data in the Barracuda Trough (located just north of the ridge). This deformation is present north of the Barracuda Ridge and has reactivated part of the Tiburon Rise. The N-S deformation zone is estimated to be around 200 km wide.

Thirdly, to understand the process involved in the uplift of the Tiburon Rise and the Barracuda Ridge we present the results of free-air gravity modelling at the crustal scale that benefits from better geological constraints (seismic reflection data of Antiplac, this study) than previous models. Even if the results are non unique, we can demonstrate that the two ridges are out of isostatic equilibrium. The strong negative gravity anomalies measured over the Barracuda Trough could be associated with serpentinized upper mantle. The abnormally positive anomalies at the Barracuda Ridge suggest that thin crust was already present at the formation of this portion of lithosphere. It is possible that the Barracuda Ridge uplifted preferentially where the oceanic crust had a lower strength, i.e. where the thickness of the crust was thinner initially.

In the discussion, we review the possible causes of the formation of the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise. Neither a volcanic origin nor the influence of the subduction zone can explain all bathymetric, gravimetric and magnetic signals as those that we observe related to these ridges.

On the other hand, both the location of the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise and the timing of the uplift fit well with recent global plate kinematic models describing the movements of North America relative to South America along a diffuse plate boundary.

Finally, the assumption in the kinematic models of absolute rigid plates is probably not valid in this complicated North America-South America plate boundary zone, where it is likely that there are small plate fragments accommodating the changing magnitude and direction of motion along the plate boundary zone. This plate boundary zone, therefore must most certainly be heterogeneous in nature, exploiting weaknesses in the lithosphere provided by fracture zones where mechanically advantageous, but forming new boundary segments elsewhere, to transfer motion between reactivated segments of the fracture zones.

Future work will have to include the detailed interpretation of the weak sea floor spreading magnetic anomalies in this area, against the back drop of the tectonic map that was constructed during this thesis work, and based on the latest satellite gravity maps. The combined interpretation of these data sets will most certainly allow a better understanding of the plate tectonic history, and the evolution of the North America – South America plate boundary zone.

## **Les rides de Barracuda et de Tiburon, à l'Est de la subduction des Petites Antilles : origine, évolution et conséquences géodynamiques**

Les rides de Barracuda et de Tiburon sont deux reliefs sous-marins situés dans la partie ouest de l'océan Atlantique, là où la lithosphère océanique des plaques Amérique du Nord (NAM) et Amérique du Sud (SAM) est entraînée par subduction sous la plaque Caraïbe, formant l'arc volcanique des Petites Antilles et le prisme d'accrétion de Barbade. Le processus et la période de soulèvement conduisant au relief actuel de ces rides (qui semblent être un marqueur important dans l'histoire géodynamique de la région) sont sujets à débat depuis des décennies.

L'acquisition en 2007 de données de sismique réflexion et de bathymétrie multifaisceaux à travers les rides de Barracuda et de Tiburon (campagne Antiplac) nous ont fourni de nouvelles informations sur l'histoire géologique de cette région, depuis la mise en place de ces rides jusqu'à leur configuration actuelle.

Dans un premier temps, en corrélant les données de forages DSDP-ODP et les profils sismiques, la couverture sédimentaire dans la région des rides de Barracuda et de Tiburon a été divisée en trois unités stratigraphiques principales. Ceci nous a permis de comprendre comment une partie de la sédimentation cénozoïque provenant du continent sud américain était enregistrée dans la zone d'étude. Des reconstructions paléogéographiques incluant les flux sédimentaires majeurs, depuis le Crétacé jusqu'à l'Actuel, illustrent ces résultats. Ce travail nous a permis de dater les périodes de soulèvements des rides. La Ride de Tiburon s'est mise en place la première, au Miocène Moyen à Supérieur (~ 11-5,3 Ma), suivie par la Ride de Barracuda au début du Pléistocène (~ 2,3 Ma).

Dans un deuxième temps, nous avons analysé la déformation liée à la surrection successive de ces rides dans la couverture sédimentaire. Il en découle qu'au-delà de 50 km au Nord de la Ride de Tiburon, la phase tectonique au Miocène Moyen à Supérieur n'a plus d'effet notable dans l'enregistrement sédimentaire. Sa continuation vers le Sud n'est pas bien contrainte par nos données. Elle se propagerait au Sud de la Fosse de Tiburon (située au Sud de la ride de Tiburon). Au Pléistocène Inférieur les bassins sédimentaires situés entre la Ride de Barracuda présentent des évidences de déformation transpressive dextre. Les données sismiques semblent indiquer la présence d'un chevauchement crustal local dans la Fosse de Barracuda (située au juste Nord de la Ride de Barracuda). Cette déformation est présente au Nord de la Ride de Barracuda, réactivant une partie de la ride de Tiburon, couvrant ainsi une zone d'environ 200 km de large.

Dans un troisième temps, pour comprendre le processus géologique responsable de la surrection des rides de Barracuda et de Tiburon, il a fallu s'intéresser à leur géométrie en profondeur. Nous présentons les résultats des modélisations à l'échelle crustale basées sur les données d'anomalies gravimétriques à l'air libre qui ont bénéficiées de meilleures contraintes géologiques (données sismiques Antiplac) par rapport aux modélisations réalisées par le passé. Bien que ce type d'approche ne puisse conduire à un résultat unique, nous pouvons d'ores et déjà confirmer que ces rides ne sont pas en équilibre isostatique. Les fortes anomalies négatives sous la Fosse de Barracuda sont vraisemblablement dues à la présence de manteau supérieur serpentinisé. Les anomalies positives mesurées au niveau de la Ride de Barracuda suggèrent qu'une épaisseur crustale anormalement mince était déjà présente depuis la formation de cette partie de lithosphère. La Ride de Barracuda se serait soulevée préférentiellement là où la croûte océanique présentait une résistance mécanique plus faible, autrement dit, là où la croûte était

initialement plus fine.

En discussion, nous avons recherché les causes possibles impliquées dans la formation des rides de Barracuda et de Tiburon. Ni le volcanisme, ni la zone de subduction ne peuvent expliquer de telles signatures bathymétriques, gravimétriques et magnétiques associées à ces rides. A la fois, leur localisation et leur période de soulèvement coïncident avec les modèles cinématiques récents décrivant les mouvements relatifs entre les plaques nord américaine et sud américaine le long de la limite de plaque diffuse.

Enfin, l'hypothèse de base utilisée dans les reconstructions cinématiques selon laquelle les plaques sont rigides et leurs limites étroites, n'est probablement pas applicable pour cet exemple. Cette frontière de plaque est nécessairement hétérogène exploitant des zones de faiblesses dans la lithosphère qu'offrent les zones de fracture. Au sein de cette limite de plaque diffuse, la lithosphère serait donc fragmentée. Dans cette zone diffuse de limite de plaque, la déformation constatée dans la région entre la Ride de Barracuda et la Ride de Tiburon serait ainsi représentative des mouvements entre ces fragments lithosphériques détachés récemment de l'une des deux plaques majeures (NAM et SAM).

Les travaux futurs devront inclure l'interprétation détaillée des faibles anomalies magnétiques du plancher océanique dans cette région de l'Atlantique, en combinaison avec la carte tectonique qui a été construite au cours de ce travail de thèse, et qui est, quand à elle, basée sur les dernières cartes gravimétriques satellitaires publiées. L'interprétation combinée de ces données devra très certainement permettre une meilleure compréhension de l'évolution tectonique de cette limite de plaque diffuse entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud.



<b>CHAPITRE I : Introduction</b> .....	1
Abstract.....	3
I.1. Introduction générale et structure de la Thèse .....	5
I.2. Synthèse du contexte géologique de la région d'étude.....	8
I.2.1. Présentation des grandes provinces géologiques abordées dans cette étude.....	8
I.2.1.1. La marge Est de la plaque Caraïbe.....	8
I.2.1.2. Le domaine Atlantique.....	18
I.2.2. Géodynamique de l'Atlantique entre 20°N et 10°N.....	31
I.2.2.1. Les premiers stades d'ouverture de l'Atlantique Central et Equatorial.....	31
I.2.2.2. La frontière de plaques entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud.....	33
I.2.2.3. Evolution géodynamique de la marge Est de la plaque Caraïbe.....	33



## Abstract

The Atlantic ocean floor at the front of the subduction zone of the Lesser Antilles, which defines the eastern margin of the Caribbean plate (CAR), is characterized by high relief, the principal features being the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise (Fig. I.1). These two major oceanic basement ridges both have a strong bathymetric and gravimetric signal that contrast with the surrounding abyssal plain (Fig. I.1 and Fig. I.2).

The Barracuda Ridge and Tiburon Rise are thought to find their very initial origin in troughs and asymmetrical flanking ridges generated at the Mid-Atlantic Ridge (MAR) along transform faults (Westbrook et al., 1984). However, the origin and evolution of these ridges remain poorly understood. The process and the timing of the uplift leading to the present day morphologies of the Tiburon and Barracuda ridges has remained a matter of debate for decades, with different models proposed (Paitson et al., 1964; Birch, 1970; Roest and Collette 1986; Dolan et al., 1990; Zinkevich and Magakyan, 1990; Müller and Smith 1993; Fig. I.16 to Fig. I.20).

From a geodynamic point of view, the active margin at the eastern boundary of the CAR plate is characterized by the westward dipping subduction of the North American (NAM) and South American (SAM) plates below the CAR plate (Fig. I.1). Oceanward of this margin, the seismicity and volcanic activity are too weak to identify the plate boundary zone (PBZ) between NAM and SAM (Fig. I.3). GPS studies and recent global plate kinematic models (DeMets et al., 1990, DeMets et al., 1994, Gordon et al., 1998, Müller et al., 1999; Argus et al., 2010, DeMets et al. 2010) do not agree on the position of the rotation pole describing the relative motion between these two plates (Fig. I.30). The main difficulty is that the relative motion is slow and that the rotation pole is located close or inside of the PBZ. Therefore, the NAM-SAM plate boundary remains poorly characterized.

Since the early stage of the eastward migration of the CAR plate, the NAM-SAM PBZ has been subducting beneath the Eastern Caribbean margin (Fig. I.32 and Fig. I.33B). The Barracuda Ridge and the Tiburon Rise are suspected to have had effects on the structure of this active margin: the westward migration of the volcanic arc during the Oligocene (Bouysse and Guennoc, 1983), an increase of seismic activity between 16.5°N and 18°N (Fig. I.3) (Dorel, 1981, McCann and al., 1982, McCann and Sykes, 1986; Bernard and Lambert, 1988; Girardin et al., 1991), the Plio-Quaternary phase of uplift of the islands of Désirade, Marie-Galante, Grande-Terre of Guadeloupe, Barbuda (Bouysse and Garrabé 1984, Westbrook and McCann, 1986; McCann and Sykes, 1986), the morphology of the Barbados accretionary wedge (Westbrook, 1982). Therefore, knowledge of their geometry and understanding their formation are crucial to better understanding the regional tectonics.

This work focuses on the Barracuda Ridge and Tiburon Rise that seem to be key markers in the geodynamic history of the region. This work attempts to answer the following questions:

- Since when do the structural highs associated with Barracuda Ridge and Tiburon Rise exist?
- What geological process could explain the uplift of these ridges?
- What information do they provide on the geodynamic history in this region?

To understand the objectives of this work, it is necessary to briefly present the state of knowledge about the eastern margin of the Caribbean plate and the adjacent Atlantic area and to identify unanswered questions (Chapter I.2).

Geophysical data (seismic reflection and bathymetry) were acquired in January 2007 to east of the coast of Martinique and Guadeloupe by the French Research Institute for the Exploitation of the Sea (Ifremer). This data set offers the opportunity to resolve some of the uncertainties in the history of the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise.

These data will be described in the next chapter (Chapter II). A detailed stratigraphic analysis of the sedimentary cover between these ridges will be presented in chapter III. This chapter aims to better understand the origin of the sediments and provides information about the timing of uplift of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise. An analysis of the deformation in the sedimentary cover will be described in Chapter IV using seismic reflection profiles available. Crustal-scale models were constructed based on gravity data, in order to understand what could be the causes of the mass anomalies beneath these ridges (Chapter V). Furthermore, we review the possible geological processes that may have led to the formation of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise and the impact they may have had on the subduction zone and the information that they provide on the plate motions within the NAM-SAM PBZ (Chapter VI). Finally in Chapter VII, on the basis of these results, the evolution of Barracuda Ridge and Tiburon Rise is discussed from their initial formation until today will be outlined in chapter VII, by integrating their history into the geodynamic record of the Equatorial Atlantic.

## I.1. Introduction générale et structure de la Thèse

Le plancher océanique atlantique au front de la zone de subduction des Petites Antilles, qui définit la marge Est de la plaque Caraïbe (CAR), présente des forts reliefs, les principaux étant les rides de Barracuda et de Tiburon. Ces deux édifices sous marins, parmi les plus remarquables de l'Atlantique (entre 20°N et 10°N), possèdent tous les deux un signal bathymétrique et gravimétrique important qui contraste avec le reste de la plaine abyssale qui les entoure (Fig. I.1). L'origine et l'évolution de ces rides demeurent mal connues. D'un point de vue géodynamique, cette marge active se caractérise par le passage en subduction vers l'Ouest des plaques Amérique du Nord (NAM) et Amérique du Sud (SAM). A l'Est de la marge la sismicité et l'activité volcanique sont trop faibles pour permettre d'identifier la frontière qui sépare les plaques NAM et SAM. Les études GPS et les modèles cinématiques globaux récents (DeMets et al., 1990 ; DeMets et al., 1994 ; Gordon et al., 1998 ; Müller et al., 1999 ; Argus et al., 2010 ; DeMets et al., 2010) ne s'accordent pas sur la position du pôle de rotation décrivant les mouvements relatifs entre ces deux plaques. La principale difficulté vient du fait que les mouvements relatifs sont faibles et que le pôle de rotation est situé à l'intérieur ou proche de la zone de frontière des plaques. Par conséquent, la limite de plaque NAM-SAM reste mal caractérisée.

Depuis la migration de la plaque CAR vers l'Est, la frontière entre les plaques NAM-SAM passe en subduction sous la marge Est caraïbe. Les rides de Barracuda et de Tiburon sont souvent suspectées avoir joué un rôle dans la structuration de la marge : la migration vers l'Ouest de l'arc volcanique au cours de l'Oligocène, activité sismique plus intense entre 16,5°N et 18°N, le soulèvement des îles de la Désirade, Marie-Galante, la Grande-Terre de Guadeloupe et Barbuda, et la structuration du prisme d'accrétion de la Barbade. Ainsi, connaître leur géométrie et comprendre leur évolution dans le temps se révèlent être déterminant pour mieux cerner l'impact de ces rides sur la structuration de la marge.

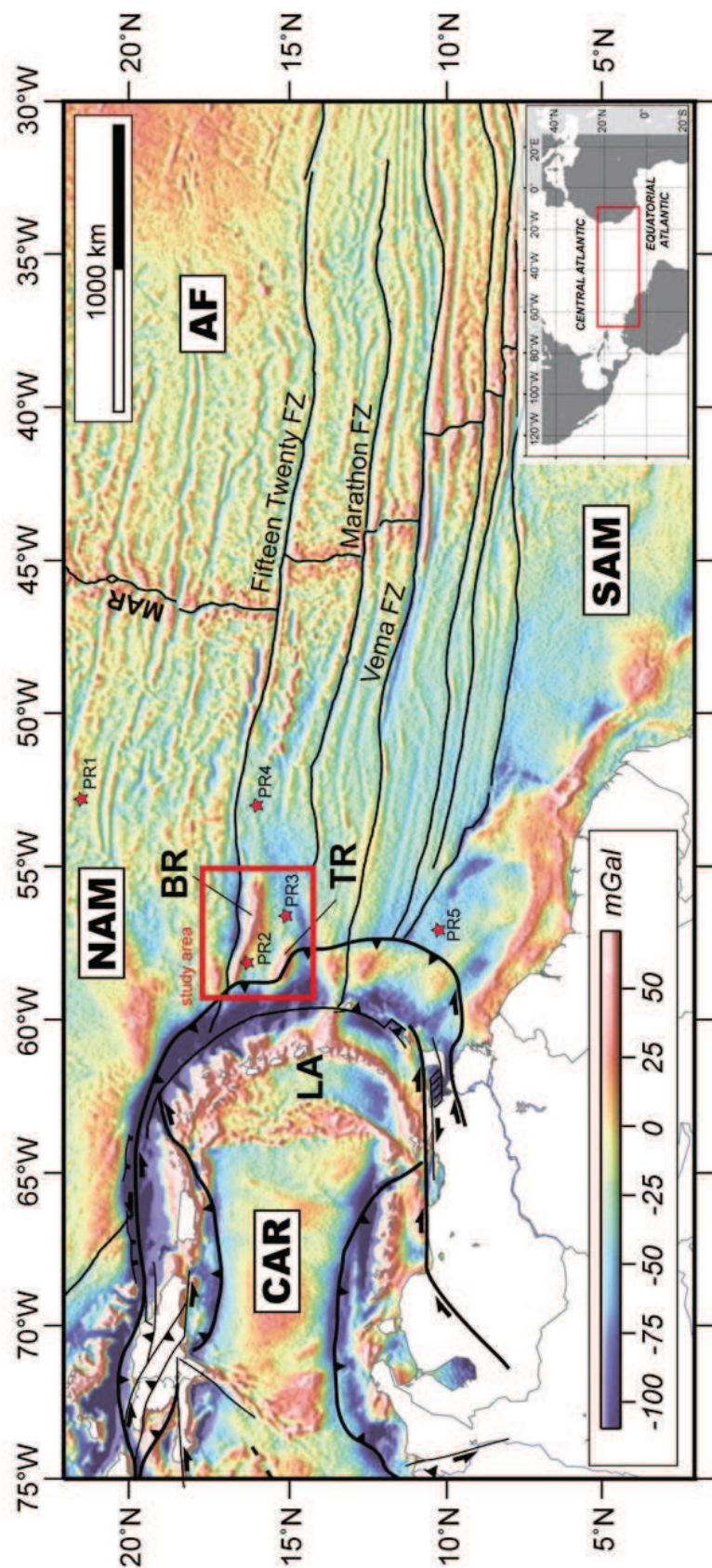
C'est pourquoi ce travail se focalise sur les rides de Barracuda et de Tiburon. Découvertes au cours des premières reconnaissances océanographiques dans les années 1960, ces rides n'ont fait l'objet que de peu d'études. Elles semblent pourtant être un marqueur clef dans l'histoire géodynamique de la région. Ce travail tente de répondre aux questions suivantes:

- Depuis quand les reliefs associés aux rides de Barracuda et de Tiburon existent?
- Quel mécanisme géologique pourrait expliquer la mise en place de ces rides?
- Quels renseignements ces rides donnent-elles sur le contexte géodynamique passé dans cette région ?

Afin de bien comprendre les enjeux de ce travail, il est nécessaire de présenter succinctement l'état des connaissances de la région d'étude et d'en dégager les questions restant sans réponse. Tout d'abord, nous passerons en revue les grandes provinces géologiques qui composent la marge Est de la plaque CAR incluant le domaine Atlantique. Puis nous rappellerons les grands traits de l'évolution géodynamique de la plaque CAR et de l'Atlantique Central et Equatorial. Nous ferons une synthèse des modèles existants qui ont tenté d'expliquer la formation des rides de Barracuda et de Tiburon, tout en soulevant les limites de ces modèles (Chapitre I.2). Des données géophysiques (sismiques et bathymétriques) ont été acquises en Janvier 2007 par l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Ifremer) au large de la Martinique



et de la Guadeloupe. Ce nouveau jeu de données offre la possibilité de lever certaines incertitudes quant à l'histoire de ces rides. La description de ces données sera faite au chapitre suivant (Chapitre II). Une grande partie de ce travail portera donc sur l'interprétation de ces données. Une analyse stratigraphique détaillée de l'enregistrement sédimentaire entre ces rides sera faite au chapitre III. Ce chapitre vise à mieux à comprendre l'origine de ces sédiments et les renseignements qu'ils peuvent nous donner sur la formation des rides de Barracuda et de Tiburon. Les périodes clefs dans l'évolution géologique de ces rides ont été datées et leur histoire, replacée, dans un contexte plus régional en utilisant les données de forage DSDP (Deep Sea Drilling Project) et ODP (Ocean Drilling Program) existantes dans la zone d'étude. Ces données nous ont aussi permis de décrire le style tectonique dans lequel ces rides se sont mises en place. Une analyse de la déformation dans la couverture sédimentaire sera entreprise au Chapitre IV. Parce que de fortes anomalies gravimétriques sont associées à ces rides, des modèles à l'échelle crustale ont été réalisés pour comprendre quelles pouvaient être les causes de telles anomalies de masse sous ces rides (le Chapitre V). Enfin, dans le Chapitre VI nous passerons en revue les causes possibles de la formation des rides de Barracuda et de Tiburon et les conséquences qu'elles peuvent avoir dans un contexte de zone de subduction et les renseignements qu'elles donnent sur le comportement de la frontière entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud. A partir de ces résultats, nous éluciderons les grandes lignes de l'évolution de ces rides depuis leur formation jusqu'à aujourd'hui en les intégrant dans l'histoire géodynamique de l'Atlantique Equatorial (Chapitre VII).



**Figure I.1.** Carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009) de l'Atlantique entre 22°N et 2°N. Cette portion de l'Atlantique, à la jonction entre l'Atlantique Central et Equatorial (carte en bas à droite de la figure), appartient aux plaques Nord Amérique (NAM), Sud Amérique (SAM), Afrique (AF) et Caraïbe (CAR). Son extrémité occidentale disparaît sous la plaque CAR. Un réseau dense de zones de fracture parcourt cette portion de l'Atlantique ; LA, Petites Antilles ; TR, Ride de Tiburon ; BR, Ride de Barracuda. Etoiles rouges, PR1, PR2, PR3, PR4 et PR5, pôles de rotation de NAM par rapport à SAM (d'après Gordon, 1998 ; DeMets et al., 1994 ; Müller et al., 1999 ; Roest et Collette, 1986 ; DeMets et al., 2010, respectivement). FZ, zone de fracture. Structures tectoniques de la marge Est de la plaque Caraïbe d'après Pindell et Kennan (2009).

**Figure I.1.** Free air gravity anomaly map (Sandwell and Smith, 2009) of the Atlantic Ocean between 22°N and 2°N, at the junction between Central Atlantic and Equatorial Atlantic (inset box at the right border). This area lies within the North-America (NAM), South-America (SAM), Africa (AF) and Caribbean (CAR) plates. Its western limit disappears beneath the Lesser Antilles subduction zone (Eastern margin of CAR). The area is characterized by a dense fracture zone network (black curves). Caribbean structural geology after Pindell and Kennan (2009). Red stars labelled PR1, PR2, PR3, PR4 et PR5, NAM rotation poles relative to SAM (after Gordon, 1998; DeMets et al., 1990; Müller et al., 1999; Roest et Collette, 1986; DeMets et al., 2010, respectively).

## I.2. Synthèse du contexte géologique de la région d'étude

### I.2.1. Présentation des grandes provinces géologiques abordées dans cette étude

Ce travail vise à mieux comprendre l'origine et l'évolution des rides de Barracuda et de Tiburon, deux reliefs sous marins parmi les plus imposants de l'Atlantique (entre 20°N et 10°N). Nous verrons comment ces deux rides s'intègrent dans un contexte géodynamique complexe. Il est donc nécessaire de s'intéresser aux principales provinces géologiques qui les entourent. Une synthèse bibliographique portant sur la marge Est caraïbe et le domaine atlantique sera présentée dans ce chapitre. Nous commencerons par la marge Est caraïbe puis poursuivrons par le domaine atlantique. Nous retracerons l'évolution géodynamique de ces provinces.

#### I.2.1.1. La marge Est de la plaque Caraïbe

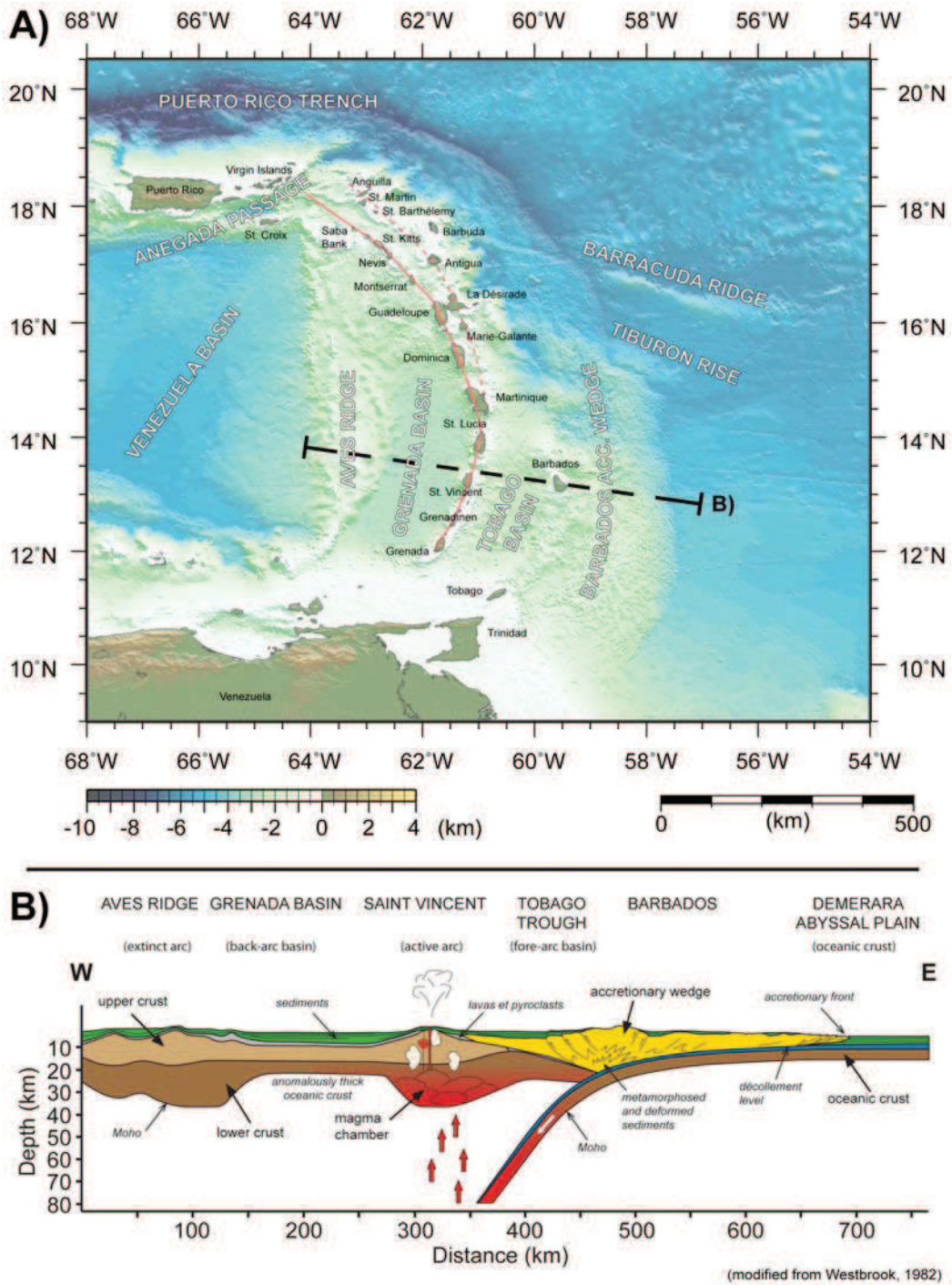
##### I.2.1.1.1. La Ride d'Aves et le Bassin de Grenade

La Ride d'Aves est située à l'Est de l'arc volcanique des Petites Antilles (Fig. I.2). Elle s'étend sur ~600 km avec une orientation Nord-Sud depuis le passage d'Anegada au Nord jusqu'à la marge Nord du Venezuela. Son relief est compris entre -2000 m et 4 m, l'altitude de l'île d'Aves. La Ride d'Aves correspond à la trace d'un arc volcanique rémanent (Fig. I.2B), actif au Crétacé Inférieur et au Paléocène (Pinet et al., 1985). Le Bassin de Grenade est compris entre la Ride d'Aves, à l'Ouest, et l'arc volcanique des Petites Antilles, à l'Est (Fig. I.2B). Il est particulièrement bien développé au Sud localisant un dépôt centre accueillant 8 km de sédiments (Aitken et al., 2010). Au niveau de la Dominique et vers le Nord, sa structure devient hétérogène et la morphologie de bassin se perd de plus en plus pour disparaître complètement vers Montserrat et Nevis. La terminaison Nord de la Ride d'Aves correspond au banc de Saba (*Saba Bank*). Le Bassin de Grenade est communément interprété comme un bassin d'arrière arc (Pinet et al., 1985; Bouysse, 1988; Pindell et Barrett, 1990). Cependant, la structure du socle en demi-graben entre les bassins de Grenade et de Tobago (situé à l'Est de l'arc volcanique des Petites Antilles) et le faciès sismique similaire à la base de la couverture sédimentaire dans ces deux bassins, laissent Aitken et al. (2010) proposer un modèle différent. Selon ces auteurs, ces deux bassins formaient un seul et même bassin en position d'avant arc puis furent individualisés par un saut de la zone de subduction depuis la Ride d'Aves jusqu'à l'actuel arc des Petites Antilles au Miocène Inférieur à Moyen.

##### I.2.1.1.2. L'arc volcanique des Petites Antilles

L'arc volcanique des Petites Antilles se compose d'une chaîne d'une vingtaine d'îles volcaniques se répartissant sur 850 km avec un rayon de courbure de 450 km (Fig. I.2). Cet archipel s'étend du Nord au Sud, depuis le passage d'Anegada à la frontière avec la terminaison Est des Grandes Antilles (plateforme de Puerto Rico et Iles Vierges) jusqu'à la marge Nord du Venezuela (l'île de Grenade). Les îles ayant la plus grande superficie (supérieure à 750 km<sup>2</sup>) sont situées au centre de l'arc, ce sont la Basse-Terre de Guadeloupe, la Dominique et la Martinique.





**Figure I.2.** A) Carte bathymétrique (Smith et Sandwell, 1997) de la marge Est de la plaque Caraïbe représentant les principales îles et provinces géologiques. L'arc volcanique récent est représenté en trait rouge et l'arc ancien, en pointillés rouge. Le front du prisme d'accrétion de la Barbade est indiqué en trait noir et triangles (voir texte pour discussion). B) Coupe interprétative de la marge Est Caraïbe à 13,50°N basée d'après des modélisations gravimétriques et des données de sismique réfraction et réflexion (modifiée d'après Westbrook, 1982).

**Figure I.2.** A) Bathymetric map (Smith et Sandwell, 1997) of the eastern margin of the Caribbean plate showing the main islands and geologic provinces. The recent volcanic arc is represented with a red curve and the old volcanic arc with a red dashed line. The frontal part of the accretionary prism is indicated with a black curve with triangles (cf. manuscript for further reading). B) Cross section of the eastern Caribbean margin at 13.50°N based upon gravity modeling, seismic refraction and reflection data (modified from Westbrook, 1982)

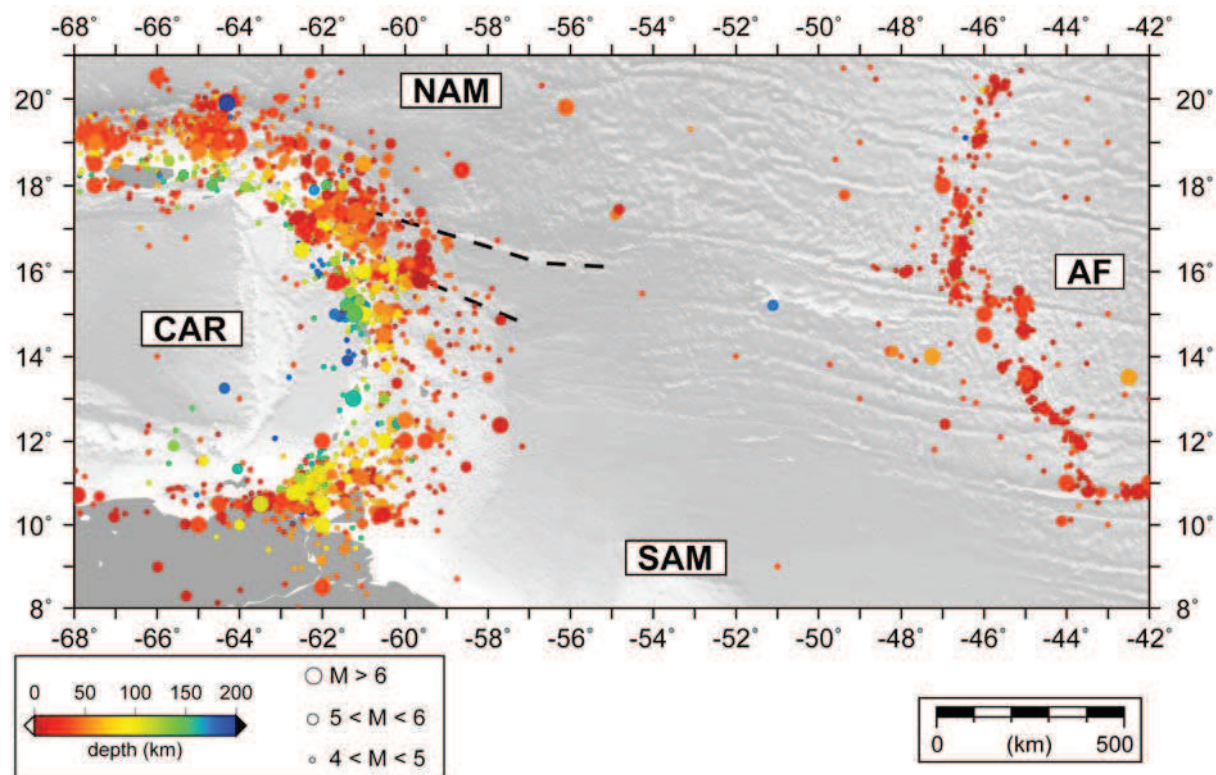
L'arc volcanique est divisé en deux axes volcaniques cénozoïques : un arc externe (ou arc ancien) et un arc interne (ou arc récent) distants de 50 km environ laissant place à la formation d'une gouttière sédimentaire appelée la Dépression Kallinago. Ces deux arcs volcaniques se rejoignent au Sud de la Guadeloupe (Fig. I.2A). Au Sud de cette île, ces deux arcs sont confondus et forment une seule rangée d'îles (arc récent), du Nord au Sud : Dominique, Martinique, Saint Lucie, Saint Vincent, l'archipel des Grenadines et Grenade. L'activité volcanique de l'arc externe s'étend depuis l'Eocène Inférieur jusqu'au milieu de l'Oligocène (Bouysse et al., 1990). Du Nord au Sud, il est constitué des îles d'Anguilla, Dog, Saint Martin, Saint Barthélémy, Barbuda, Antigua, la Grande-Terre de la Guadeloupe et de Marie-Galante (Fig. I.2A).

A cause de l'absence d'activité volcanique néogène et de l'important développement de formations calcaire d'âge Eocène Moyen à Pléistocène sur ce socle volcanique, ces îles caractérisées par des reliefs très atténués sont appelées les Antilles Calcaires (*Limestone Caribbees*). L'île de la Désirade fait figure d'anomalie dans cette vision simplifiée de l'histoire de l'arc volcanique car elle est constituée d'un socle Mésozoïque. La branche Ouest, appelée l'arc interne est toujours active actuellement. Elle s'est mise en place au Miocène Moyen à Supérieur (Bouysse et Westercamp, 1990) et comprend du Nord au Sud, les îles de Saba, Saint Eustatius, Saint Kitts, Nevis, Redonda, Montserrat, la Basse-Terre de la Guadeloupe, les Saintes et la Dominique (Fig. I.2A).

L'arc externe a fonctionné de l'Eocène au début du Miocène, et l'arc interne de la fin du Miocène jusqu'à l'Actuel. A partir du Miocène Supérieur, la ligne volcanique s'est déplacée vers l'Ouest jusqu'à son emplacement actuel. Mais l'origine de cette migration vers l'Ouest de la partie Nord de l'arc volcanique reste mal connue. Le passage en subduction d'une ride océanique compensée isostatiquement (McCann et Sykes, 1984 ; Bouysse et Westercamp, 1990), ou bien l'arrivée de l'extrémité occidentale de la Ride de Barracuda (Bouysse et Guennoc, 1983) ont été proposés comme étant à l'origine de cette migration.

L'enregistrement de l'activité sismique (depuis 1976) de l'arc des Petites Antilles est relativement faible par rapport à d'autres zones de subduction. Par le passé, des séismes destructeurs ont pourtant été ressentis proche de la Guadeloupe (1690, 1843, 1851, 1897) et de la Martinique (1702, 1839) (Ruiz et al., 2011). Cependant, à la fois les registres historiques et les enregistrements actuels de la sismicité montrent une activité plus intense dans la partie Nord de l'arc (depuis 14°N) qu'au Sud (Fig. I.3). De nombreux auteurs relient la présence d'un essaim de sismicité entre 16,5°N et 18°N (dont les séismes de 1843, Ms = 7,5-8 ; 1967, Ms = 6,3 ; 1969, Ms = 6,0 et 7,5 ; 1974, Ms = 7,4 ; 1976, Ms = 6,2 ; Bernard et Lambert, 1988) avec le prolongement des rides de Barracuda et de Tiburon sous l'arc (Dorel, 1981 ; McCann et al., 1982 ; McCann et Sykes, 1986 ; Bernard et Lambert, 1988 ; Girardin et al., 1991) (Fig. I.3).

Les données de gravimétrie et de sismique réflexion, permettent de suivre la continuité des rides de Barracuda et de Tiburon dans l'avant arc sous les îles de Barbuda et de la Désirade. Les fortes valeurs positives de gravimétrie à l'air libre à l'aplomb de ces îles (250 mGal, comparé à l'anomalie dans le reste de l'arc de l'ordre de 150mGal) indiquent que leur topographie n'est pas compensée (Westbrook et McCann, 1986 ; Maury et al., 1990). Ces rides pourraient être responsables du soulèvement Plio-Quaternaire des îles de la Désirade, Marie-Galante, la Grande-Terre de la Guadeloupe, Barbuda, situées sur l'avant arc (Bouysse et Garrabé, 1984 ; Westbrook et McCann, 1986 ; McCann et Sykes, 1986).

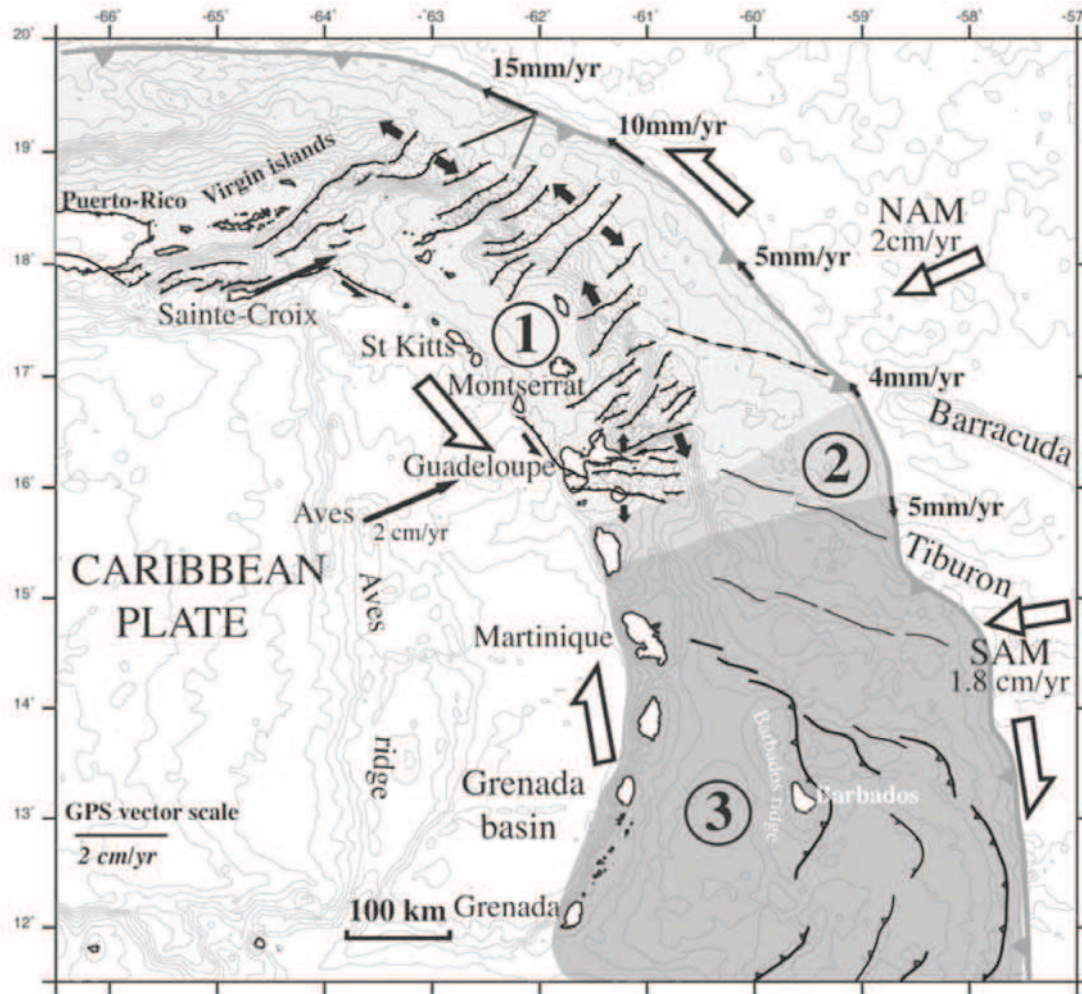


**Figure I.3.** Sismicité entre la dorsale médio-atlantique et la zone de subduction des Petites Antilles (catalogue ISC) sur fond bathymétrique (Smith et Sandwell, 1997). Les axes des rides de Barracuda et de Tiburon respectivement au Nord et au Sud sont indiqués en traits pointillés noirs. L'enregistrement de l'activité sismique est plus intense dans la moitié Nord de l'arc qu'au Sud.

**Figure I.3.** Seismicity between the mid-atlantic ridge and the Lesser Antilles subduction zone (ISC catalogue) showing higher seismic activity in the half northern part. Bathymetry from Smith et Sandwell (1997). Axes of the Barracuda and Tiburon ridges are indicated with dotted black curves.

Feuillet et al. (2002) montrent que le compartiment nord-est de la marge Est caraïbe est le siège de mouvements extensifs parallèles à la fosse de subduction (Fig. I.4) capables de générer d'importants séismes, comme aux Saintes en 2004 ( $M = 6,3$ ) (Bazin et al., 2010). La déformation décrochante (transtensive) à l'échelle régionale se manifeste au niveau de la Guadeloupe et des Saintes par des failles normales qui recoupent les plateformes carbonatées et les édifices volcaniques. Au Sud de la Martinique, ce système extensif n'est pas présent. Pour ces auteurs, le contraste existant entre le Nord et le Sud de l'arc distingue cette région des autres zones de subduction où un système extensif s'organise parallèlement à l'ensemble de l'arc comme aux Mariannes (Stern et Smoot, 1998). Selon Feuillet et al. (2002), cette différence viendrait de la courbure de l'arc et de l'orientation relative de celui-ci par rapport au mouvement des plaques. Au Nord de 16°N, la déformation le long de l'arc est dominée par les mouvements relatifs entre NAM et CAR, très oblique par rapport à l'arc, qui entraînent une déformation transtensive senestre. Cette composante décrochante disparaît au Sud de la Guadeloupe, où les mouvements relatifs entre SAM et CAR sont perpendiculaires à la fosse de subduction (Weber et al., 2001).



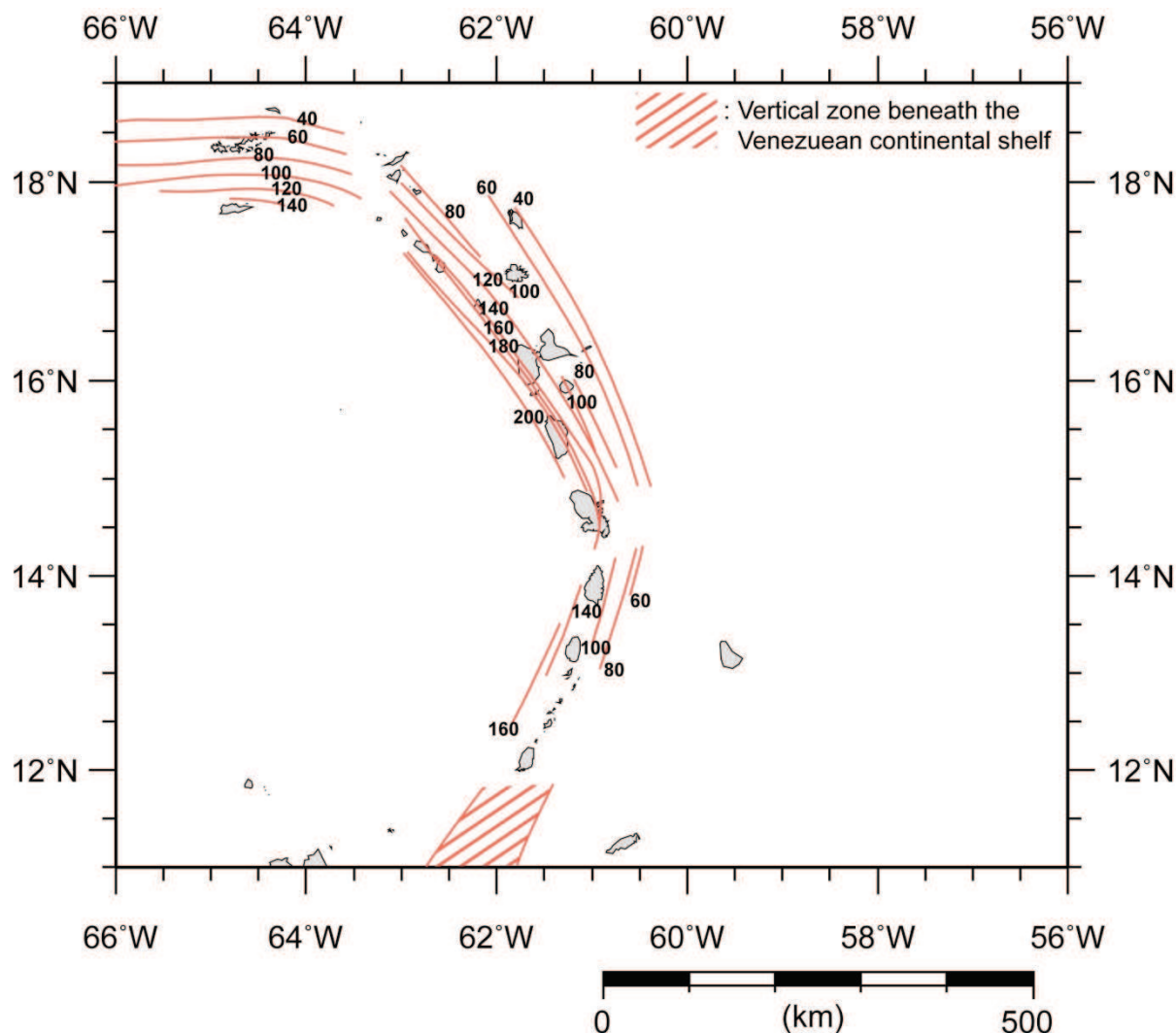


**Figure 1.4.** Carte néo-tectonique de l'arc des Petites Antilles (Feuillet et al., 2002). Les petites flèches noires le long du front du prisme d'accrétion au Nord correspondent au mouvements relatif entre NAM/CAR (DeMets et al., 2000). Les flèches blanches représentent les mouvements relatifs entre NAM/CAR (DeMets et al., 2000) et SAM/CAR (Weber et al., 2001). Les mouvements relatifs GPS de NAM/CAR (GPS vector scale) sont mesurés à partir des îles d'Aves et Saint Croix (DeMets et al., 2000). Les directions d'extension déduites des géométries des failles sont indiquées par les doubles flèches noires. Les demi-flèches noires indiquent les mouvements décrochant des failles. Feuillet et al. (2002) distinguent 3 domaines : le domaine 1), en gris claire, zone en cisaillement extensif sénestre ; le domaine 2) zone de transition ; le domaine 3) en gris foncé, zone en convergence oblique dextre. Les demi-flèches blanches indiquent les mouvements sénestres et dextres le long de la fosse.

#### 1.2.1.1.3. La zone de subduction des Petites Antilles

La géométrie de la subduction de la lithosphère océanique (panneau plongeant ou *slab*) sous la plaque CAR est mise en évidence par l'étude de la distribution en profondeur des hypocentres des séismes (plan de Wadati-Benioff). Sous l'arc des Petites Antilles, ce plan est reconnu jusqu'à une profondeur de 200 km avec un pendage moyen de 45° vers 60 km de profondeur (Fig. 1.5). L'angle de pendage de la subduction est plus important au centre de l'arc (entre 50° et 60°) et plonge vers l'OSO, alors qu'au Sud, il s'oriente vers ONO avec un angle de 35°. Sous Puerto Rico, il n'est pas bien défini mais semble faire un angle abrupt (60°) à 40 km de profondeur (Westbrook et McCann, 1986). Au Sud de l'île de Grenade il est même subvertical (Wadge et Shepherd, 1984). La géométrie de la lithosphère océanique sous la plaque CAR forme un "coude"

entre les îles de Martinique et de Saint Lucie (14°N-15°N). Wadge et Shepherd (1984) interprètent ce "coude" comme le reflet d'une déformation à l'intérieur de la plaque plongeante ou envisagent qu'il corresponde à la frontière des deux plaques en subduction : NAM et SAM. Le passage en subduction des plaques américaines sous la plaque CAR entraîne le sous-charriage des sédiments déposés sur le plancher océanique formant un prisme d'accrétion.



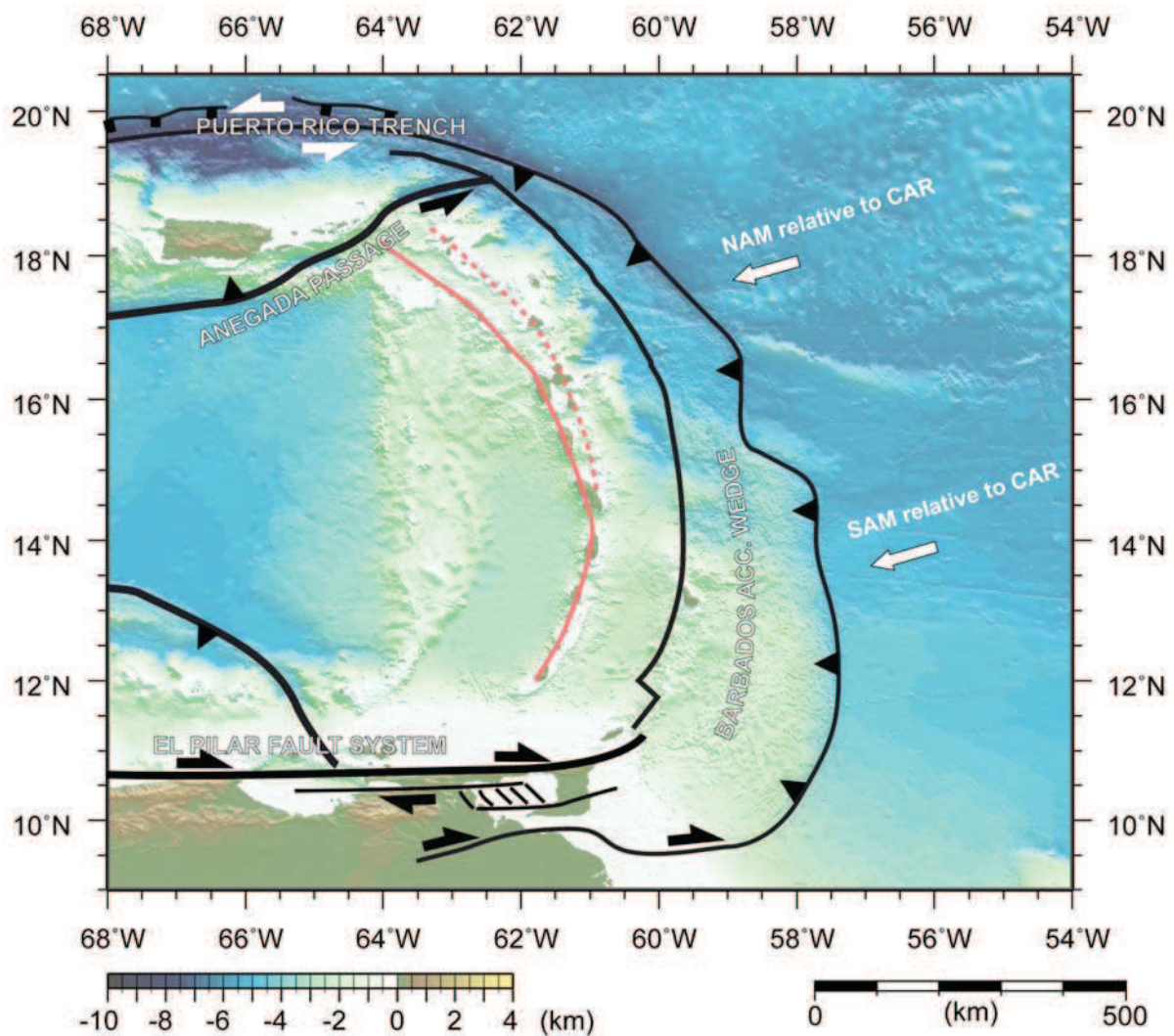
**Figure I.5.** Géométrie de la subduction de la lithosphère océanique sous l'arc des Petites Antilles (Wadge et Shepherd, 1984) et sous Puerto Rico (McCann et Sykes, 1984) interprétée d'après l'étude de la distribution en profondeur des hypocentres des séismes (plan de Wadati-Benioff). Les traits rouges correspondent aux iso-profondeurs tous les 20 km jusqu'à 100 km et ensuite tous les 100 km. Au large des côtes vénézuéliennes le plan de Wadati-Benioff est sub-vertical.

#### 1.2.1.1.4. Le prisme d'accrétion de la Barbade

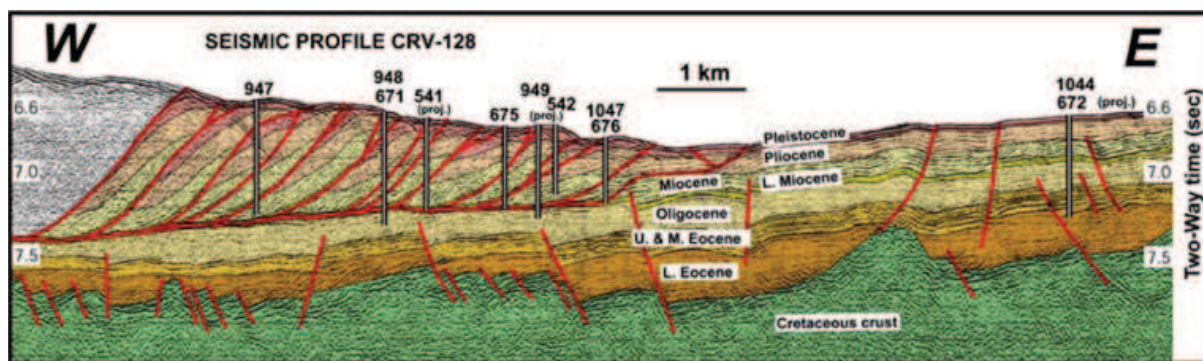
Le prisme d'accrétion des Petites Antilles est souvent nommé « Ride de Barbade ». Ici, nous l'appellerons le prisme d'accrétion de la Barbade. Il est limité au Sud par le couloir décrochant Sud caraïbe (le système décrochant d'El Pilar) à la jonction entre deux types de marges, la marge active caraïbes au Nord et la marge passive de la plaque sud américaine au Sud (Fig. I.6). Du Nord au Sud, la largeur de ce prisme d'accrétion est comprise entre 40 km et 300 km. Son



épaisseur maximale varie entre 7 et 20 km du Nord au Sud. Il culmine à 340 m au dessus du niveau de la mer sur l'île de Barbade. Ce prisme se construit au dessus de la croûte océanique atlantique qui le sous-charrie (Westbrook, 1982). Il est constitué essentiellement de sédiments déposés sur le plancher océanique. Ce prisme est formé d'un empilement d'unités tectoniques associées à des jeux en failles inverses s'enracinant sur un niveau de décollement. Le prisme d'accrétion de la Barbade a fait l'objet de nombreuses campagnes de forages DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) et ODP (*Ocean Drilling Program*) fournissant des informations clefs sur sa mise en place et son fonctionnement (Shipboard Scientific Party, 1984; 1988; Moore, 2000). Ce prisme est actif au moins depuis l'Eocène Inférieur (Westbrook, 1982). Aux sites de forages DSDP-ODP (Legs 78A, 110, 156, 171A) le niveau de décollement au front du prisme à été foré et se localise dans les séries argileuses riches en radiolaires du Miocène Inférieur (Fig. I.7).



**Figure I.6.** Carte tectonique de la marge Est de la plaque Caraïbe. Le prisme d'accrétion de la Barbade est limité au Nord par la Fosse de Puerto Rico et au Sud par le système décrochant d'El Pilar. La carte bathymétrique met en valeur l'asymétrie Nord-Sud du prisme avec un relief plus fort au Sud qu'au Nord. Le front du prisme est indiqué par le trait noir avec des triangles et le contact interplaque entrainé noir. Les mouvements relatifs de la plaque Nord Américaine (en haut) et de la plaque Sud Américaine (en bas) par rapport à la plaque Caraïbe sont indiqués par les flèches blanches à l'Est de la carte (DeMets et al., 2010).

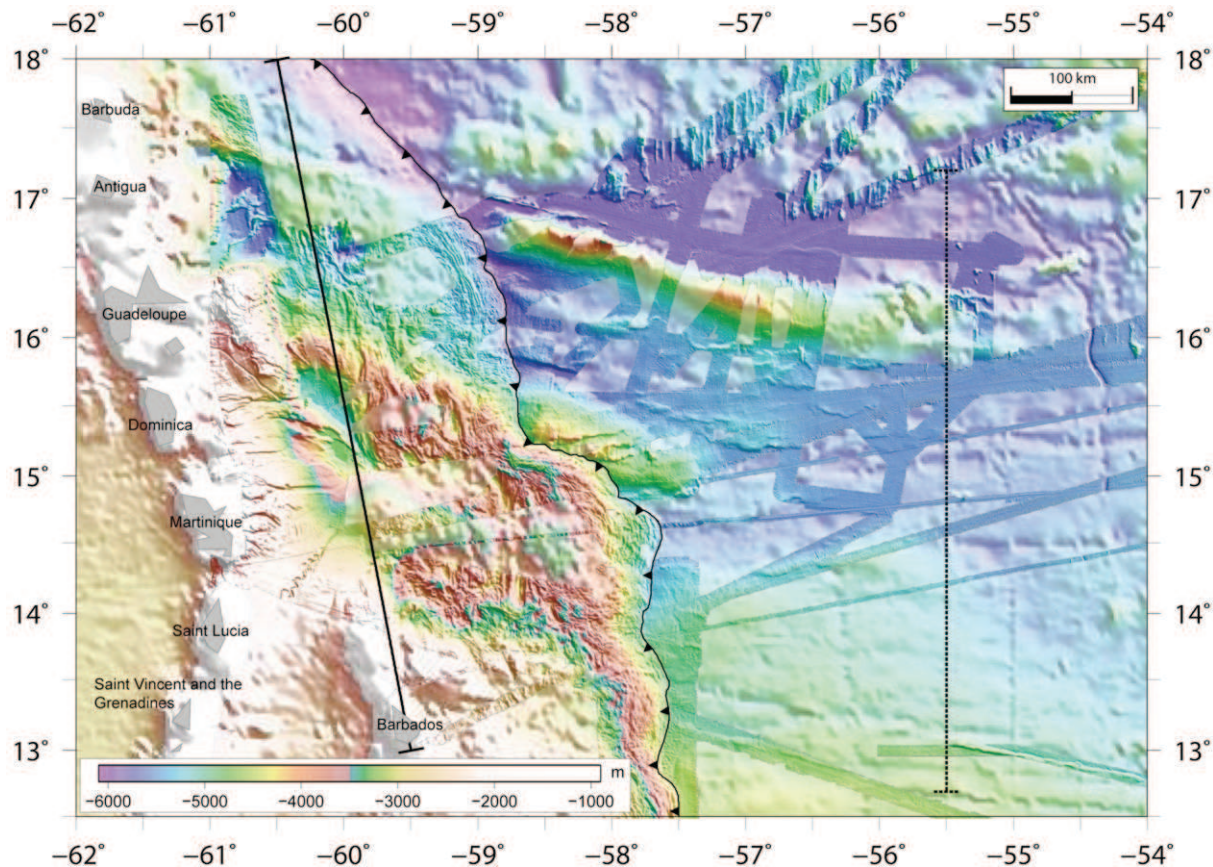


**Figure I.7.** Coupe sismique interprétée du prisme d'accrétion de la Barbade dans le secteur des forages ODP (d'après Deville et al., 2003). Le niveau de décollement se localise dans les séries argileuses riches en radiolaires du Miocène Inférieur.

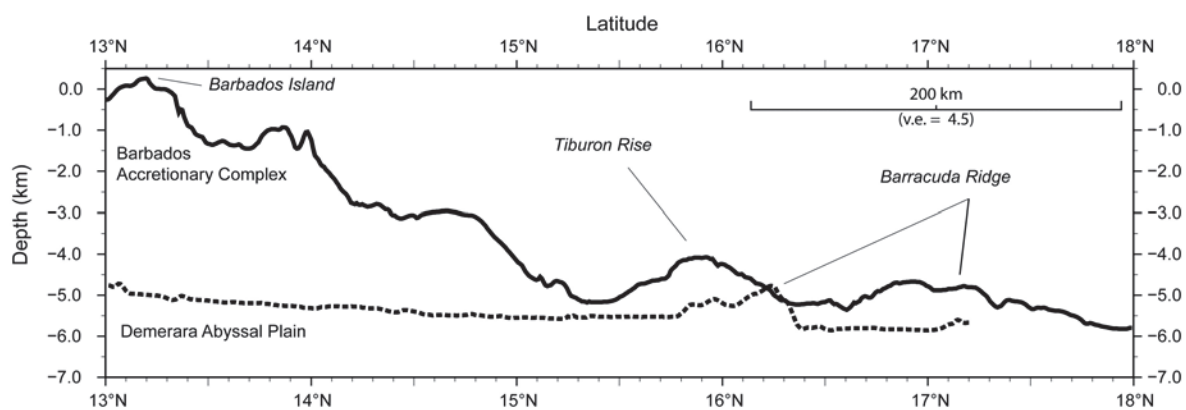
Le prisme d'accrétion est très asymétrique du Nord au Sud avec une transition abrupte située à la latitude de la Ride de Tiburon (Fig. I.8). Dans sa partie Sud, il profite des apports terrigènes importants du continent sud américain (Embley and Langseth, 1977). Le système turbiditique de l'Orénoque nourrit directement le sud du prisme de la Barbade depuis le Néogène (Westbrook, 1982). A cet endroit, il possède une morphologie de type prisme gras qui se caractérise par une forte épaisseur sédimentaire se traduisant par un relief important et une largeur également très importante. Il en résulte une extension du prisme vers l'Est particulièrement bien développée (Fig. I.8). Le front du prisme recouvre une partie du flanc Sud de la Ride de Tiburon. Au Nord de cette ride, ce prisme d'accrétion est moins développé, il est plus étroit et présente une épaisseur sédimentaire beaucoup plus faible qu'au Sud (Fig. I.9).

Les rides de Tiburon et de Barracuda agissent comme barrières aux apports terrigènes venant du sud. Elles jouent le rôle de gouttières et reçoivent sur leur flanc sud, un apport latéral de sédiments s'accrétant dans le prisme d'accrétion (Westbrook, 1982). L'expression de ces deux rides est fortement marquée dans la morphologie du prisme d'accrétion comme en témoignent les valeurs de bathymétrie anormalement élevées du prisme dans le prolongement de ces rides (Figs. I.8 et I.9). Lorsque les rides entrent sous le prisme, les sédiments situés au dessus de celles-ci se soulèvent. Après quelques temps, ce processus évolue, les sédiments (venant du Sud) s'accrètent sur les flancs sud des rides provoquant une diminution de l'épaisseur sédimentaire vers le Nord (Westbrook, 1982). Les plis et les chevauchements du prisme sont parallèles au front de déformation (Fig. I.10). Ils montrent un changement de direction à l'approche des rides décrivant des directions subparallèles aux axes de celles-ci. Westbrook (1982) explique la direction de ces chevauchements par la direction oblique de la convergence des rides par rapport au prisme d'accrétion (environ 20°) ayant pour effet de repousser les sédiments vers le Sud qui produisent ainsi des structures compressives subparallèles aux rides (Fig. I.11).

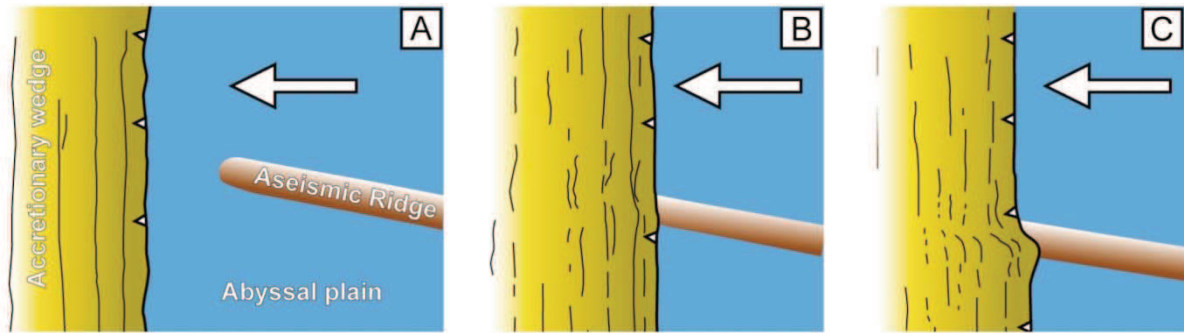




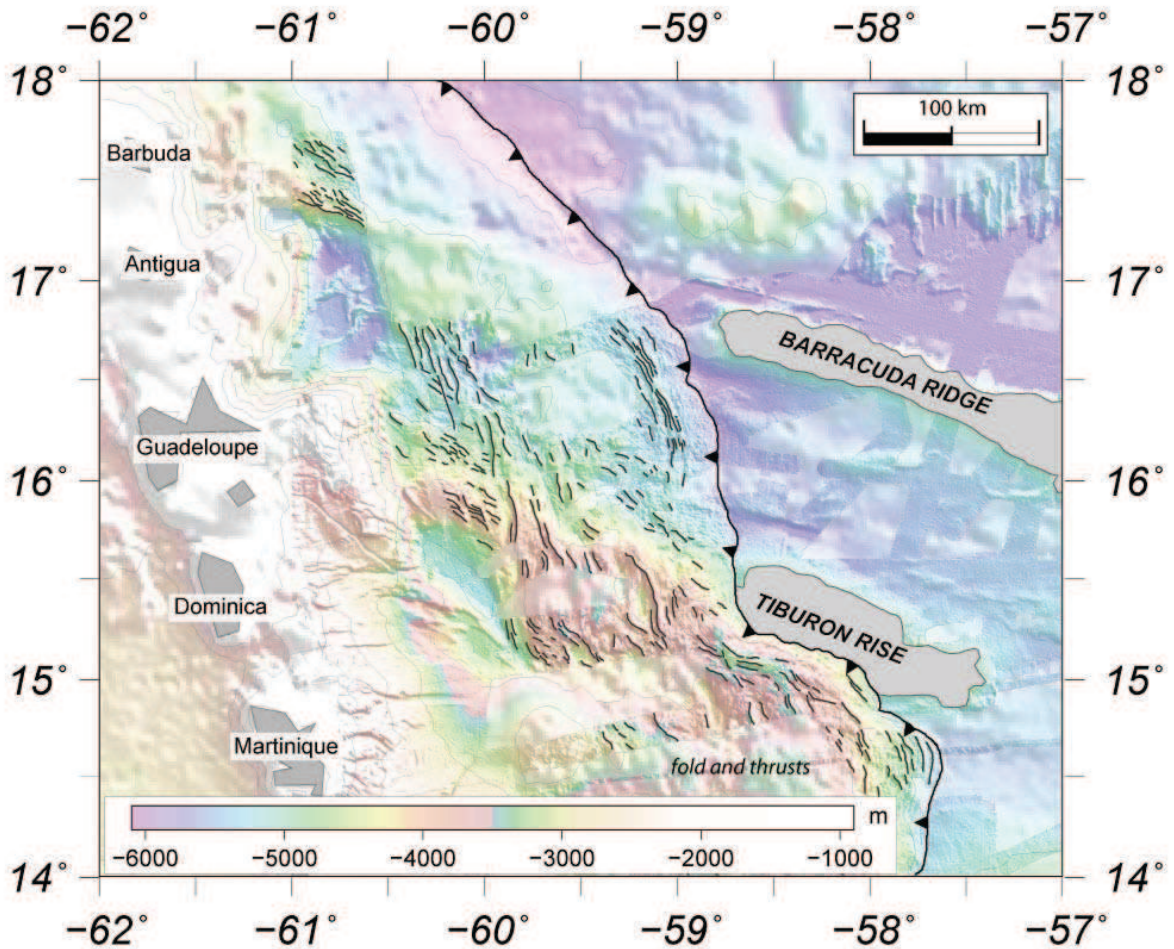
**Figure I.8.** Carte bathymétrique au Nord-est du prisme d'accrétion de la Barbade, issue des données multifaisceaux complétées par les données de bathymétrie satellitaire (Smith et Sandwell, 1997). Les deux coupes bathymétriques sont présentées à la figure I.9.



**Figure I.9.** Ces coupes bathymétriques Nord-Sud (voir figure I.8 pour localisation) traversent le prisme d'accrétion de la Barbade (trait plein) et la plaine abyssale de Demerara (trait pointillé) (traduit de l'anglais *Barbados Accretionary Complex* et *Demerara Abyssal Plain*, respectivement). La première coupe (trait plein) montre l'asymétrie Nord-Sud du prisme. L'expression de ces deux rides est fortement marquée dans la morphologie du prisme d'accrétion comme en témoignent les valeurs de bathymétrie anormalement élevées (Ride de Tiburon à 16°N et Ride Barracuda à 17°N, en anglais *Tiburon Rise* et *Barracuda Ridge*).



**Figure I.10.** A) Schéma montrant l'influence de l'entrée en subduction d'une ride océanique. B) Les plis et chevauchements affectent le prisme avec une direction parallèle au front de celui-ci. Lorsque la ride entre sous le prisme, les sédiments, situés au dessus, se soulèvent. C) Les axes des plis et chevauchements montrent un changement de direction à l'approche de la ride, décrivant des directions sub-parallèles à l'axe de celle-ci (modifié d'après Westbrook, 1982).



**Figure I.11.** Axes des plis (*fold*) et des chevauchements (*thrusts*) (traits noirs) parallèles au front de d'accrétion. Dans le prolongement des rides de Barracuda et de Tiburon, leurs axes prennent une direction sub-parallèle à l'axe des rides.

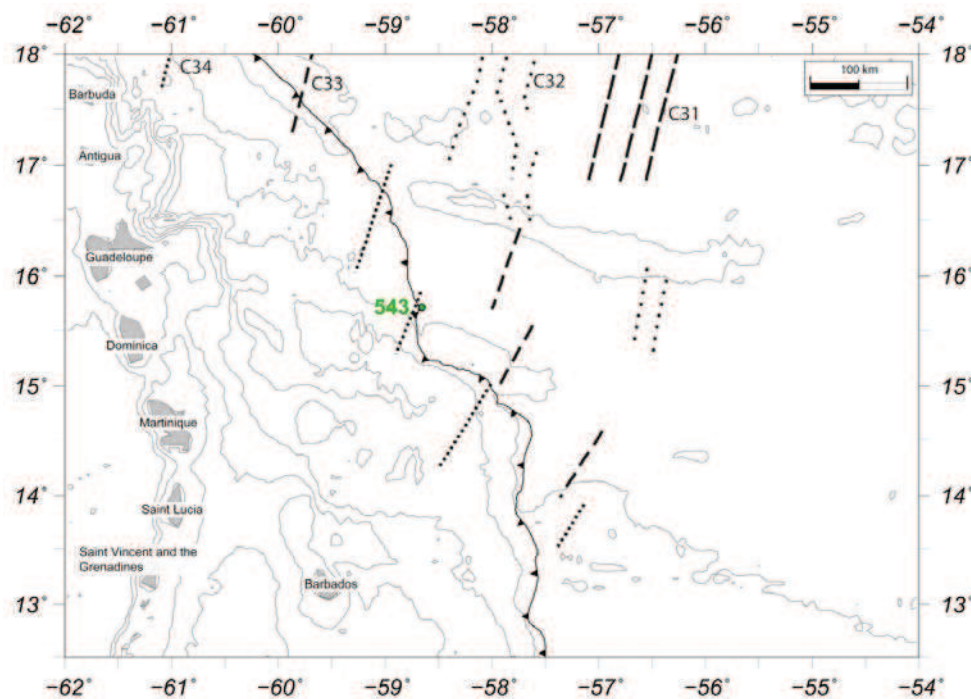


### I.2.1.2. Le domaine Atlantique

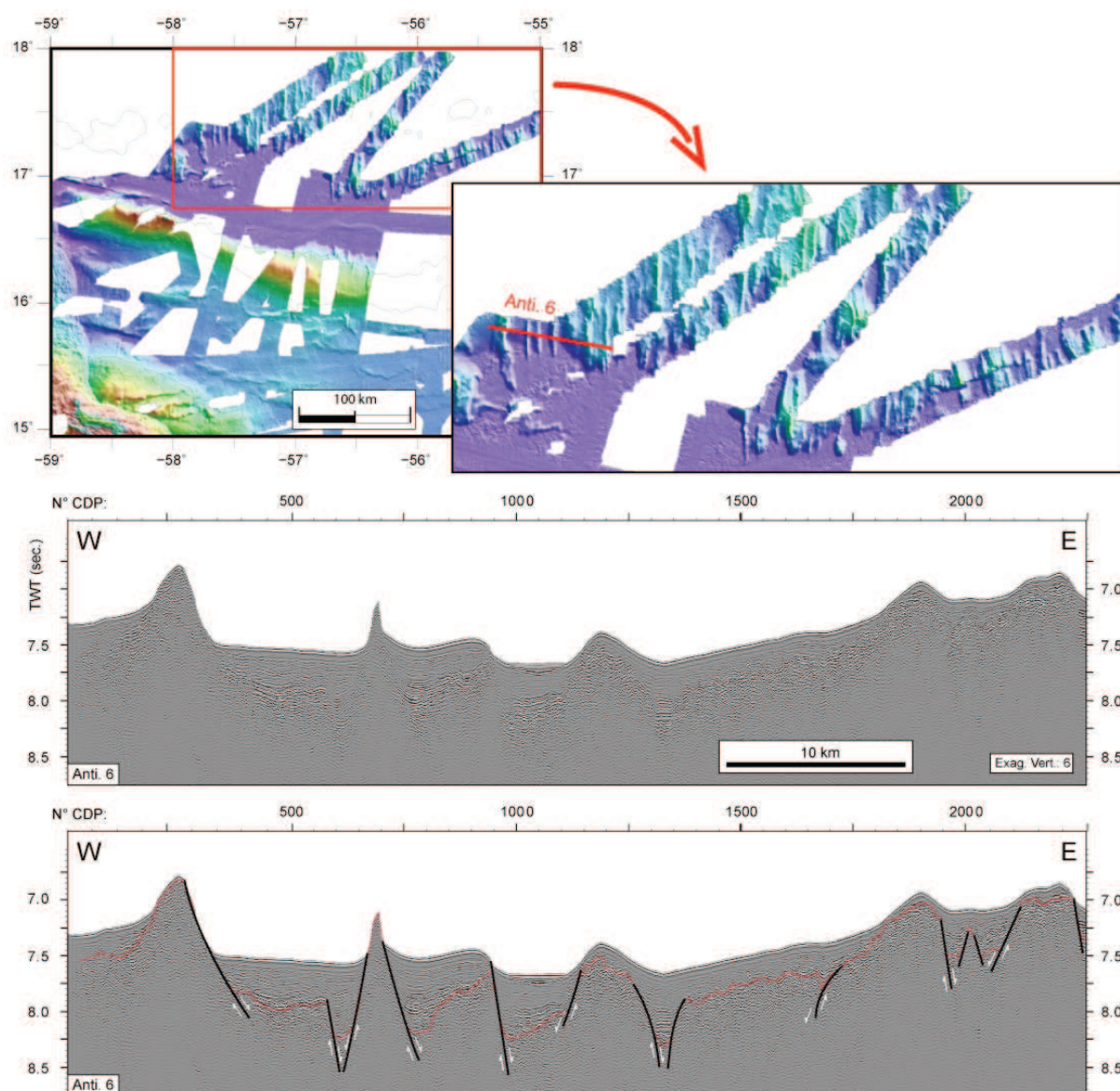
#### I.2.1.2.1. La croûte océanique Atlantique

Au front du prisme d'accrétion de la Barbade, le fond marin s'approfondit vers le Nord, depuis 3000 m à 10°N jusqu'à 6000 m vers 17°N (Fig. I.2). Les plus fortes profondeurs, atteignent 8000 m dans la Fosse de Puerto Rico. L'épaisseur sédimentaire décroît vers le Nord avec une épaisseur de l'ordre de 7 km vers 11°N (Peter et Westbrook, 1976) diminuant jusqu' à 500 m à proximité de la Ride de Barracuda (16,5°N). L'âge de la croûte océanique a pu être déterminé notamment par l'identification des anomalies magnétiques (Westbrook et al., 1984). L'anomalie magnétique C34 (~84 Ma) a été identifiée sous le front du prisme d'accrétion entre 15°N et 17°N (Fig. I.12). Le Site de forage 543 (DSDP Leg 78A) a atteint le socle océanique confirmant cet âge campanien (Moore et Biju-Duval, 1984). Le décalage de l'anomalie C34 vers le Sud-est montre que l'âge de la croûte augmente vers le sud.

Au nord de la Ride de Barracuda, le socle océanique présente un grand nombre d'aspérités lui donnant un aspect rugueux (Fig. I.8). Cette morphologie est caractéristique des socles océaniques formés le long de dorsales dites lentes (faible vitesse d'accrétion). Lors de la mise en place des basaltes au niveau de l'axe de la dorsale, la tectonique extensive est dominante par rapport aux processus magmatiques formant un système en horst et graben. La production de magma est généralement faible pour des dorsales lentes. Ainsi l'extension n'est compensée que graduellement par le magmatisme (Firsch et al., 2011). Ce processus d'accrétion océanique conduit à la formation de collines abyssales ayant une orientation Nord-Sud parallèle à l'axe d'accrétion (Fig. I.12). Elles sont espacées d'environ 5 km et séparées par des creux comblés de sédiments. Ces structures disparaissent sous la couverture sédimentaire au Sud de 17°N (Fig. I.13).



**Figure I.12.** Anomalies magnétiques interprétées par Westbrook (1984). L'âge de la croûte océanique à l'Ouest de la Ride de Tiburon est daté du Campanien (C34, ~84 Ma). Le Site de forage 543 (DSDP Legs 78A) a atteint le socle océanique confirmant cet âge (en vert).



**Figure I.13.** Aspect rugueux du socle océanique (collines abyssales) lié à la mise en place des basaltes au niveau de l'axe d'une dorsale lente où la tectonique extensive est dominante par rapport aux processus magmatiques formant un système en horsts et grabens. Les cartes montrent l'orientation Nord-Sud des collines abyssales présentes au Nord de la Ride de Barracuda. Le profil Anti.6 localisé sur la carte de droite montre ces systèmes en failles normales conjuguées espacées d'environ d'une dizaine de km.

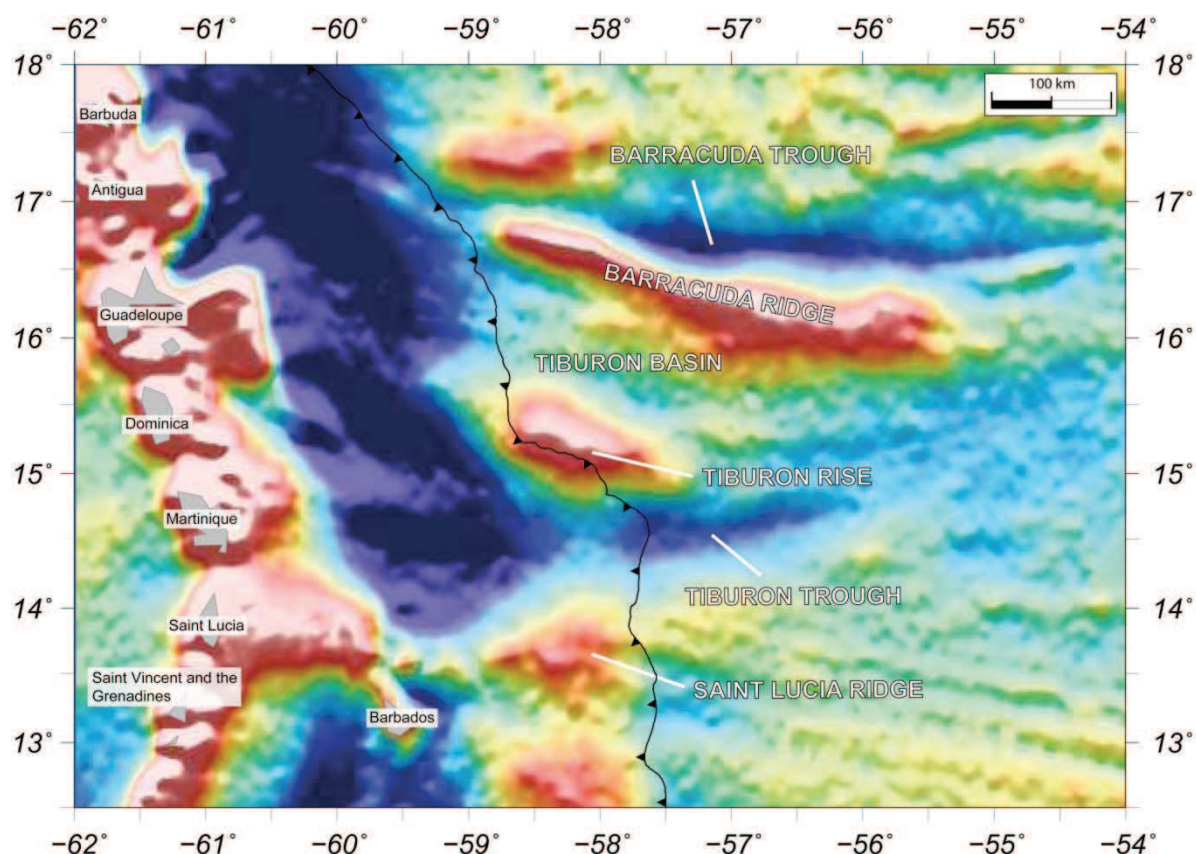
#### 1.2.1.2.2. Les rides de Barracuda et de Tiburon

La plaine abyssale est fortement marquée par les empreintes bathymétriques des rides de Barracuda et de Tiburon, respectivement vers 16,5°N et 15°N (Fig. I.8). La présence d'une autre ride, la Ride de Saint Lucie, a été mise en évidence au Sud de la Ride de Tiburon sous le prisme d'accrétion grâce aux données de gravimétrie et de sismique réflexion (Westbrook, 1975). Elle est située vers 14°N au large de l'île de Sainte Lucie (Fig. I.14).

Ces rides sont parallèles entre elles entre 59°W et 57°W avec une direction 293°N. La Ride de Barracuda mesure 400 km de long. Elle est plus étroite à l'Ouest (~30 km) qu'à l'Est (~50 km).



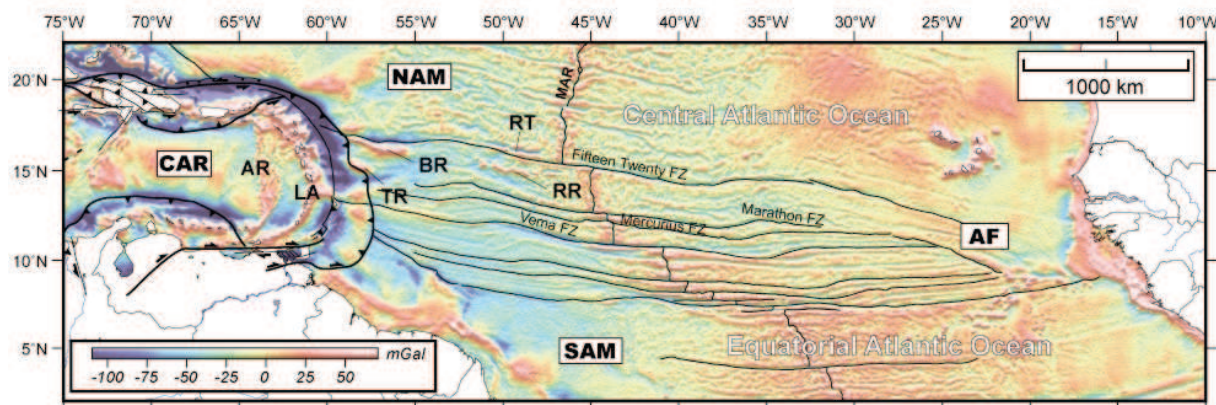
La Ride de Barracuda est asymétrique, avec un flanc Nord très abrupt (jusqu'à 30° localement) par rapport au flanc Sud (~10°) et culmine à 2500 m au dessus de la plaine abyssale environnante. A l'Est de 56,5°W elle prend une direction Est-Ouest et son relief disparaît sous la couverture sédimentaire à partir de 54,30°W. La ride est bordée au Nord par la Fosse de Barracuda (Figs. I.8 et I.14). Cette fosse de 50 km de largeur en moyenne, est parallèle à la Ride de Barracuda et s'éloigne légèrement vers l'Est. Une importante épaisseur sédimentaire se situe au centre de la fosse atteignant 3500 m (Birch, 1970). Le fond de la mer atteint une profondeur d'environ 5800 m avec une faible inclinaison vers la Fosse de Puerto Rico où la profondeur excède 8000 m.



**Figure I.14.** Les rides de Barracuda, Tiburon et Saint Lucie sont caractérisées par des anomalies gravimétriques à l'air libre positives. Les rides de Barracuda et de Tiburon sont limitées, respectivement au Nord et au Sud, par les fosses de Barracuda et de Tiburon. Le front du prisme d'accrétion est représenté par le trait noir avec des triangles. Carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009).

La Ride de Tiburon culmine à 1850 m au dessus de la plaine abyssale. De dimension plus petite, 150 km de long et 30-40 km de large, son extrémité Ouest ainsi qu'une partie de son flanc sud sont recouvertes par le front du prisme d'accrétion de la Barbade (Fig. I.8). Tiburon disparaît sous les sédiments vers 57°W. Au Sud, une dépression est observée oblique par rapport à la ride (OSO-ENE) : la Fosse de Tiburon (Figs. I.8 et I.14). Cette fosse est comblée par environ 1800 m de sédiments (Westbrook et al., 1984 ; Sumner et Westbrook, 2001). Ces deux rides individualisent un bassin sédimentaire : le Bassin de Tiburon. A cet endroit le fond de la mer atteint en moyenne 5500 m. L'identification des anomalies magnétiques dans l'Atlantique Central révèle un décalage sénestre de celles-ci dans la Fosse de Barracuda (Birch, 1970 ; Peter et Westbrook, 1976 ; Westbrook, 1984 ; Klitgord et Schouten, 1986 ; Roest et Collette, 1986 ;

Müller et Smith, 1993 ; Fig. I.12). Roest et Colette (1986) proposent que la Ride et la Fosse de Barracuda correspondent à la continuité vers l'Ouest de la zone de fracture de Fifteen-Twenty. Plus généralement, les rides de Barracuda et de Tiburon tireraient leur origine des vallées transformantes et des flancs des rides transverses générées au niveau de la dorsale le long de failles transformantes (Westbrook, 1982 ; Westbrook et al., 1984). En effet cette portion de l'Atlantique, à la jonction entre l'Atlantique Central et Equatorial, est caractérisée par un réseau dense de zones de fracture, orthogonales à la dorsale médio-atlantique, dont les principales sont, du Nord au Sud : Fifteen-Twenty, Marathon, Mercurius et Vema (Fig. I.15). Nous ferons dans la section suivante (cf. Les zones de fracture, Ch. I.2.1.2.3) le point sur l'état actuel des connaissances sur l'origine et la morphologie d'une zone de fracture.

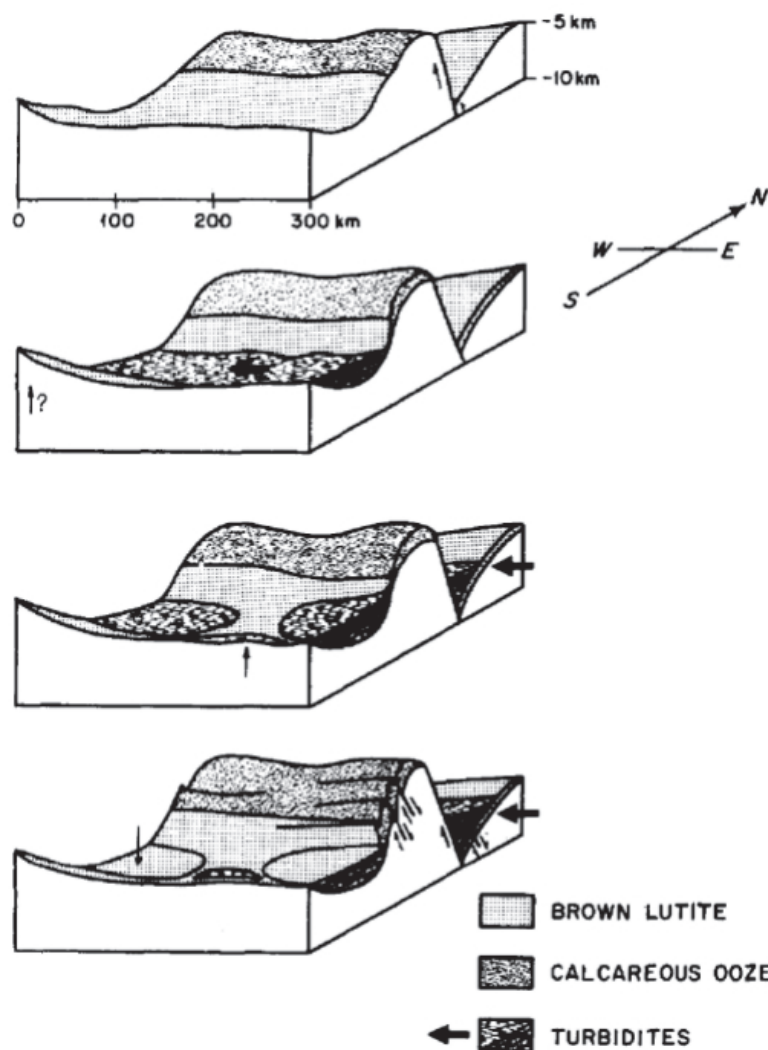


**Figure I.15.** Carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009) de l'Atlantique entre 22°N et 2°N. Cette portion de l'Atlantique, à la jonction entre l'Atlantique Central et Equatorial, entre les plaques Nord Américain (NAM), Sud Américain (SAM, Afrique (AF) et Caraïbe (CAR). Un réseau dense de zones de fracture parcourt cette portion de l'Atlantique. AR, Ride d'Aves ; LA, Petites Antilles ; TR, Ride de Tiburon ; BR, Ride de Barracuda ; RT Fosse Royal ; RR, Ride de Researcher.

Les processus conduisant à la mise en place de ces rides et les périodes au cours desquelles elles ont acquis leur morphologie actuelle restent mal connus. Plusieurs modèles s'affrontent, nous en résumons les principaux ici. La forme en "V" que forme la Fosse de Barracuda a conduit Paitson et al. (1964) à penser que la ride et la fosse seraient contrôlées par un accident abrupt de type faille plutôt que par un pli.

A partir de données sismiques réflexion et réfraction Ewing et Ewing (1967) et Birch (1969, 1970) identifient la présence de failles dans la couverture sédimentaire. A partir de ces données, le jeu de ces failles se révéla difficile à distinguer, mais Birch (1970) rapporte cependant la présence de failles normales. Basé sur les données de réfraction, il montre qu'un modèle à l'échelle crustale, en faille normale, à la transition ride-fosse pourrait expliquer la formation de la Ride de Barracuda. Il interprète donc Barracuda comme le résultat du soulèvement du mur d'une faille normale (Fig. I.16). L'âge de ce soulèvement, déterminé à partir de l'épaisseur des boues calcaires recouvrant la crête de la ride, demeure imprécis, estimé entre 50 Ma et 10 Ma.



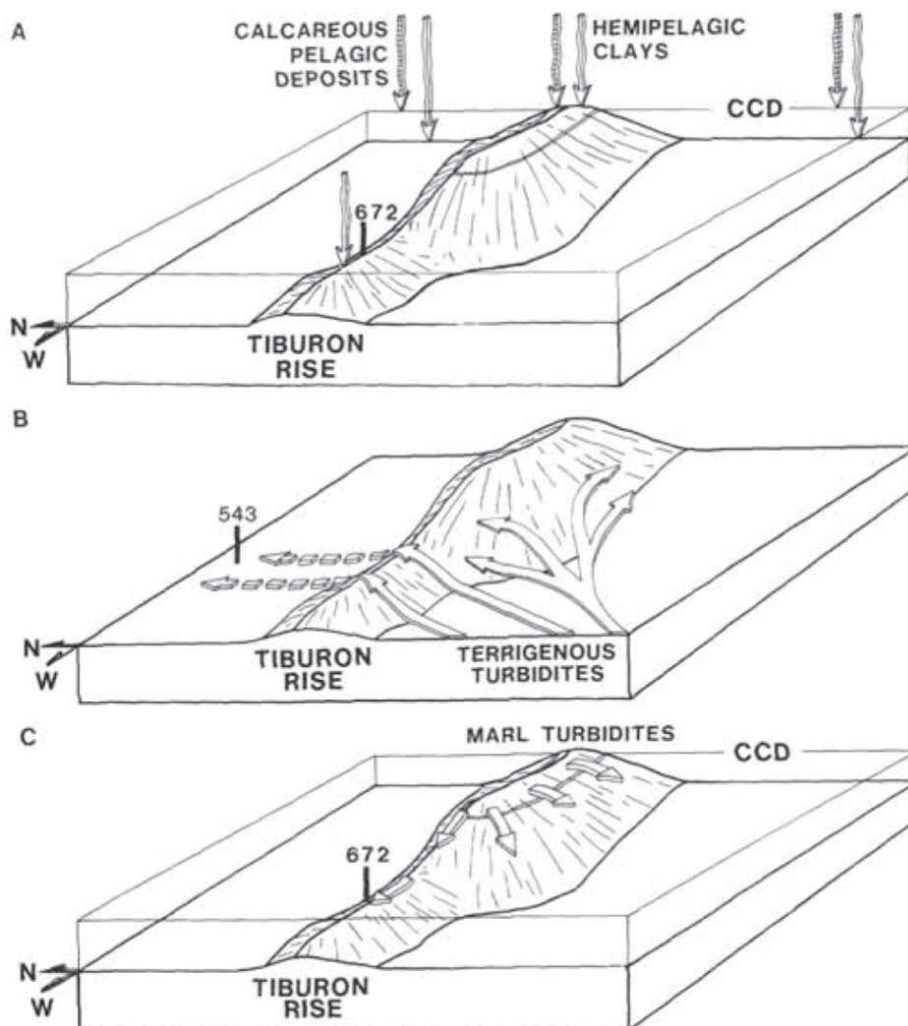


**Figure I.16.** Modèle d'évolution, de haut en bas, de la Ride de Barracuda selon Birch (1970). Un modèle à l'échelle crustale en faille normale à la transition ride-fosse pourrait expliquer la mise en place de la ride. Les flèches noires épaisses représentent la direction du courant de turbidité. Les fines flèches noires indiquent le jeu des failles et les mouvements verticaux.

**Figure I.16.** Block diagram of history of Barracuda Fault Zone from Birch (1970). The upper diagram shows the oldest structure interpreted by Birch (1970). Heavy arrows represent turbiditic currents; light arrows, sense of faulting and vertical movement.

Suite aux campagnes de forage DSDP Leg 78A et ODP Leg 110, la Ride de Tiburon a été forée respectivement aux sites 543 et 672. Dolan et al. (1989, 1990) suggèrent que cette ride aurait acquis son relief actuel avant le dépôt de la séquence turbiditique éocène moyen à oligocène supérieur. Ces dépôts se seraient déposés dans la plaine abyssale et atteindraient les flancs de Tiburon (Fig. I.17). Ces auteurs proposent l'idée que la Ride de Tiburon existait déjà en tant que haut bathymétrique depuis le Crétacé Supérieur.

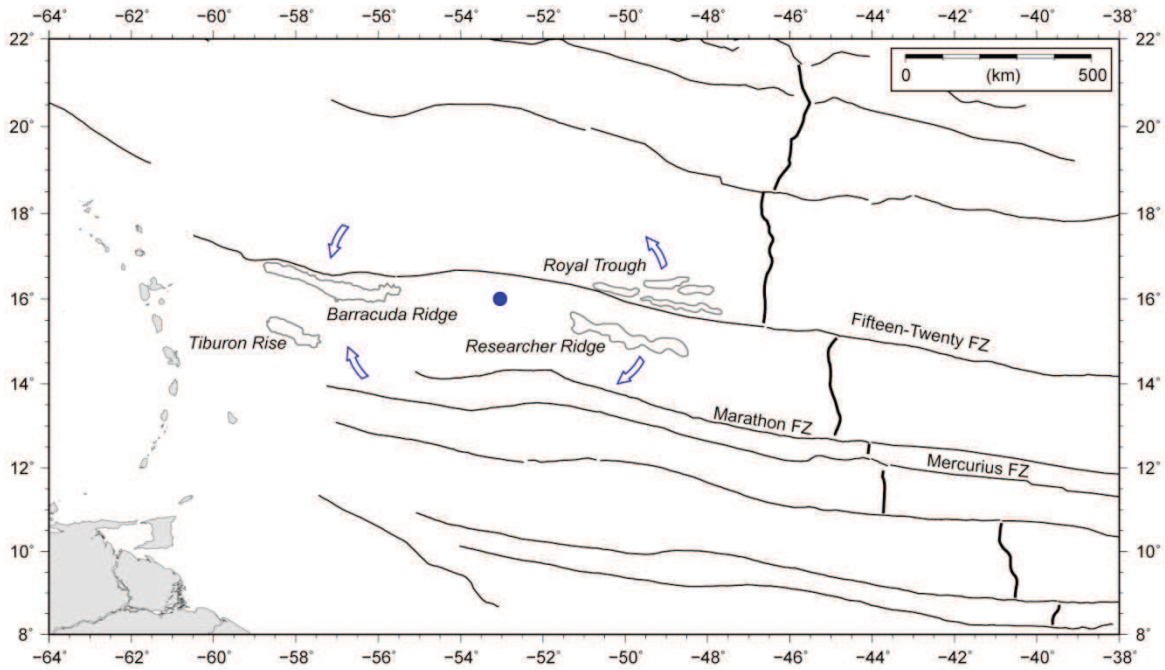
Basé sur des données d'anomalies magnétiques et de sismiques réflexion, le long de la zone de fracture de Fifteen-Twenty, Roest et Collette (1986) proposent un récent changement de direction des mouvements relatifs entre les plaques NAM et SAM, il y a 7 Ma. Le pôle de rotation décrivant ce mouvement, après ce changement de direction, est situé à 16°N ; 53,5°W. Cette réorganisation du mouvement des plaques provoqua un régime compressif à l'Ouest de ce pôle, dans la région des rides de Barracuda et de Tiburon et, de l'extension à l'Est, expliquant la formation d'une ride volcanique (la Ride de Researcher) et d'une vallée (la Fosse de Royal) (Fig. I.18).



**Figure I.17.** Blocs diagramme schématisant le mode de dépôt des sédiments éocènes moyens à oligocènes (Dolan et al., 1990). Le site 672 du forage ODP Leg 110 est situé sur la partie haute du flanc Nord de la ride. A) sédiments hémipélagiques proches du niveau de compensation des carbonates (CCD). B) Sédiments turbiditiques venant du continent Sud Américain. C) remobilisation des sédiments déposés sur la crête de la ride. Selon ce modèle la Ride de Tiburon existait déjà en tant que haut bathymétrique depuis le Crétacé Supérieur.

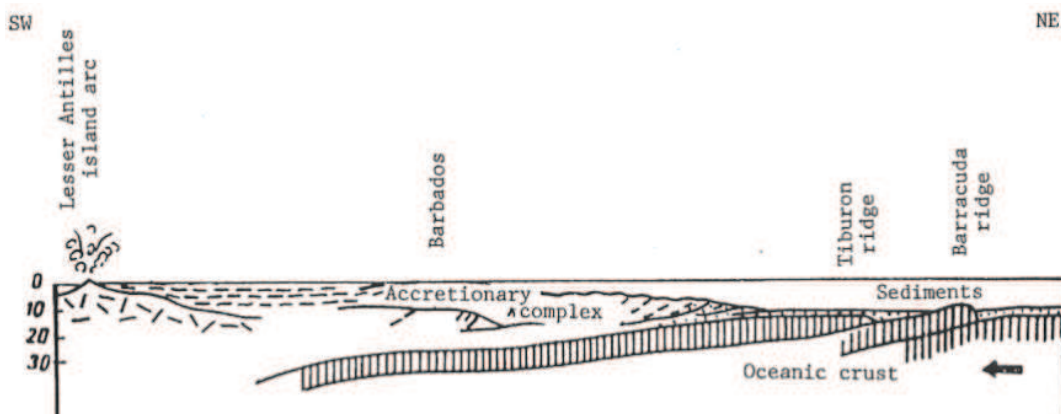
**Figure I.17.** Schematic diagrams showing interpreted depositional patterns in the Tiburon Rise area during middle Eocene-late Oligocene time from Dolan et al. (1990). ODP Site 672 is located on the uppermost northern slope of the western portion of the rise. A) Deposition of hemipelagic green clay at Site 672. B) Deposition of South American-derived terrigenous turbidites. Some of the turbidity currents maintained sufficient momentum to crest the lower, western portions of the Tiburon Rise. C) One possible model for deposition of the marl turbidites and slumps. The uppermost portions of the Tiburon Rise received both pelagic calcareous sediment and hemipelagic green clay.

Selon Zinkevich et Magakyan (1990), le soulèvement des rides de Barracuda et de Tiburon serait lié à la subduction oblique de la lithosphère Atlantique sous la plaque CAR. La lithosphère, tectoniquement stratifiée, aurait favorisé un sous-charriage de la croûte sous ces rides (Fig. I.19). Leur modèle reste très conceptuel, aucun âge n'est proposé pour cette phase tectonique.



**Figure I.18.** Pôle de rotation décrivant les mouvements relatifs de la plaque Nord Amérique par rapport à la plaque Sud Amérique après 7 Ma proposé par Roest et Collette (1986). La position de ce pôle implique un régime compressif à l'Ouest de ce pôle, dans la région des rides de Barracuda et de Tiburon et de l'extension à l'Est de ce pôle, expliquant la formation d'une ride volcanique (la Ride de Researcher) et d'une vallée (la Fosse de Royal).

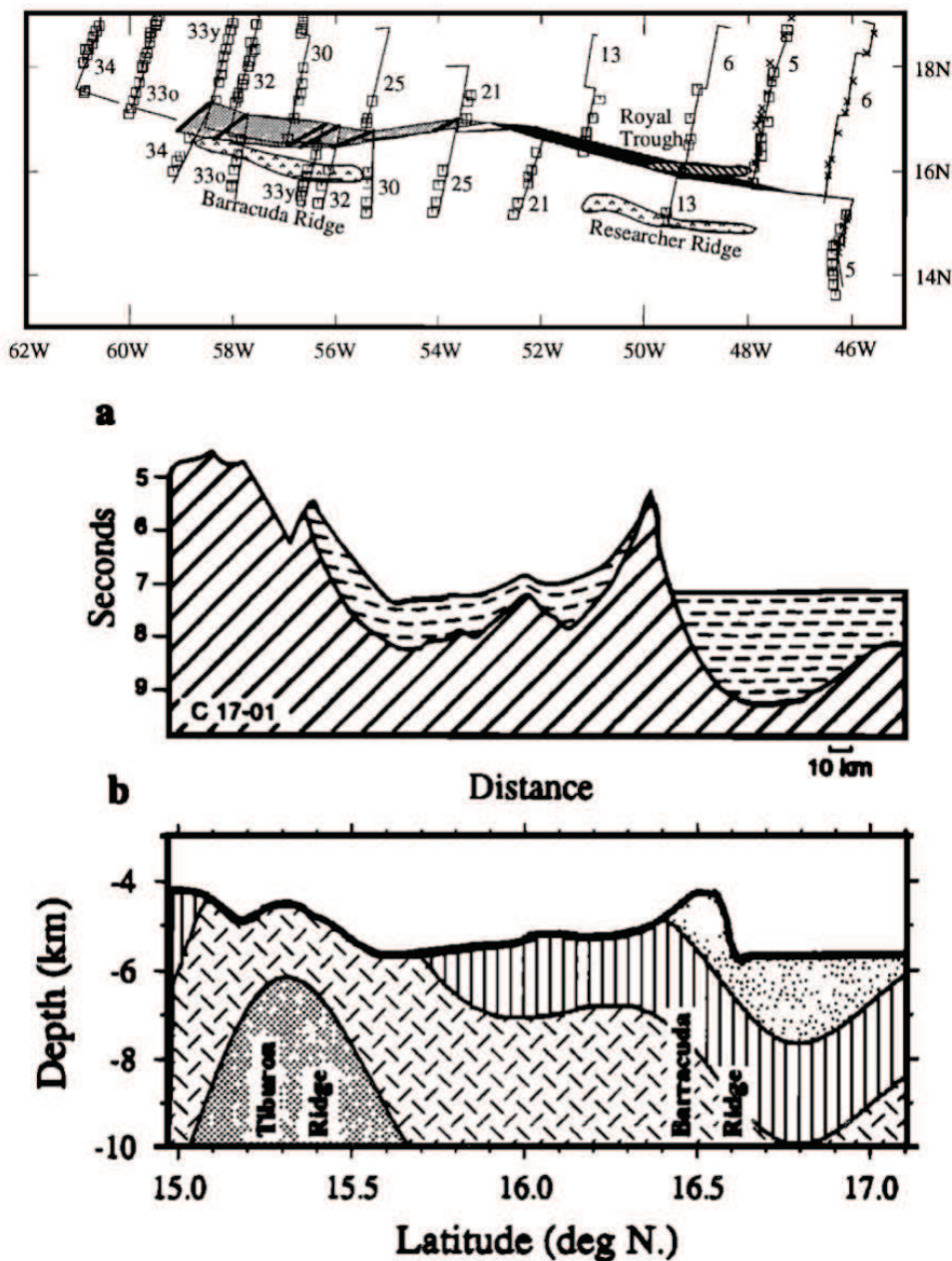
**Figure I.18.** Rotation pole for the motion of NAM relative to SAM after 7 Ma according to Roest et Collette (1986). The location of the pole suggests compression to the west where the Barracuda and Tiburon ridges are located, whereas it suggests extension to the east, explaining the formation of a volcanic ridge (Researcher Ridge) and a trough (Royal Trough).



**Figure I.19.** Modèle théorique expliquant la formation des Rides de Barracuda et de Tiburon (Zinkevich et Magakyan, 1990). La lithosphère tectoniquement stratifiée aurait favorisée un sous-charriage de la croûte sous la Ride de Barracuda et la Ride de Tiburon.

**Figure I.19.** Theoretical model explaining the crustal overthrusting beneath the Barracuda Ridge due to the oblique subduction of a layered lithosphere beneath the Lesser Antilles island arc (undated uplift), from Zinkevich et Magakyan (1990).





**Figure I.20.** La carte (en haut) représente les anomalies magnétiques identifiées (carré) sur les plaques Nord et Sud Américaines et, interpolées d'après celles observées sur la plaque Africaine (croix). Le domaine en gris clair au nord de la Ride de Barracuda représente la quantité de transpression cumulée entre les anomalies 30 (65 Ma) et 6 (19 Ma). Le domaine en noir au niveau de la Fosse Royal indique la quantité de transtension cumulée entre les anomalies 21 (46 Ma) et 5 (10 Ma), en considérant la frontière de plaque située dans cette zone. En dessous, a) profil sismique RC1701 d'orientation NE-SW traversant les rides de Barracuda et de Tiburon publié par Mauffret et al. (1984). b) modèle crustal basé sur le signal gravimétrique à l'air libre. La présence de la base de la croûte est située à une faible profondeur sous la Ride de Tiburon (Müller et Smith, 1993).

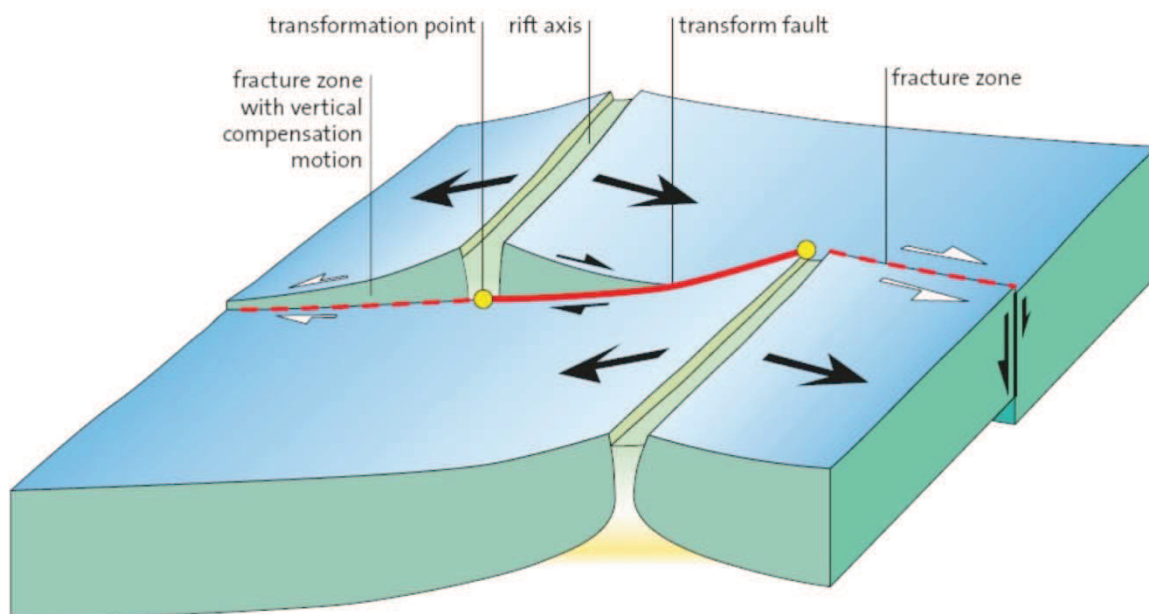
**Figure I.20.** Cross-section profiles through the crustal single-layer model at the Tiburon Ridge and the Barracuda Ridge and Trough from Muller and Smith (1993). The Moho is elevated underneath the ridges and deflected downward under the adjacent troughs, resulting in severe crustal thinning and thickening reflecting the large positive and negative Bouguer gravity anomalies over the ridges and troughs. Although the one-layer crustal model satisfies the observed gravity field well, it does not provide us with a realistic model for crustal structure, because it does not consider the large variations in sediment thickness in this area.

Dans une étude cinématique récente, Müller et Smith (1993) montrent que la région de Barracuda et de Tiburon, située proche de la frontière de plaque entre NAM et SAM, aurait subi une phase de transtension à la fin du Crétacé suivie par une phase de transpression au Cénozoïque. Selon eux, la réorganisation des contraintes tectoniques affectant la croûte océanique, dans un premier temps amincie par la phase extensive, aurait permis la création de la topographie actuelle des rides de Barracuda et de Tiburon peu de temps après l'Oligocène. Complété par des modèles crustaux basés sur le signal gravimétrique à l'air libre, Müller et Smith (1993) suspectent la présence de la base de la croûte (définie par la discontinuité de Mohorovičić ou Moho) à une faible profondeur sous la Ride de Tiburon. Ce qui peut s'expliquer par une déformation compressive encore active due aux mouvements relatifs entre NAM et SAM (Fig. I.20).

Ainsi, il existe une très grande diversité de modèles pour expliquer la formation de ces rides. Les périodes, pendant lesquelles elles se sont mises en place, manquent de contraintes géologiques. Certains modèles proposent que la genèse des rides serait liée aux mouvements relatifs des plaques NAM et SAM. Les grandes phases d'ouverture de l'Atlantique Central et Equatorial conduisant à l'apparition de la frontière de plaque entre NAM et SAM seront présentées un peu plus bas dans ce chapitre.

#### I.2.1.2.3. Les zones de fracture

Les zones de fracture font partie intégrante du processus d'accrétion océanique. Les zones de fracture se composent d'un domaine actif et d'un domaine fossile (Fig. I.21). Le domaine actif (faille transformante) se situe entre les deux segments de dorsale, où on enregistre une forte sismicité de type décrochante.

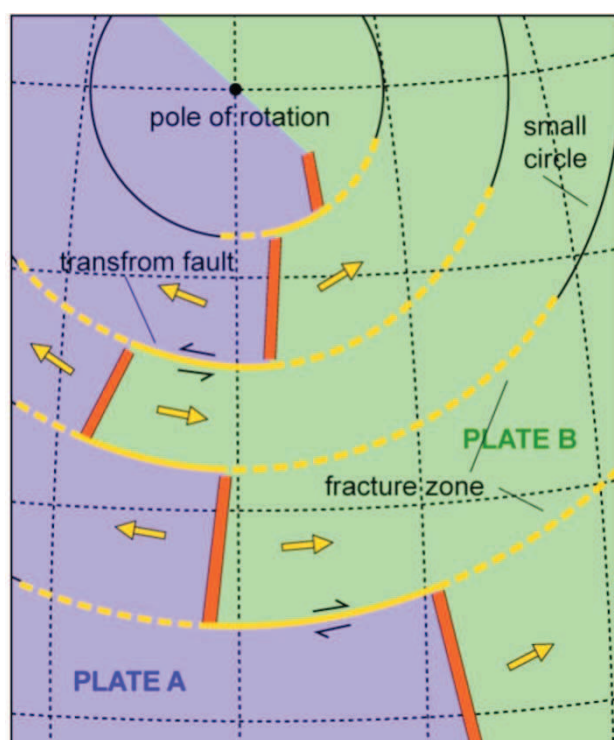


**Figure I.21.** Bloc diagramme schématisant la géométrie d'une zone transformante au voisinage d'une dorsale. Le mouvement décrochant s'arrête brutalement au point transformant (transformation point), des mouvements verticaux très lents se produisent au-delà de ce point (zone de fracture) à cause à la différence d'âge de croûte de part et d'autre de la zone de fracture, et donc, d'une subsidence différente (Firsch et al., 2011).

Dans ce domaine, le mouvement entre les deux plaques a une direction opposée par rapport aux décalages des axes des dorsales, ainsi un décalage dextre entre deux segments de dorsale s'accompagne d'un mouvement décrochant sénestre. Ces failles transformantes coïncident avec les petits cercles concentriques qui décrivent le mouvement de deux plaques en divergence par rapport à un pôle de rotation. Le domaine fossile (zone de fracture) se situe donc au-delà de l'axe de la dorsale, ce segment est considéré comme inactif tectoniquement. Les zones de fractures reflètent donc les mouvements divergents passés entre deux plaques. Ainsi, la reconnaissance cartographique des zones de fractures se révèle être un paramètre crucial dans l'étude cinématique de plaques (Fig. I.22). Cependant, la genèse et la croissance de ces failles transformantes restent encore mal connues. La part de l'héritage structural lors de la période de *rifting* ou bien la croissance spontanée en réponse à un rééquilibrage du système divergent lors de l'accrétion, fait encore débat.

Il existe une bonne corrélation entre la forme de la dorsale médio-atlantique et celle des marges continentales conjuguées. Les grands systèmes décrochants identifiés à terre (i.e. marge transformante) se prolongent souvent en mer le long des zones de fracture majeures (Fig. I.23).

Cependant, il existe de nombreuses zones de fracture qui ne sont pas continues à travers le plancher océanique. Autrement dit, certaines failles transformantes disparaissent et d'autres apparaissent au cours de l'histoire d'un océan. Par exemple, peu avant l'anomalie magnétique C20 (~42 Ma) la zone de fracture de Snellius se met en place. Les anomalies magnétiques plus anciennes ne sont pas décalées par cette zone de fracture. Les zones de fracture du Cap Vert et de Jacksonville disparaissent avant l'anomalie magnétique C34 (~84 Ma) (Fig. I.24). Ainsi des zones de fracture peuvent se créer spontanément en réponse à un rééquilibrage du système divergent lors de l'accrétion (Fig. I.25). Le réseau de fracture de l'Atlantique Equatorial en est un bon exemple. Ce domaine s'est créé par *rifting* dans un domaine océanique. La configuration oblique de l'axe de la nouvelle dorsale par rapport à la direction d'ouverture a conduit à la formation d'un réseau dense de faille transformantes.

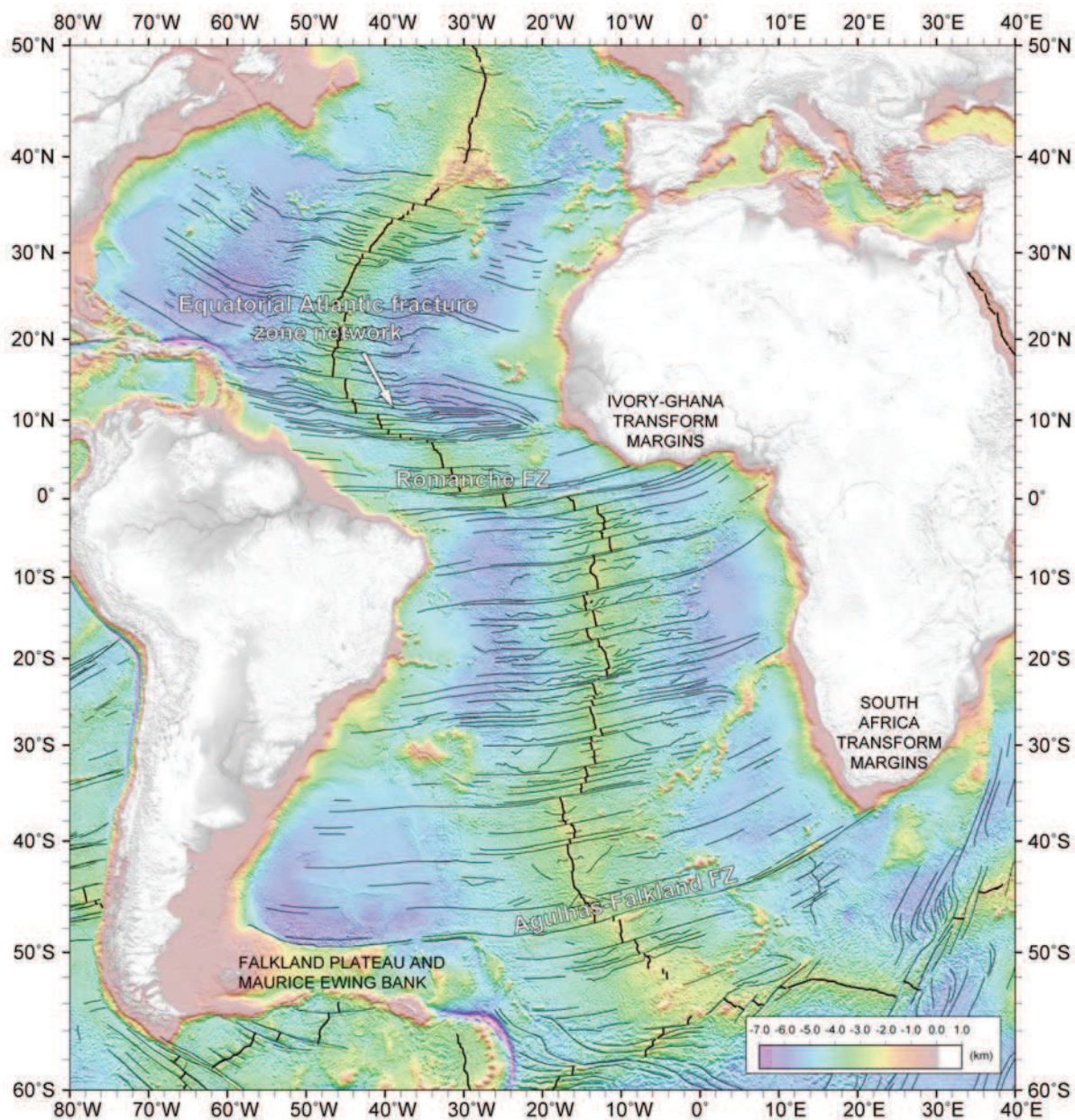


**Figure I.22.** Schéma représentant les mouvements divergents (flèches en jaunes) entre deux plaques (« Plate A » et « Plate B »). La dorsale médio-océanique (en rouge) est décalée par des failles transformantes (traits jaunes). Les traits jaunes en pointillés correspondent aux zones de fracture. Le jeu décrochant des failles transformantes sont indiqués par les flèches noires. Les failles transformantes coïncident avec les petits cercles concentriques (en noire) qui décrivent le mouvement de deux plaques en divergence par rapport à un pôle de rotation représenté par un point noir en haut de la figure (Firsch et al., 2011).

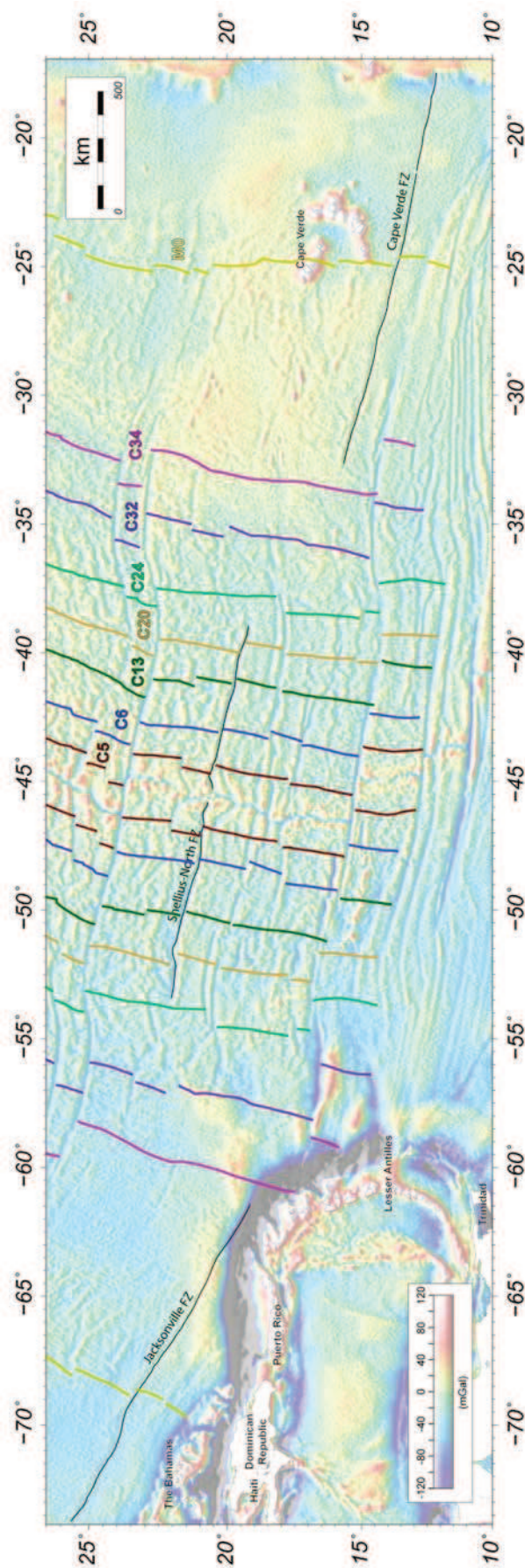
**Figure I.22.** Construction of the common pole of rotation of two diverging plates. Principle of construction: normals (deep yellow) to the transform faults meet in the pole of rotation; the transform faults follow concentric small circles around the pole of rotation (from Firsch et al., 2011).



L'orientation initiale des dorsales, la conductivité thermique des roches, la viscosité de la plaque et l'intensité des processus magmatiques sont des paramètres prépondérants (Gerya, 2010).

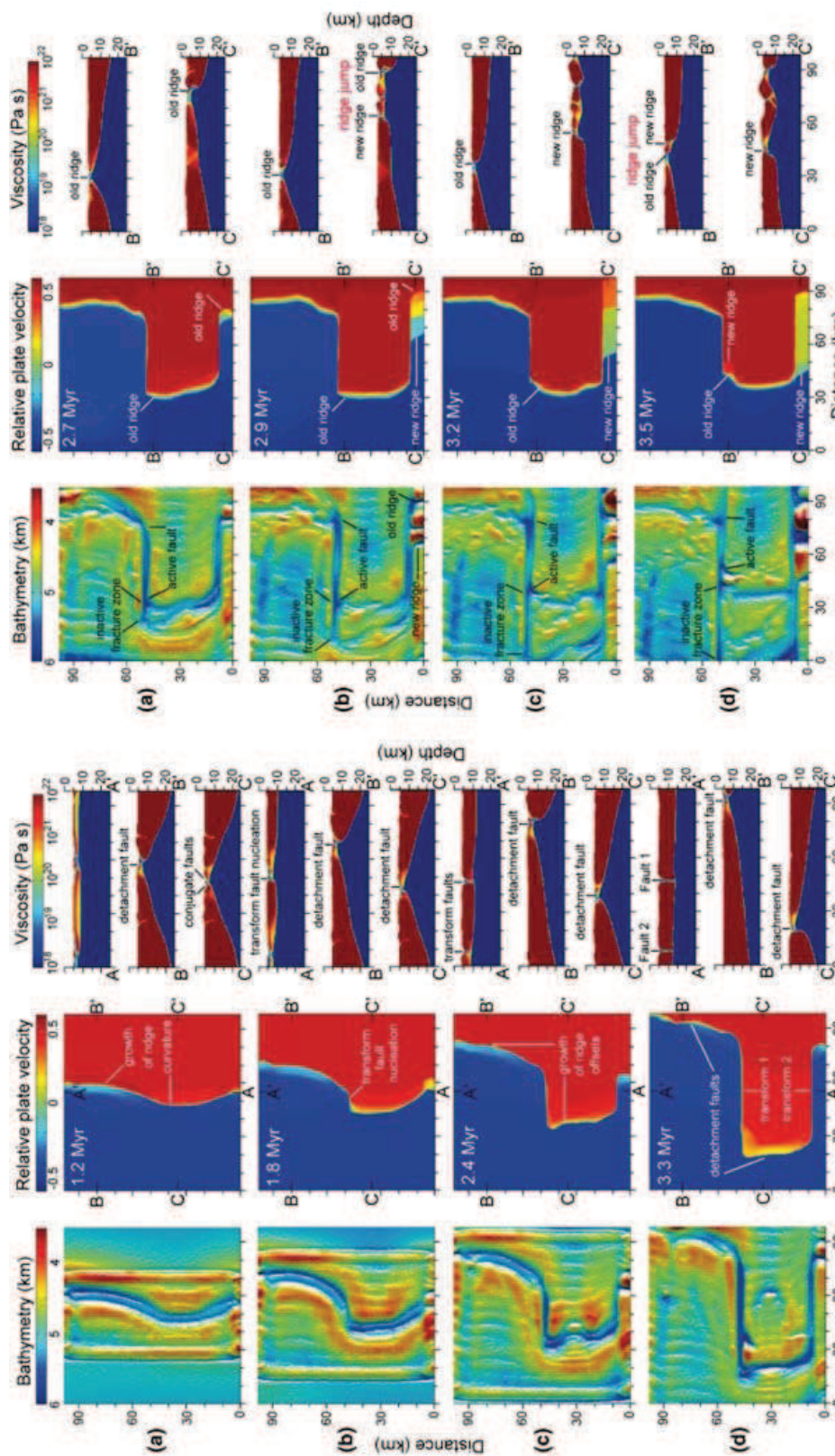


**Figure I.23.** Carte bathymétrique et topographique (Smith et Sandwell, 1997) rendant compte de la bonne corrélation entre la géométrie de la dorsale médio-atlantique (traits gras en noir) et la morphologie des marges continentales. Les zones de fractures majeures sont représentées en noires. Les marges transformantes (indiquées par le texte en noir) et les zones de fractures (texte en blanc) se prolongeant dans le domaine océanique montrent un lien qu'il existe entre certains systèmes décrochant identifiés à terre et en mer. En d'autres termes, certaines zones de fractures rendent compte de l'héritage structural des premières phases de rifting.



**Figure 1.24.** Carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009) ayant permis la reconnaissance des zones de fracture de Jacksonville, Cape Verde et Snellius. Les isochrones (Aslanian et Olivet, communication personnelle) sont représentées en traits colorés. Peu avant l'anomalie magnétique C20 (~42 Ma) la zone de fracture de Snellius se met en place. Les anomalies magnétiques plus anciennes ne sont pas décalées par cette zone de fracture. Les zones de fracture de Cape Verde et de Jacksonville sont parallèles aux autres zones de fracture de l'Atlantique Central et disparaissent avant l'anomalie magnétique C34 (~84 Ma).





**Figure I.25.** Modèle numérique 3D montrant la croissance spontanée d'une faille transformante à partir d'un segment d'une dorsale. Les valeurs de la bathymétrie correspondent au toit du modèle (colonne de gauche). La vitesse horizontale est normalisée par rapport à la vitesse d'accrétion (colonne du milieu). Les diagrammes de (a) à (d) montrent les étapes successives depuis 1,2 Ma, 1,8 Ma, 2,4 Ma, et 3,3 Ma, respectivement: (a) nucléation de la courbure de la dorsale, (b) nucléation de la faille transformante à partir de la courbure de la dorsale, (c) et (d) croissance du décalage de la ride le long de la faille transformante. A droite, développement d'une zone de fracture après augmentation de la vitesse d'accrétion. Les diagrammes de (a) à (d) montrent les étapes successives depuis 2,7 Ma, 2,9 Ma, 3,2 Ma, et 3,5 Ma, respectivement: (a) stabilisation du décalage à la dorsale, (b) à (d) croissance de la zone de fracture, saut de dorsale (d'après Gerya, 2010).

La structure des failles transformantes est dépendante de la vitesse d'accrétion de la dorsale (Fig. I.26). Ainsi, dans un système d'accrétion lent (inférieur à 50 mm/an), les processus de remontée magmatique, sous la dorsale, provoquent un amincissement de la croûte océanique vers le domaine transformant. En revanche, les systèmes à accrétion rapide (80-180 mm/an) sont caractérisés par de plus faibles variations crustales, probablement en lien avec une remontée mantellique plus uniforme sous la dorsale (Gregg et al., 2007). Les zones de fracture du Pacifique (accrétion rapide) ont une morphologie abrupte en marche d'escalier, acquise dans le domaine transformant et contrôlé, par la subsidence liée à l'âge de la lithosphère (lithosphère océanique nouvellement créée moins profonde que la lithosphère plus ancienne). Dans l'Atlantique (accrétion lente), la géométrie des zones de fracture est plus complexe (Fig. I.27). Le centre du domaine transformant est caractérisé par une vallée transformante bordée par des forts reliefs (rides transformantes). Ces reliefs sont généralement supérieurs à ceux prédits par la courbe de subsidence (âge/profondeur) pour une croûte océanique classique (Menard, 1969; Slater et al., 1971). Un processus de contraction thermique de la lithosphère parallèle à l'axe d'accrétion (Turcotte, 1974 ; Collette, 1974) est le mécanisme le plus souvent invoqué. Le long de la zone de fracture, une ride est située sur la croûte océanique plus ancienne, laissant une dépression sur la croûte la plus jeune (fosse).

Une fois que la faille transformante évolue en zone de fracture, le contact entre les deux lithosphères peut se souder (Wessel et Haxby, 1990). Dans ce cas, une zone de fracture ne représenterait pas une zone de faiblesse particulière par rapport au reste de la lithosphère océanique. Cela étant, une zone de fracture peut aussi être sujette à des soulèvements tectoniques localisant ainsi la déformation, comme par exemple le long des rides de Tehuantepec (Menea et al., 2005), ou de Gagua (Deschamps et al., 1998). Une zone de fracture serait dans ce cas une zone de faiblesse localisant les contraintes tectoniques dues à une réorganisation cinématique des plaques. La zone de subduction d'Izu - Bonin - Marianne se serait initiée le long d'une ancienne zone de fracture (Uyeda et Ben-Havraham, 1972). La zone de fracture de Macquarie au Sud - ouest de la Nouvelle Zélande présente des indices d'initiation de subduction à ses extrémités Nord et Sud (Collot et al., 1995 ; Meckel et al., 2003).

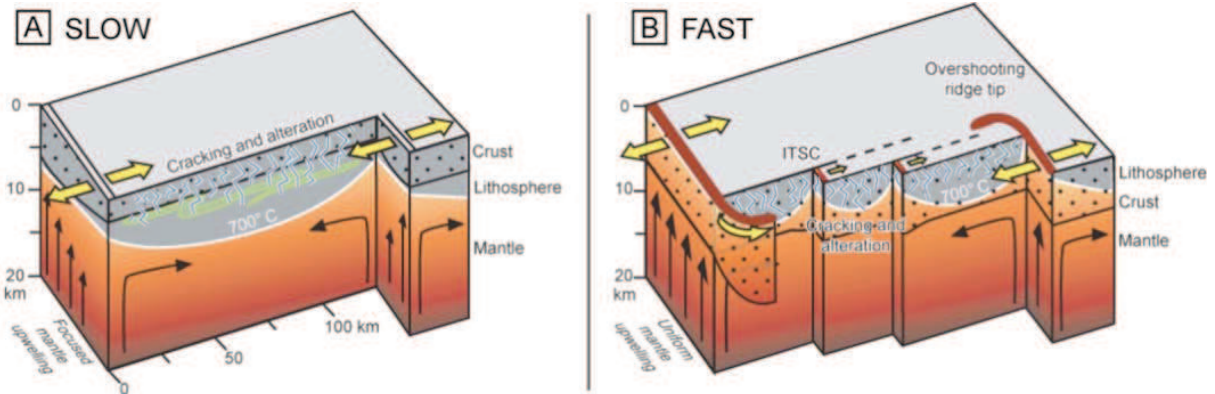
## I.2.2. Géodynamique de l'Atlantique entre 20°N et 10°N

### I.2.2.1. Les premiers stades d'ouverture de l'Atlantique Central et Equatorial

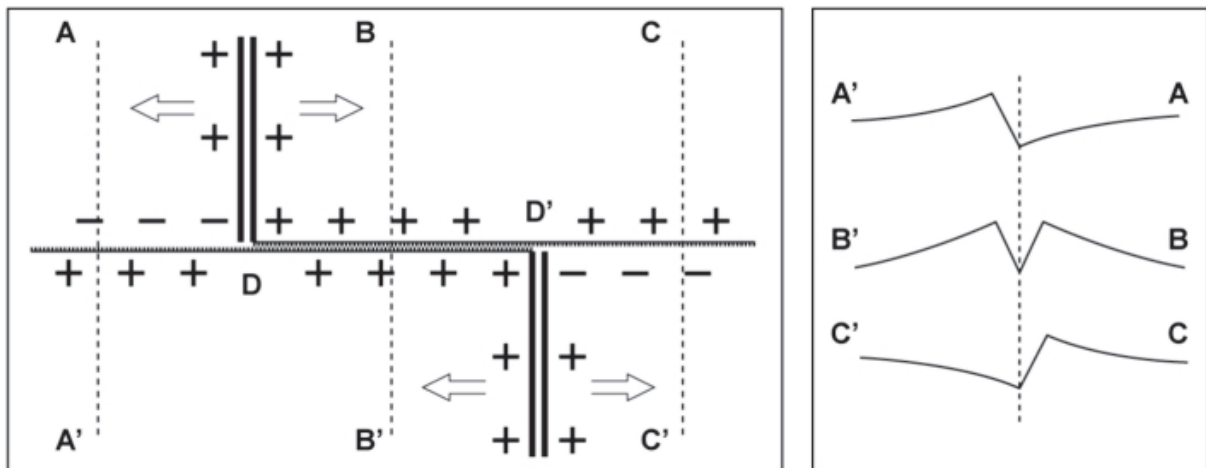
Sous la marge orientale de la plaque CAR, une croûte océanique atlantique appartenant à deux plaques distinctes : (NAM) côté Atlantique Central et (SAM) côté Atlantique Equatorial, entre en subduction. L'histoire de ces deux domaines atlantiques est liée aux mouvements divergeants entre trois grandes plaques (Fig. I.15) : nord américaine, sud américaine et africaine (AF) lors de la dislocation du supercontinent Pangée à la fin du Trias (~200 Ma).

L'Atlantique Central résulte de la séparation des plaques NAM et AF depuis le Sinémurien (Jurassique Inférieur, ~190 Ma) (Sahabi et al., 2004). Les plaques SAM et AF quant à elles, restèrent solidaires jusqu'à ~130 Ma formant le continent Gondwana (Fig. I.28). Les vitesses d'accrétion à la dorsale de l'Atlantique Central furent d'abord extrêmement lentes (~8 mm/an) jusqu'à 170 Ma, époque à laquelle un changement drastique de la direction d'ouverture a lieu passant de NNO-SSE à NO-SE et s'accompagnant d'une augmentation de la vitesse d'accrétion (17 mm/an) (Labails et al., 2010). A cette période la rotation horaire du block du Yucatan par

rapport à NAM permet l'ouverture du Golfe du Mexique (Klitgord et al., 1984 ; Pindell et al., 1988 ; Pindell et al. 2006) (Fig. I.28 B à C). Après une courte période d'accélération de la vitesse d'accrétion (28 mm/an) entre 154 Ma et 150 Ma, cette vitesse chute (13 mm/an) restant stable jusqu'à 125 Ma, la direction d'ouverture (NO-SO) restant inchangée. L'ouverture du Golf de Mexique s'achève à la fin du Jurassique ou possiblement au début du Crétacé (Pindell et al., 1988 ; Pindell et Kennan, 2009)(Fig. I.28 D à E). La divergence entre les plaques NAM et SAM laisse la formation d'un bras de mer, la proto-mer des caraïbes (*Proto-Caribbean Seaway*) (Fig. I.28 E- à H).



**Figure 26.** Blocs diagrammes des modèles à l'échelle crustale des processus d'accrétion selon la vitesse d'accrétion à la dorsale le long des failles transformantes (Gregg et al., 2007). Les flèches jaunes représentent les vecteurs déplacements, les flèches noires indiquent le flux mantellique. La lithosphère est en gris avec à sa base l'isotherme 700°C. La croûte est représentée par les pois noirs. Les fissures en bleu et les figurés verts indiquent, respectivement, les régions à porosité et serpentinisation plus intense. A) Accrétion lente, présente une remontée de manteau sous la dorsale avec un amincissement crustal le long de la faille transformante. B) Accrétion rapide, la remontée du manteau est relativement uniforme.



**Figure I.27.** Caractéristique morphologique classique d'une zone de fracture dans l'Atlantique Central (d'après Mulder et Collette, 1984). A gauche, les signes «+» indiquent un relief positif et les signes «-», une dépression. A droite, les profils AA' et CC' montrent une géométrie miroir des zones de fracture avec un mur du côté ancien et une fosse du côté jeune. Le profil BB' est une coupe qui traverse la zone transformante.



La dislocation entre SAM et AF commence il y a ~130 Ma dans la partie australe de l'Atlantique Sud (Moulin et al., 2010). L'ouverture de l'Atlantique Sud se propage vers le Nord, la transition Aptien-Albien marquant l'ouverture du segment central (Moulin et al., 2010). Les plateaux de Démérara et de Guinée faisaient partie de la marge passive de Gondwana. Les premiers stades d'océanisation de l'Atlantique Equatorial (partie septentrionale de l'Atlantique Sud), entre les plateaux de Guinée et de Démérara, commencent vers 105 Ma et s'accompagnent de la mise en place du réseau de zones de fracture de l'Atlantique Equatorial (Fig. I.28 E à H) (Moullade et al., 1993 ; Campan, 1995). C'est à ce stade qu'apparaît le point triple entre NAM, SAM et AF.

### I.2.2.2. La frontière de plaques entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud

Pindell et al. (1988) résument ainsi les mouvements relatifs entre les deux Amériques comme étant divergents selon une direction NO-SE depuis le Trias Supérieur (dislocation de Pangée) jusqu'au Campanien (anomalie magnétique C34) (Fig. I.29). Entre les anomalies magnétiques C34 et C21 (Eocène Moyen) un changement de direction d'accrétion mineur se produit. La dorsale entre les deux Amériques aurait cessé de fonctionner à cette période. Depuis, le mouvement relatif entre les deux plaques américaines est tellement faible que la frontière de plaque est très difficile à identifier. Néanmoins, une faible convergence entre les plaques NAM et SAM serait accommodée par les zones de fracture entre l'Atlantique Central et Equatorial.

De nombreuses études cinématiques ont tenté de résoudre le problème de cette limite de plaque entre les deux Amériques (Roest et Collette, 1986; Cande et al., 1988, Shaw et Cande, 1990; Müller et Smith, 1993; Campan, 1995; Müller et al., 1999). Ces modèles cinématiques montrent que la frontière de plaque entre NAM et SAM aurait migré vers le Nord depuis la fin du Crétacé, cependant, ces résultats divergent quant à sa position au cours du temps. Les études de GPS (Global Positioning System) et les modèles cinématiques globaux récents (DeMets et al., 1990; DeMets et al., 1994 ; Gordon et al., 1998; Müller et al., 1999; Argus et al., 2010; DeMets et al., 2010) ne s'accordent pas non plus sur la position actuelle du pôle de rotation décrivant les mouvements relatifs entre NAM et SAM (Fig. 30). Les modèles s'accordent néanmoins sur le fait que ce pôle est proche de la zone déformée définie par les rides de Barracuda et Tiburon.

### I.2.2.3. Evolution géodynamique de la marge Est de la plaque Caraïbe

La plaque CAR étant bordée par des marges destructives (subduction de l'Amérique Centrale à l'Ouest et subduction des Petites Antilles à l'Est) et par de grands systèmes décrochants au Nord et au Sud (Fig. I.31), il est difficile d'obtenir des informations concernant les taux de déplacement de cette plaque par rapport aux plaques voisines (NAM, SAM, Pacifique). Si, à l'échelle globale, les modèles d'évolution géodynamique de la plaque CAR sont cohérents les uns par rapport aux autres ils ne s'accordent pas tous, dans le détail, et de nombreuses controverses demeurent encore à l'heure actuelle. Une brève description de l'évolution de la plaque CAR sera faite ici sans trop s'appesantir sur ces polémiques.

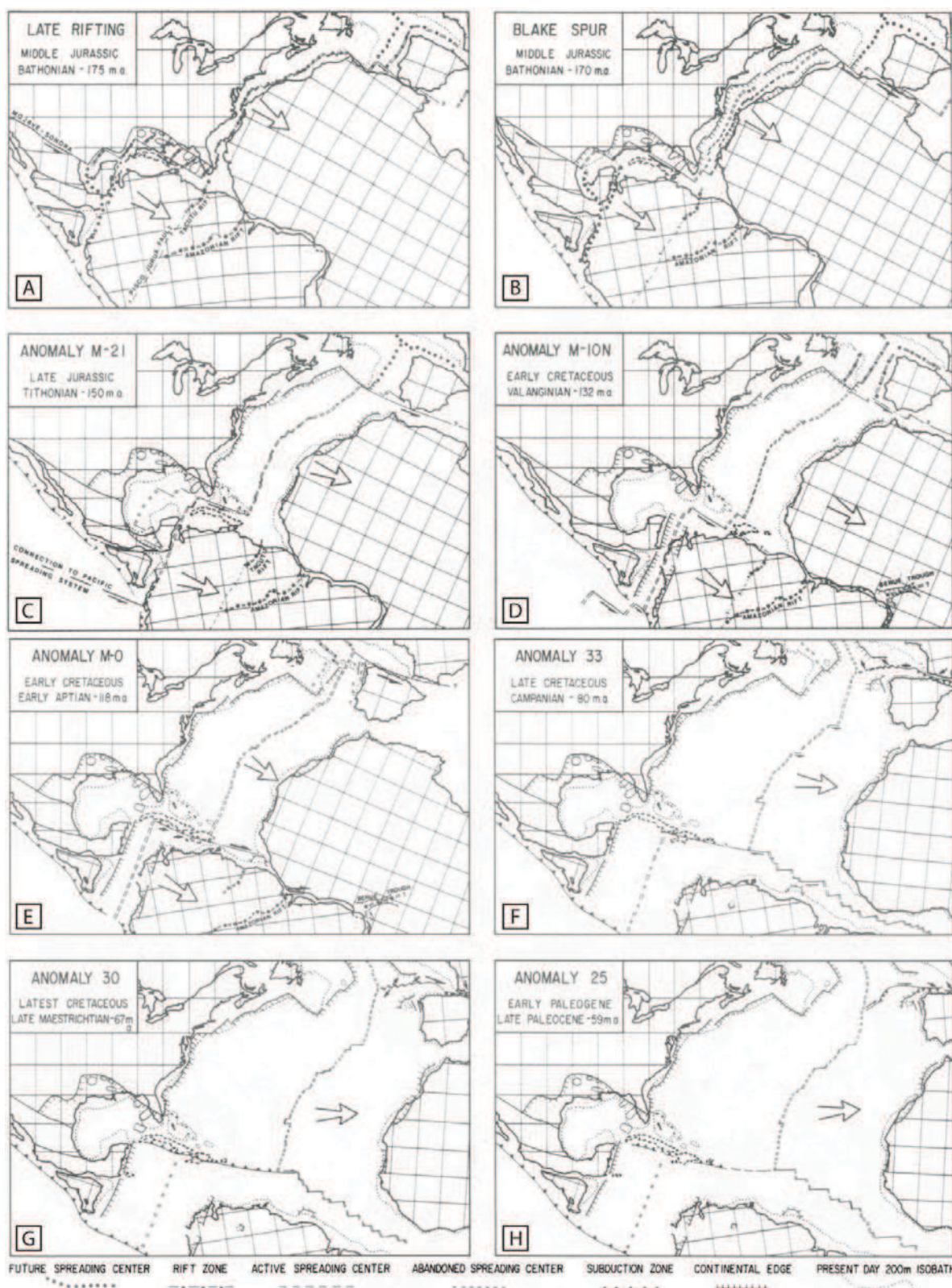
Depuis le début du Mésozoïque, les marges occidentales des plaques nord et sud américaines sont définies par une subduction à pendage Est caractérisant le flanc occidental du supercontinent Pangée (Fig. I.32). Entre le Jurassique Inférieur et le Campanien Terminal (Pindell et al., 1988 ; Müller et al., 1999 ; Mann et al., 2007), la dislocation de la Pangée engendre la séparation (NO-SE) des deux plaques américaines, laissant apparaître la proto-mer des

caraiïbes (Fig. I.32). La bordure occidentale de ce bras de mer est limitée par un arc volcanique crétacé : le *Great Caribbean Arc* (le grand arc caraïbe) (Burke, 1988).

La période au cours de laquelle se développe la subduction à pendage Ouest sous le grand arc caraïbe est controversée. Elle s'initierait par une inversion de pendage de la subduction permettant la migration vers l'Est de la plaque CAR. Le mécanisme d'inversion est encore débattu. Pour certains, le plateau océanique (Caribbean Large Igneous Province) formé dans le domaine Pacifique sur la plaque Farallon à l'aplomb du point chaud des Galápagos, à la fin du Crétacé serait rentré en subduction sous le grand arc caraïbe ~5 Ma après sa formation (Burke et al., 1978 ; Pindell et Barrett, 1990 ; Kerr et al., 2000) (Fig. I.33A). La forte flottabilité de ce plateau l'empêcha de passer en subduction et provoqua l'inversion de polarité de la subduction (White et al., 1999 ; Mann et al., 2007). D'autres auteurs (Pindell, 1993 ; Pindell et al., 2005, Pindell et Kennan, 2009) proposent une inversion de polarité de la subduction plus tôt, à l'Aptien (Fig. I.33B). A cette période, les paléogéographies des marges américaines suggèrent que l'inversion de polarité s'effectua d'abord au Sud-Est de l'arc, alors qu'un mouvement décrochant caractérisait la partie Nord de l'arc (Fig. I.33C-D). Le passage en subduction de la dorsale entre les deux Amériques aurait favorisé un fort taux de fusion partielle dans l'asthénosphère provoquant la formation de ce plateau (Pindell et al., 2006).

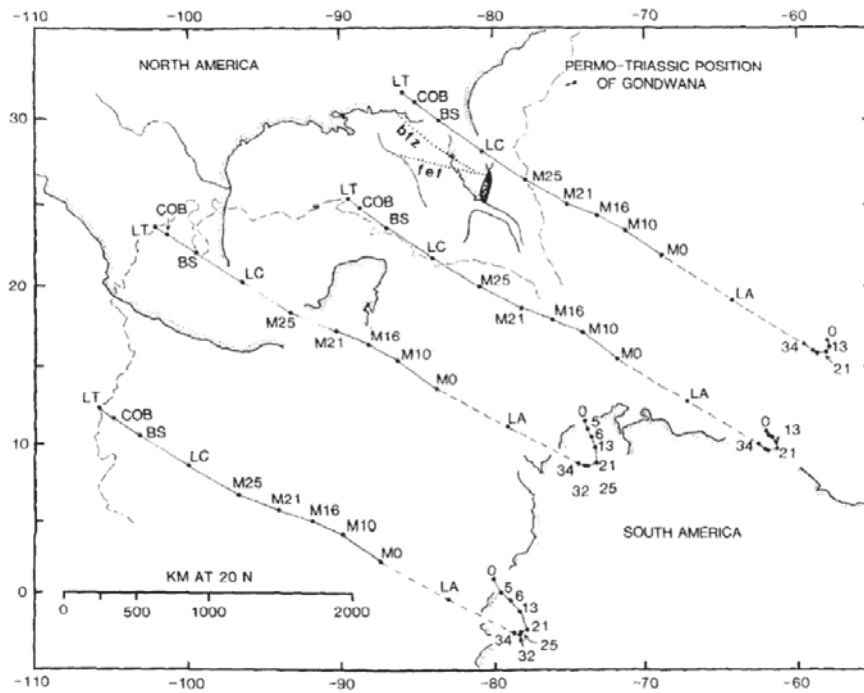
L'évolution crétacée de la plaque CAR est caractérisée par les événements suivants. La plaque CAR commence sa propagation vers le Nord-Est. L'arc volcanique se détache du plateau océanique et collide avec le bloc de Chortis et la marge sud américaine (Fig. I.33B). La partie Nord-Ouest de l'arc forme l'arc des Grandes Antilles, le Sud-Ouest de l'arc quant à lui pourrait correspondre à la Ride d'Aves (Pindell et Kennan, 2009). La mise en place de la subduction de la plaque Farallon sous la marge occidentale du plateau océanique est datée entre l'Albien (Pindell et Kennan, 2009) et le Campanien (Mann et al., 2007). La dérive vers le Nord-Est de la plaque CAR s'arrête avec la collision contre la plateforme des Bahamas au Paléogène (Burke et al., 1984). La Fosse de Cayman se forme à l'Eocène pour accommoder la progression vers l'Est de CAR par rapport à NAM. A cette période le roll back de la subduction (à pendage vers l'Ouest) permet la formation des bassins d'arrière arc du Yucatan et de Grenade. Alors que l'arc des Grandes Antilles n'est plus actif, l'arc des Petites Antilles se développe depuis l'Eocène. Les marges Nord et Sud de la plaque CAR s'accompagnent de grands systèmes décrochants développés à la fin de l'Eocène (Burke et al., 1984), le complexe Cayman-Hispaniola-Puerto Rico et le système Bocono-El Pilar, respectivement.

Les grands traits de l'évolution de la marge Est caraïbe ont été retracés dans ce chapitre. Le rôle des rides de Barracuda et de Tiburon est fréquemment invoqué dans cette histoire : déformation du prisme d'accrétion de la Barbade, mouvements verticaux de l'avant arc des Petites Antilles, sismicité accrue dans l'avant arc dans le prolongement de ces rides ; la migration de l'arc volcanique des Petites Antilles à la fin du Miocène parfois reliée à l'entrée en subduction de ces rides. D'un point de vue géodynamique, la présence de ces rides serait un point clef dans l'évolution de l'Atlantique et plus particulièrement sur la localisation de la frontière de plaques entre NAM et SAM.

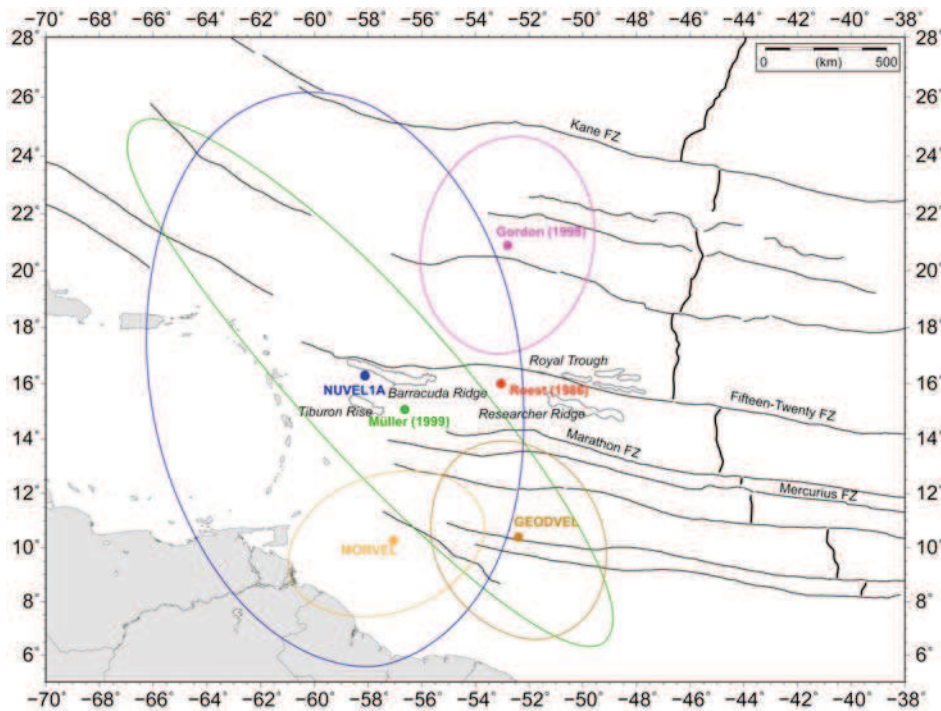


**Figure 1.28.** Premiers stades d'ouverture de l'Atlantique Central, Equatorial et de la proto-mer des caraïbes (Klitgord et Schouten, 1986). L'âge des reconstructions n'est pas tout à fait en accord avec la description dans le texte qui se base sur des travaux plus récents. Néanmoins, ces planches illustrent bien les phases majeures d'ouverture de l'Atlantique Central et du Golfe du Mexique puis de l'Atlantique Equatorial.



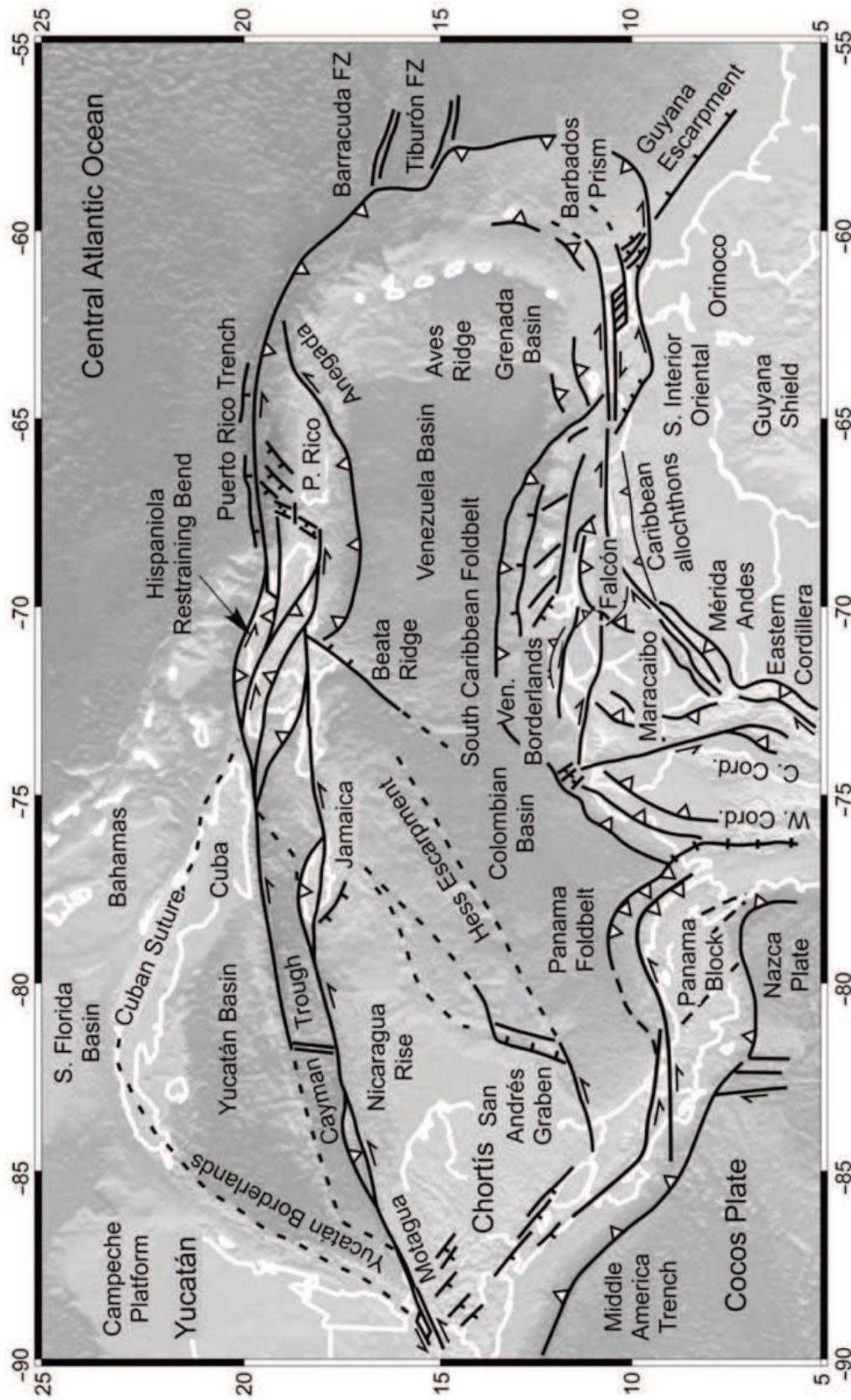


**Figure I.29.** Trajectoires selon quatre points de la plaque Amérique du Nord par rapport à la plaque Amérique du Sud (Pindell et al., 1988). Depuis la fin du Trias (LT) jusqu'à l'anomalie C34 (début du Campanien) les deux Amériques divergent selon une direction NO-SE. Depuis le Crétacé Supérieur une faible convergence entre ces deux plaques serait accommodée par les zones de fractures entre l'Atlantique Central et Equatorial.



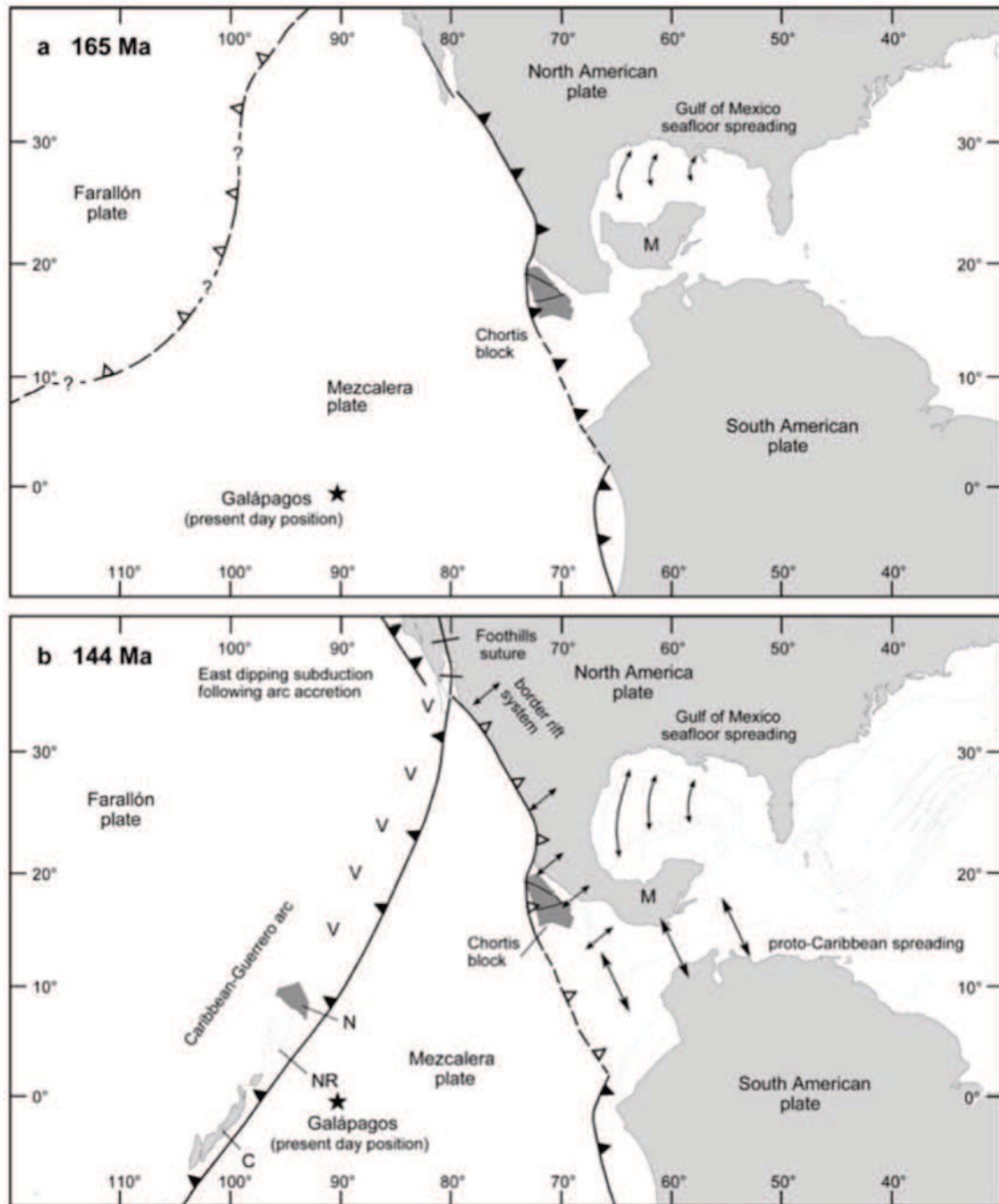
**Figure I.30.** Localisations des pôles de rotations issues des études GPS et les modèles cinématiques globaux récents (NUVEL 1A, DeMets et al., 1994 ; Gordon et al., 1998; GEODVEL, Argus et al., 2010; MORVEL, DeMets et al., 2010). Le pôle de rotation de Müller et al. (1999) est pour la période 0-10 Ma et celui de Roest et Collette (1986), 0-7Ma.

**Figure I.30.** Location of the rotation poles from GPS and recent global kinematic models (NUVEL 1A, DeMets et al., 1994 ; Gordon et al., 1998; GEODVEL, Argus et al., 2010; MORVEL, DeMets et al., 2010). The rotation pole of Müller et al. (1999) corresponds to a time span of 0-10 Ma and the rotation pole of Roest and Collette (1986), of 0-7Ma.



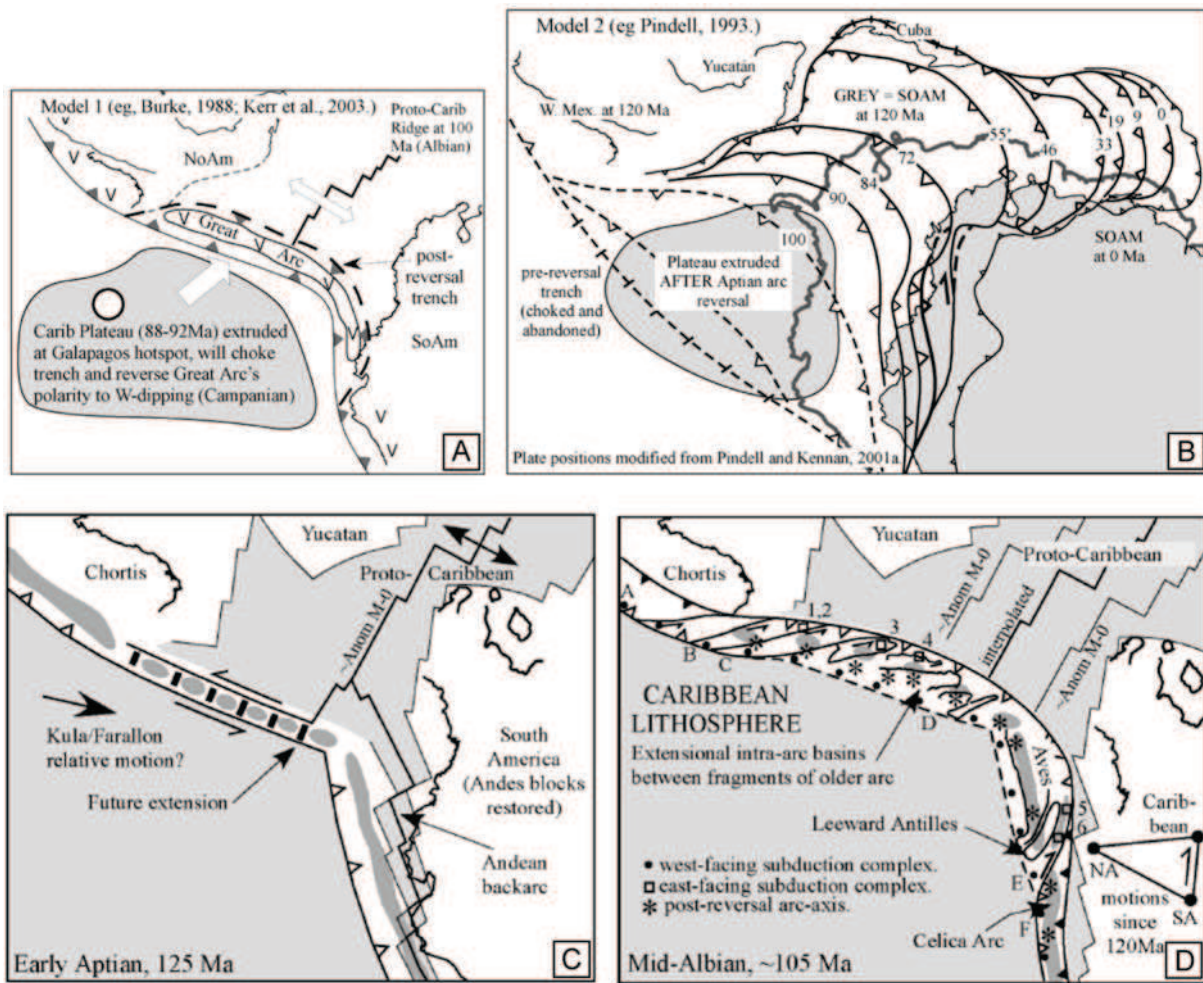
**Figure I.31.** Carte tectonique de la plaque Caraïbe (Pindell et Kennan, 2009). La plaque CAR est bordée par des marges destructives (subduction de l'Amérique Centrale à l'Ouest et subduction des Petites Antilles à l'Est) et par de grands systèmes décrochants au Nord et au Sud.





**Figure I.32.** Reconstructions cinématique des plaques Nord Américaine et Sud Américaine avant l'apparition de la plaque Caraïbe au Jurassique (Mann et al., 2007). Les marges Ouest des plaques Nord et Sud Américaines sont définies par une subduction à pendage Est caractérisant le flanc Ouest du supercontinent Pangée (carte du haut). Entre Jurassique Inférieur et le Campanien Terminal la dislocation de la Pangée engendre la séparation (NO-SE) des deux plaques américaines, laissant apparaître un domaine océanique, la proto-mer des caraïbes (carte du bas). M, Maya block ; N, Nicaragua ; NR, Nicaraguan Rise ; C, Cuba.

**Figure I.32.** Reconstruction of the development of the western Cordillera and Caribbean from Jurassic, 165 Ma (top) to 144 Ma (bottom) (Mann et al., 2007). a) East dipping subduction along the western margin of the Americas occurred across the Central America region. b) At the start of the Cretaceous, North and South America continued to separate on the form of the proto-Caribbean seaway. The Caribbean arc is part of the same intra-pacific ocean arc system that entered the Caribbean region during the cretaceous time. M, Maya block ; N, Nicaragua ; NR, Nicaraguan Rise ; C, Cuba.



**Figure I.33.** Deux modèles expliquant la formation du plateau Caraïbe CLIP (traduit de l'anglais *Caribbean Large Igneous Province*) (d'après Pindell et al., 2006). A) Origine du plateau océanique formé dans le domaine Pacifique sur la plaque Farallon à l'aplomb du point chaud des Galápagos à la fin du Crétacé (Campanien). B) Modèle alternatif proposant la formation du CLIP à l'Aptien après l'inversion de polarité de la zone de subduction. C) Avant inversion de polarité de la subduction. D) Après inversion de polarité de la subduction.

**Figure I.33.** Two contrasting popular models for the 92-88 Ma extrusion of the Caribbean Large Igneous Province (CLIP) onto pre-existing crust (after Pindell et al., 2006). A) CLIP was extruded at Galapagos hotspot while Farallon plate was in the Pacific and moving north-east, CLIP then choked on reversed the Cordilleran Trench at the end of the Cretaceous. B) Alternate model, CLIP was extruded onto Farallon crust after Aptian reversal. C) Pre-subduction polarity-reversal time. D) Post-subduction-polarity-reversal time.



<b>CHAPITRE II. Méthodologie .....</b>	<b>41</b>
Abstract.....	43
II.1. Les données bathymétriques .....	46
II.2. Les données sismiques.....	49
II.2.1. Dispositif d'acquisition de sismique rapide multitrace.....	49
II.2.2. Traitement des données sismiques .....	50
II.2.3. Corrélation des données sismiques avec les données de puits .....	56
II.3. Les données de gravimétrie à l'air libre .....	58
II.3.1. Fabrique tectonique de L'Atlantique entre 27°N et -5°N .....	58
II.3.2. Modélisations gravimétriques.....	60
II.4. Les données magnétiques.....	65



## Abstract

Although several historic cruises and transects acquired data in the study area, few dedicated data are available across the Barracuda Ridge and Tiburon Rise. Within the framework of the French national EXTRAPLAC program for the extension of the legal continental shelf according to Article 76 of the United Nations Convention on the Law of the Sea, a seismic survey, ANTIPLAC, was conducted in 2007 offshore Martinique and Guadeloupe. The *R/V L'Atalante* acquired 4160 km of multi-channel seismic reflection, 3.5 kHz sediment profiler and multibeam bathymetry data. Most of the seismic track lines run perpendicular to the WNW-ESE-trending ridges, which permits a good definition of these structures (Fig. II.1). These new data have been supplemented by existing data in the study area: bathymetric data (multibeam and altimetry), gravity (altimetry), magnetics, seismic reflection and drilling data. This dataset will allow us to precise the evolution of these ridges and answer some inherent questions about the Atlantic region.

Multibeam bathymetry data were integrated with other existing multibeam data (Table II.1) in a digital terrain model with a resolution of 200 m (Fig. II.2 and Fig. II.3). The database was complemented by the satellite bathymetry map, published by Smith and Sandwell (1997) (Fig. II.4). New multichannel seismic reflection data, 3.5 kHz profiler and multibeam bathymetry data were acquired by the *R/V L'Atalante* between 11 and 22 January 2007 (Fig. II.1). The seismic acquisition system comprised a 24-channel streamer with a group spacing of 12.5 m, and two generator injector (GI) air guns with a total volume of 300 in<sup>3</sup>. The data were stacked and were migrated using velocity functions similar to those used in this area for other seismic surveys (Bangs et al., 1999; Dolman, 2000), and were modified locally to optimize imaging of the sediments and the top of the oceanic basement (Fig. II.14). This provided good seismic images when subseafloor traveltimes were < 2.5–3 s TWTT. Other seismic reflection data were used (Table II.2). Figure II.15 shows the compilation of seismic reflection data acquired in the study area.

The area located between the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise was the subject of several drilling legs: DSDP Legs 4 (1969) and 78A (1981), ODP Legs 110 (1986), 156 (1994) and 171A (1996) (Fig. II.16). The correlation of seismic data with DSDP/ODP results was performed in two different ways: (i) a direct correlation of boreholes results with major seismic reflectors after their travel times had been converted to depth, using published velocity laws (Bangs et al., 1990; Dolman, 2000) and (ii) a comparison of the seismic facies between ODP seismic data acquired during Leg 110 and Leg 171A (Masclé et al., 1988a,b; Moore et al., 1998b) and the Antiplac seismic data at the same location to validate our correlations (see in next chapter, Fig. III.8).

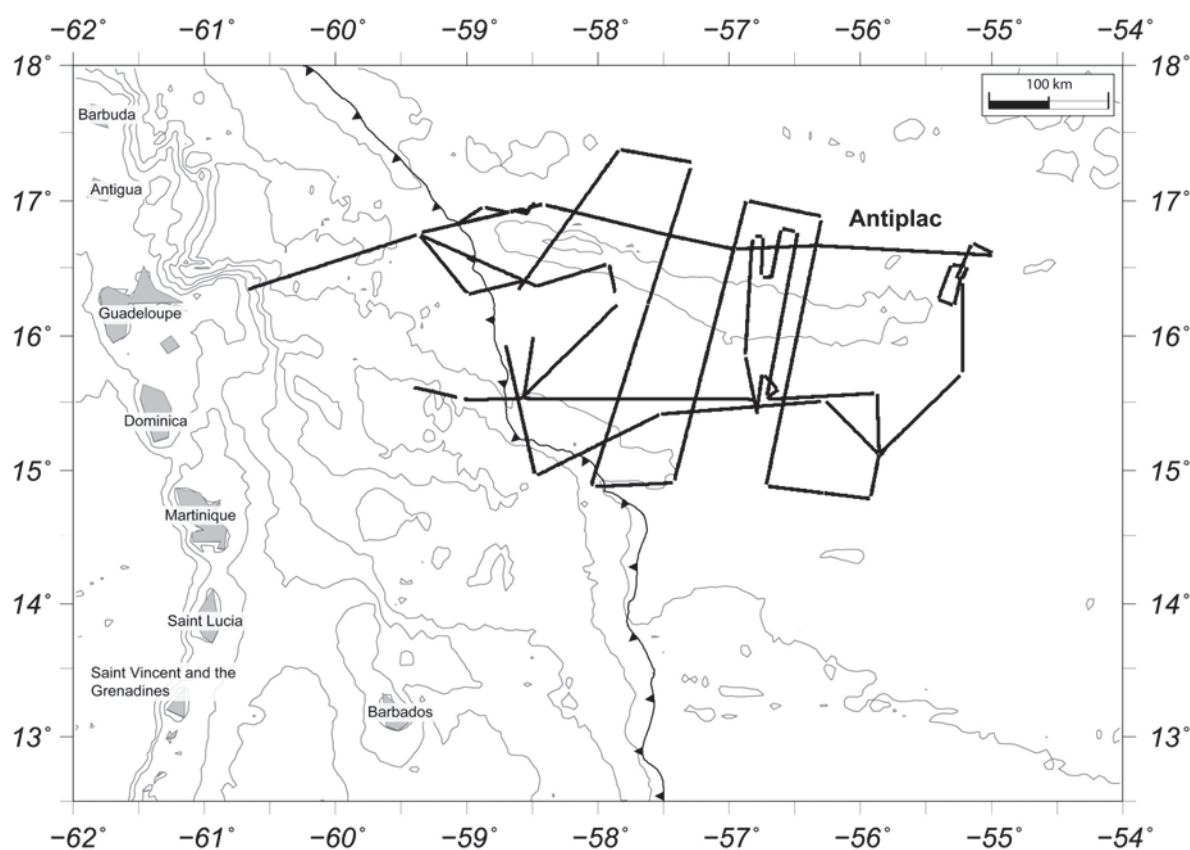
The satellite altimetry-derived marine gravity field reveals the tectonic fabric of the seafloor and subsurface. The mapping of the fracture zones was carried out using the free air gravity grid (Sandwell and Smith, 2009) (Fig. II.18). In 2011, Matthews et al. (2011) have conducted a similar approach to build the global tectonic fabric of the seafloor using the satellite-derived gridded Vertical Gravity Gradient (Sandwell and Smith, 2009). A new map of the tectonic fabric of the Atlantic between 27°N and 5°N was constructed by combining both our work and Matthews' global tectonic fabric (Fig. II.20).

A crustal modelling was conducted to understand what could be the causes of the strong mass anomalies beneath these ridges. A composite profile was performed (Fig. II.21) long enough to comprise the entire gravity signal of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise. It consists of seismic reflection profile Anti.7 to the south (which cross the ridges) and RC1701 to the north (Fig. II.22). To achieve our gravity models we used the program GRAVMOD (Zelt and Smith, 1992). The model consists of polygons, corresponding to the geological strata, within which a constant density is assumed. This program calculates the gravity response of the model which is then compared to the measured gravity signal derived from the free air gravimetry grid (Sandwell and Smith, 2009). To avoid edge effects in the model, the limits of the model are extrapolated to -300 km and 300 km

To construct the magnetic anomaly map of the Atlantic between 25°N and 0°N, all the magnetic profiles available were extracted from GEOPHYSICAL DATA SYSTEM (GEODAS) from the National Geophysical Data Center (NGDC, <http://www.ngdc.noaa.gov>) and combined with magnetic data acquired during the Kroonvlag project (Collette et al., 1984). The levelling of the data has been performed based on the method of Evain (2002) because the sparse information related to the initial acquisition does not allow the magnetic data to be reprocessed according to IGRF standards. The magnetic anomaly map (Fig. II.24) is part of a work in progress; its use in detail is part of the future research that is suggested in the last chapter of this manuscript.



La marge orientale de la plaque Caraïbe a fait l'objet de nombreuses campagnes à la mer depuis les années 1970. Un grand nombre de données géophysiques ont été acquises au niveau du prisme d'accrétion de la Barbade et du plancher océanique sous-jacent. Malheureusement trop peu de données existent à travers les rides de Barracuda et de Tiburon. C'est pourquoi, les récentes données bathymétriques, sondeur de sédiments et sismiques réflexion (Antiplac) sont à la base de ce travail (Fig. II.1). Complétées par les données existantes dans la région (données bathymétrique : multifaisceaux et altimétriques, gravimétriques : altimétriques, magnétiques, sismiques réflexions, et données de forage), ce jeu de données va nous permettre de préciser l'histoire de ces rides et ainsi de répondre à certaines questions inhérentes à cette région de l'Atlantique. Ces données et les différents traitements appliqués seront présentés brièvement dans un ordre cohérent avec les chapitres de résultats qui suivront.



**Figure II.1.** Route de navigation (traits en gras) suivie pendant l'acquisition de données de bathymétrie multifaisceaux et de sismique réflexion 24 traces acquises lors de la campagne Antiplac (2007) menée par Ifremer dans le cadre du programme EXTRAPLAC.

*Figure II.1. Navigation tracks (bold lines) during multibeam and seismic reflection (24\_channel) acquisition of the Antiplac (2007) cruise of Ifremer onboard the N/O Atalante (EXTRAPLAC Project).*

Conformément à ses droits décrits dans l'article 76 de la Convention des Nations Unies sur le droit de la mer, datant de 1982, l'état français a déposé, en février 2009, une demande d'extension de son plateau continental au large des départements français de la Guadeloupe et de la Martinique. De nouvelles données géophysiques, nécessaires à la construction du dossier de demande d'extension, ont été acquises au cours de la campagne Antiplac réalisée en 2007 par

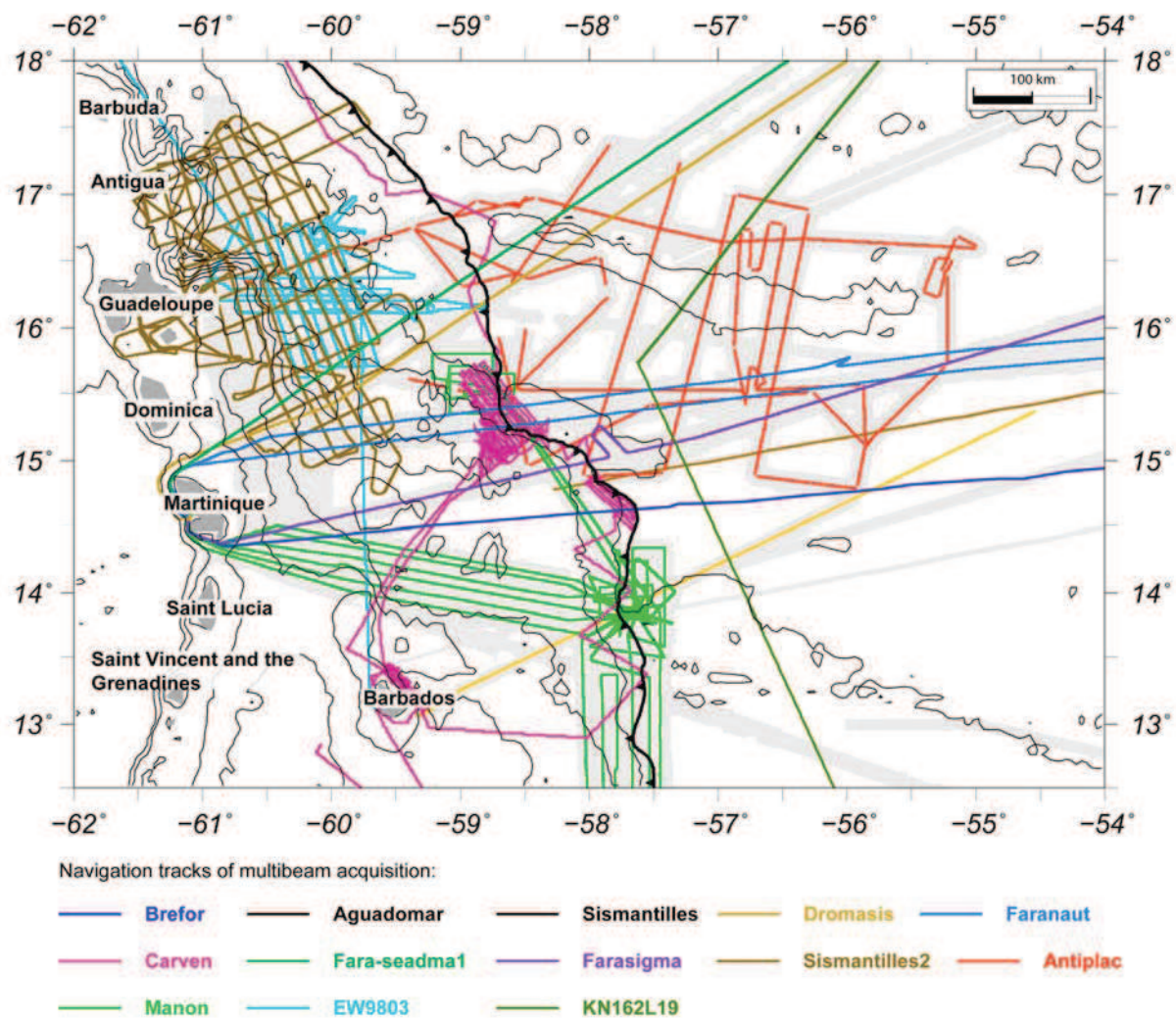
l'Ifremer à bord du N/O L'Atalante. A cette occasion, 4160 km de données bathymétriques multifaisceaux, sondeur de sédiments et de sismique réflexion multi-traces ont été acquises à travers les rides de Barracuda et de Tiburon (Fig. II.1) et passant par des sites de forage (voir section II.2.3 plus bas).

## II.1. Les données bathymétriques

Le N/O L'Atalante est équipé d'un sondeur multifaisceaux Simrad EM12D. Il s'agit d'un sondeur bathymétrique à large couverture. Ces données de bathymétrie multifaisceaux ont été intégrées aux autres données multifaisceaux existantes provenant des campagnes indiquées dans le tableau II.1. Les routes de navigation de ces profils bathymétriques sont présentées dans la figure II.2. Cette base de données bathymétrique, la plus complète possible, réalisée dans le cadre de la demande d'extension du plateau continental, a été reprise pour ce travail de recherche (Fig. II.3) et compilée selon les paramètres suivants : (i) Ellipsoïde WGS84, (ii) Projection Mercator N10° et (iii) Pas de maillage de 200 m. Au cours de ce travail nous avons complété la carte bathymétrique multifaisceaux avec la carte bathymétrique satellitaire publiée par Smith et Sandwell (1997) (Fig. II.4).

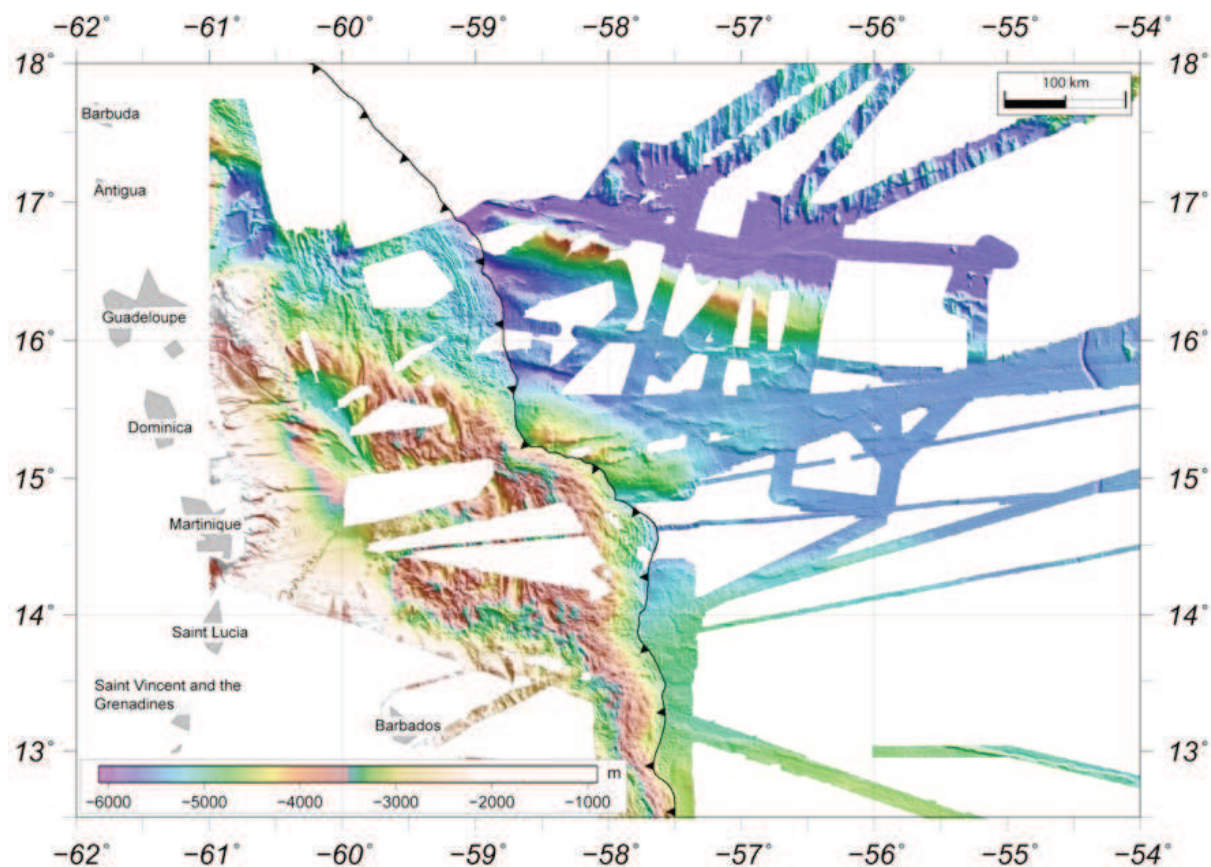
**Tableau II.1.** Données multifaisceaux utilisées pour la réalisation de la carte bathymétrique.

Campagne	Navire	Description
Carven (1981)	N/O Jean Charcot	Sondeur multifaisceaux (16 faisceaux)
Brefor, (1987)	N/O Jean Charcot	Sondeur multifaisceaux (16 faisceaux)
Fara-seadma1, (1991)	N/O L'Atalante	SIMRAD EM12 (162 faisceaux)
Farasigma, (1991)	N/O L'Atalante	SIMRAD EM12 (162 faisceaux)
Dormasis, (1992)	N/O L'Atalante	SIMRAD EM12 (162 faisceaux)
Faranaut/15N, (1992)	N/O L'Atalante	SIMRAD EM12 (162 faisceaux)
Manon, (1992)	N/O L'Atalante	SIMRAD EM12 (162 faisceaux)
EW9803, (1998)	R/V Maurice Ewing	Sondeur multifaisceaux <i>Atlas Hydrosweep DS</i>
Aguadomar, (1998)	N/O L'Atalante	SIMRAD EM12 (162 faisceaux)
KN162-leg19, (2001)	R/V Knorr	Sondeur multifaisceaux Seabeam 2100
Sismantilles2, (2007)	N/O L'Atalante	SIMRAD EM12 (162 faisceaux)



**Figure II.2.** Routes de navigation suivies pendant l'acquisition des données bathymétriques multifaisceaux lors des campagnes Carven (1981), Brefor (1987), Fara-seadma1 (1991), Farasigma (1991), Dormasis (1992), Faranaut/15N (1992), Manon (1992), EW9803 (1998), Aguadomar (1998), KN162-leg19 (2001), Sismantilles2 (2007) et Antiplac (2007) (cf. Tableau II.I).

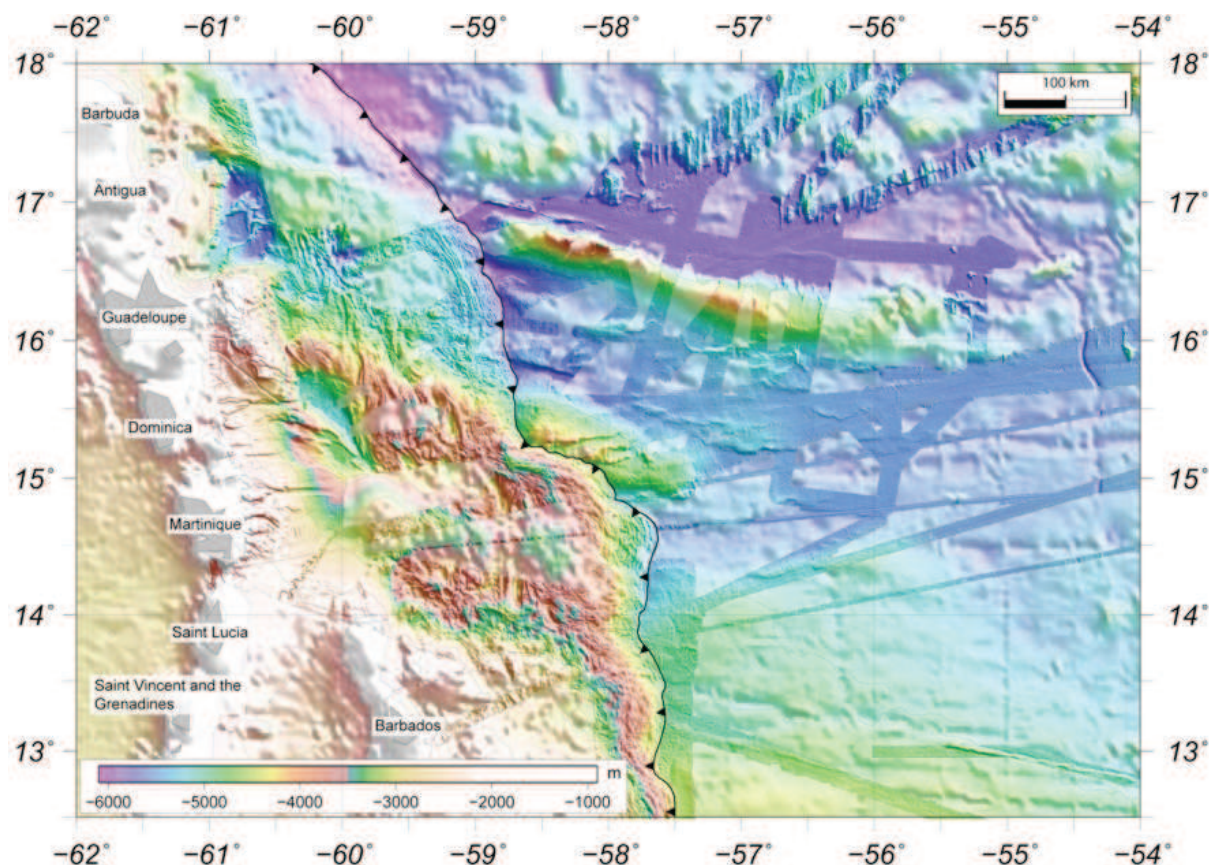
**Figure II.2.** Navigation tracks of multibeam acquisition during cruises Carven (1981), Brefor (1987), Fara-seadma1 (1991), Farasigma (1991), Dormasis (1992), Faranaut/15N (1992), Manon (1992), EW9803 (1998), Aguadomar (1998), KN162-leg19 (2001), Sismantilles2 (2007) and Antiplac (2007) (cf. Table II.I).



**Figure II.3.** Carte bathymétrique de la zone d'étude à partir de la compilation des données bathymétriques multifaisceaux (cf. Fig. II.2). Echantillonnage à 200 m et illumination 0°N.

**Figure II.3.** Bathymetry of the study area from multibeam data compilation (cf. Fig. II.2). 200 m grid sized map illuminated from the north.





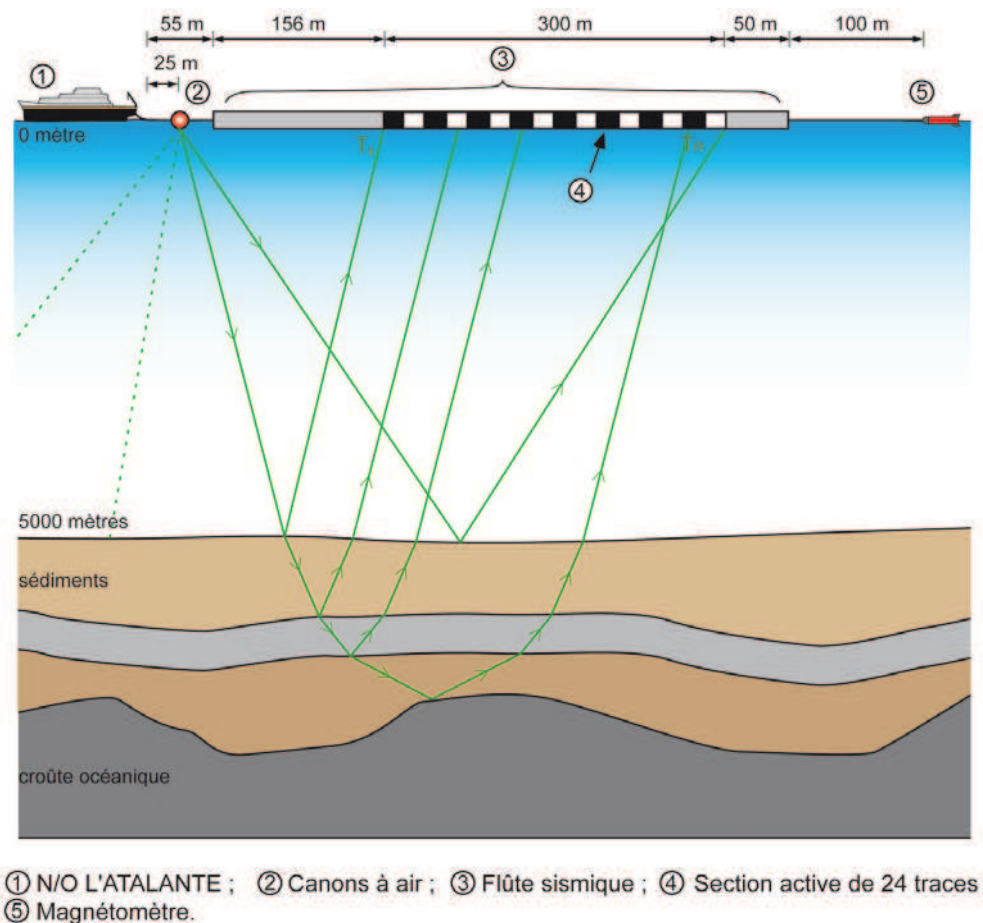
**Figure II.4.** Carte bathymétrique de la zone d'étude composée des données multifaisceaux et complétée par la grille de bathymétrie satellitaire publiée par Smith et Sandwell (1997). Echantillonnage à 200 m et illumination 0°N.

*Figure II.4. Bathymetry of the study area resulting from multibeam data (cf. Fig. II.4) and satellite bathymetry from Smith and Sandwell (1997). 200 m grid sized map illuminated from the north.*

## II.2. Les données sismiques

### II.2.1. Dispositif d'acquisition de sismique rapide multitrace

Le système d'acquisition de données sismiques multitrace SISRAP (sismique rapide), développé par l'Ifremer, se compose d'une flûte sismique, d'une source composée par 2 canons à air, d'électronique d'acquisition sismique (laboratoire SERCEL SN408), de deux capteurs d'immersion et des outils de contrôle qualité/traitement à bord. Ce dispositif est nommé sismique rapide parce qu'il est léger et court, et a l'avantage de pouvoir faire des acquisitions à des vitesses relativement rapides de l'ordre de 10 nœuds avec une résolution verticale entre 5 et 10 m.



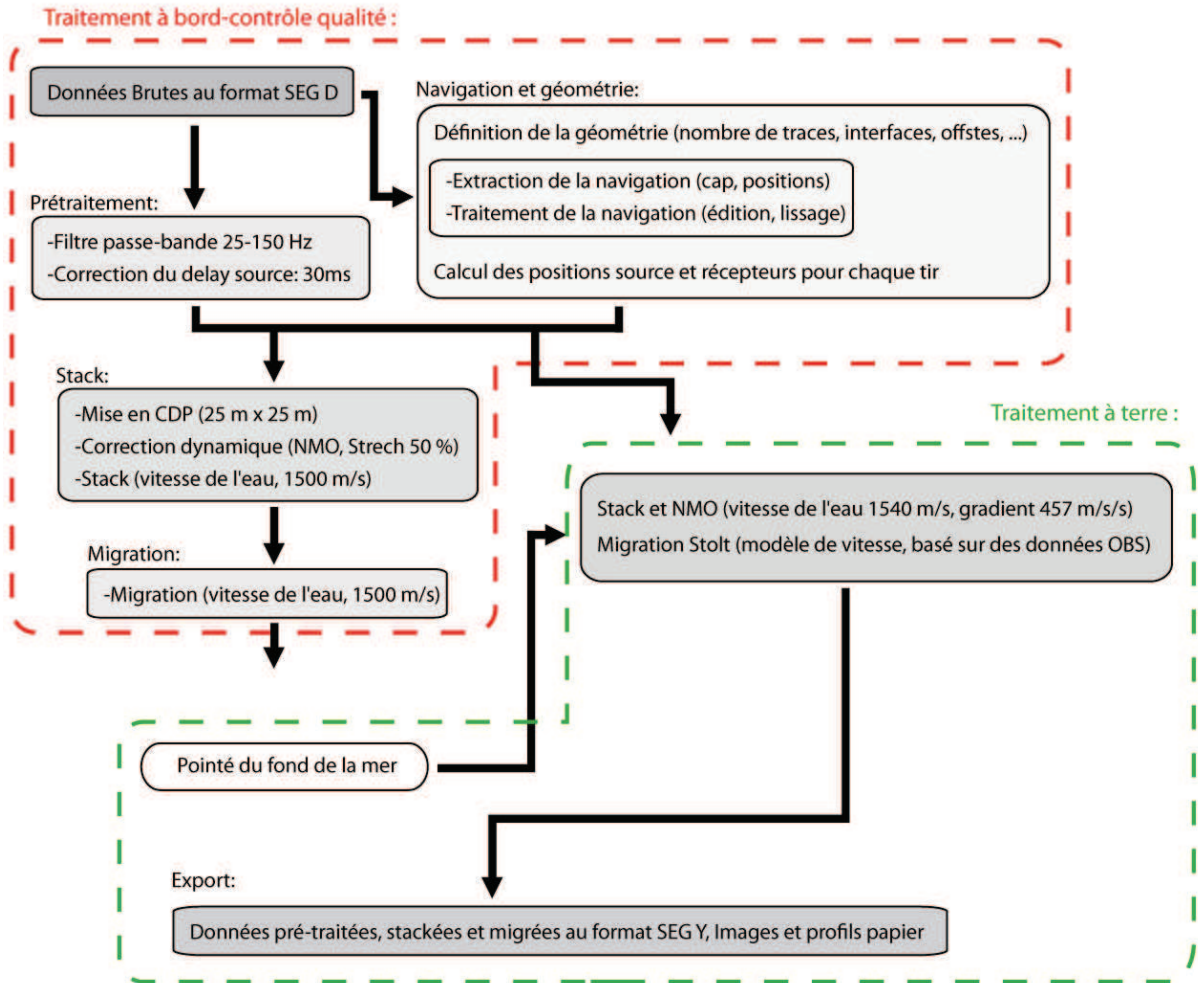
**Figure II.5.** Géométrie du système d'acquisition de sismique rapide multitrace (SISRAP) utilisée lors de la campagne Antiplac à bord du N/O Atalante (Ifremer).

La flûte sismique est composée de 24 traces distantes de 12,5 m (chaque trace est composée de 16 hydrophones) pour une longueur totale active de 300 m (Fig. II.5). L'élément actif de la flûte se compose d'un ensemble de 4 traces long de 50 m. La source est composée de deux canons à air de type GI (Générateur Injecteur). Un magnétomètre est placé à l'extrémité de la flûte à environ 600 m derrière le bateau. A intervalle de temps régulier, une décharge d'air sous pression est générée dans la colonne d'eau par les canons à air. Les ondes acoustiques se propagent dans les couches sédimentaires (Fig. II.5). Les ondes réfléchies par les interfaces géologiques du sous-sol (traces sismiques) sont numérisées au niveau de la flûte, puis transmises en temps réel au laboratoire SERCEL SN408 et enregistrées avec les logiciels de traitement sismique développés par Ifremer suivant une procédure systématique (Fig. II.6).

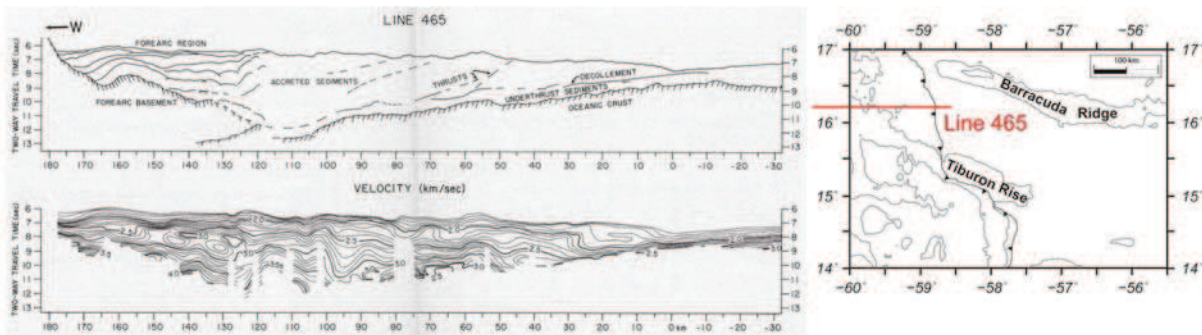
## II.2.2. Traitement des données sismiques

Les opérations de sommation (*stack*) et de migration (repositionnement spatial) des traces nécessitent l'utilisation d'une loi de vitesse de propagation des ondes qui peut être simple (linéaire) ou complexe (multi-couches). Lors des traitements à bord, une vitesse de l'eau standard (1500 m/s) a été appliquée lors de ces opérations. En vue d'une analyse géologique précise de la région, nous avons tenté de retraiter ces données. Les corrections dynamiques (*normal move out*) ont été réalisées en utilisant un gradient de vitesse dérivé des données existantes dans la région d'étude (voir références dans les Figs. II.7, II.8, II.9).

### Chaîne de traitement des données de sismique rapide



**Figure II.6.** Chaîne de traitement appliquée aux données de sismique réflexion. En rouge, les traitements effectués à bord ; en vert, les traitements effectués postérieurement (*stack* et migration) à la mission Antiplac.



**Figure II.7.** Analyse de vitesse le long du profil 465 (voir carte à droite pour sa localisation) (d'après Bangs et al., 1990).



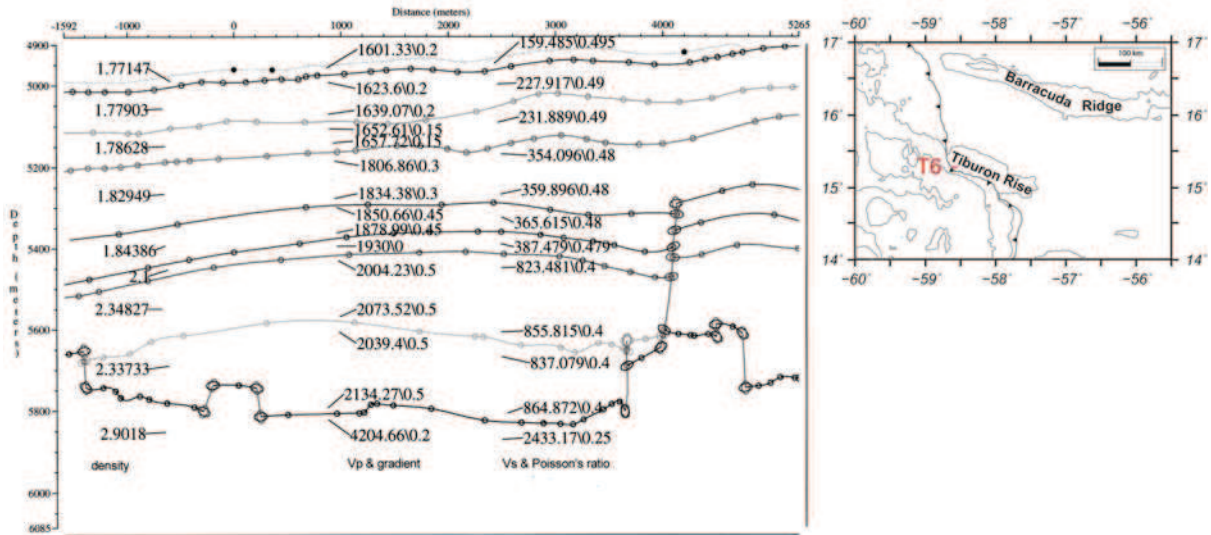


Figure II.8. Analyse de vitesse dans la couverture sédimentaire basée sur les données de sismique réfraction acquises à partir des sismomètres de fond DOBS (traduit de l'anglais *Deep Ocean Bottom Seismometer*) au profil T6 (voir carte à droite) (d'après Dolman, 2000).

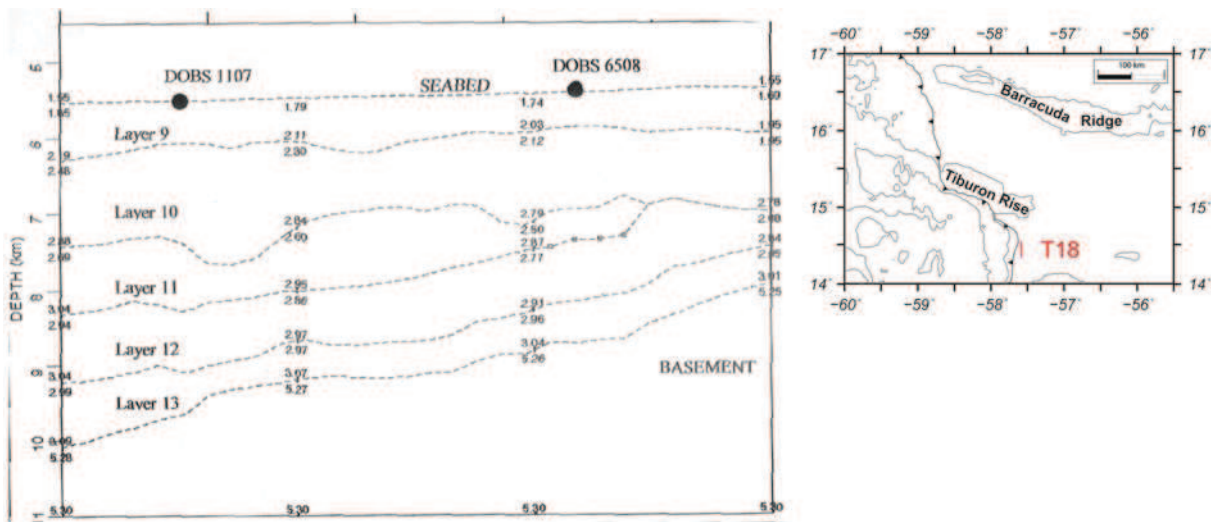


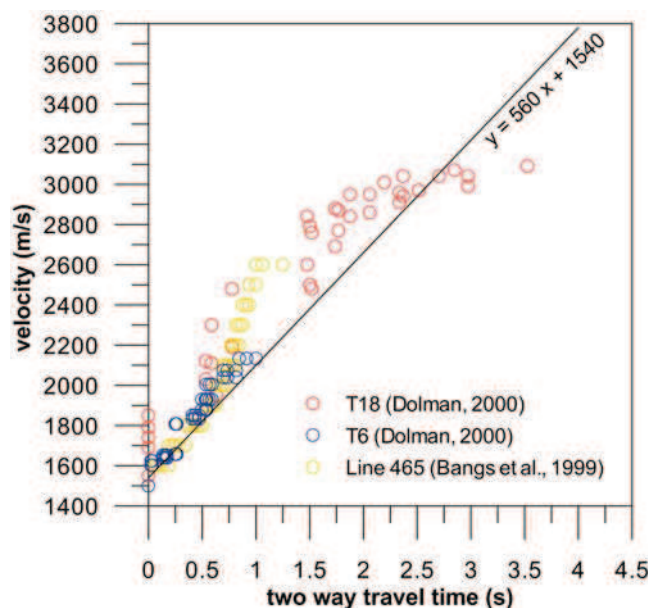
Figure II.9. Analyse de vitesse dans la couverture sédimentaire à partir des sismomètres de fond DOBS (traduit de l'anglais *Deep Ocean Bottom Seismometer*) au profil T18 (voir carte à droite) (d'après Dolman, 2000).

Nous avons déterminé l'équation suivante :

$$V = 560.t + 1540$$

où V est la vitesse exprimée en m/s et t, le temps, en s temps double (traduit de l'anglais *two travel time, TWTT*) (Fig. II.10). La valeur 560 correspond au gradient de vitesse théorique (m/s<sup>2</sup>).



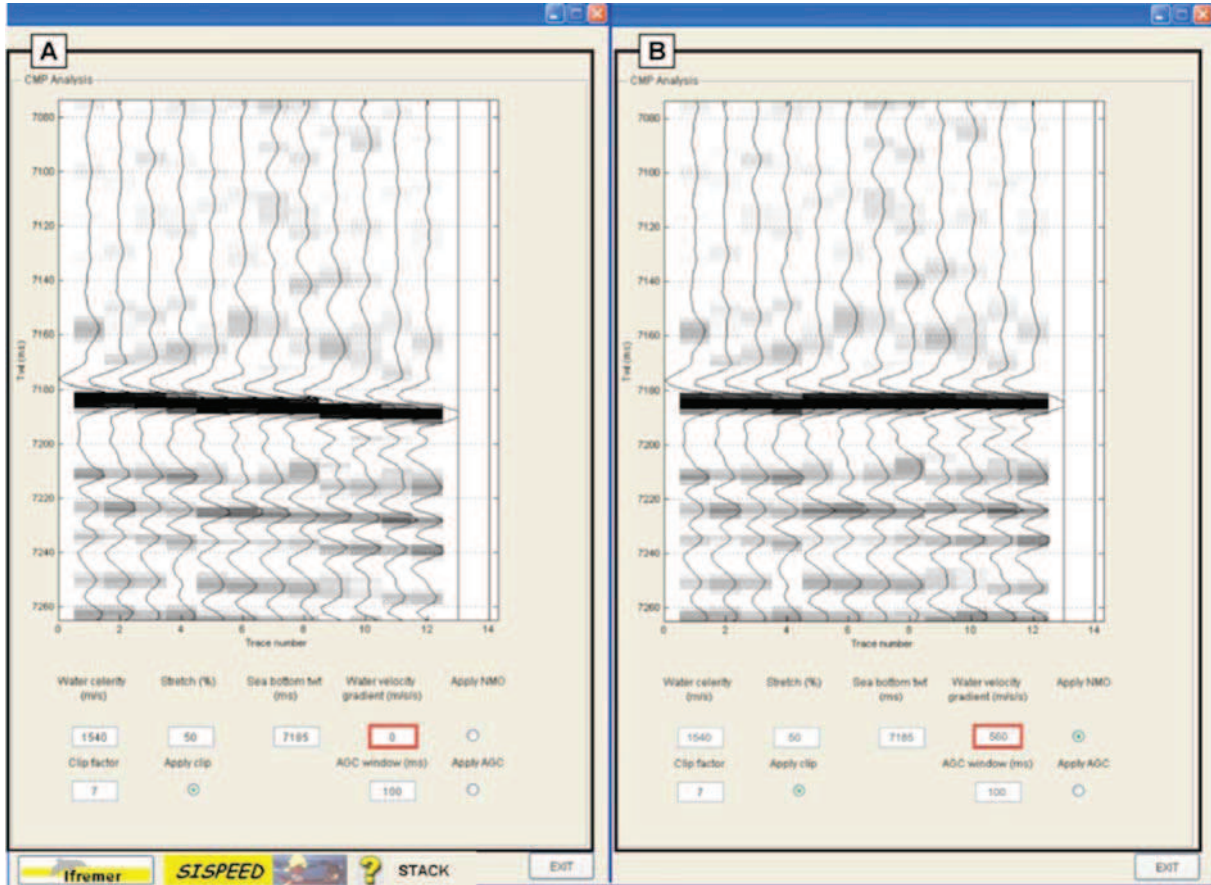


**Figure II.10.** Loi linéaire vitesse-temps (trait noir) obtenue à partir des travaux de Dolman (2000) et Bangs et al. (1999). Cette loi :  $Vitesse = 560(\text{temps}) + 1540$ , a été utilisée pour les corrections dynamiques (voir texte pour détail). Le gradient de vitesse théorique obtenu pour cette loi linéaire de vitesse-temps est de  $560 \text{ m/s}^2$ .

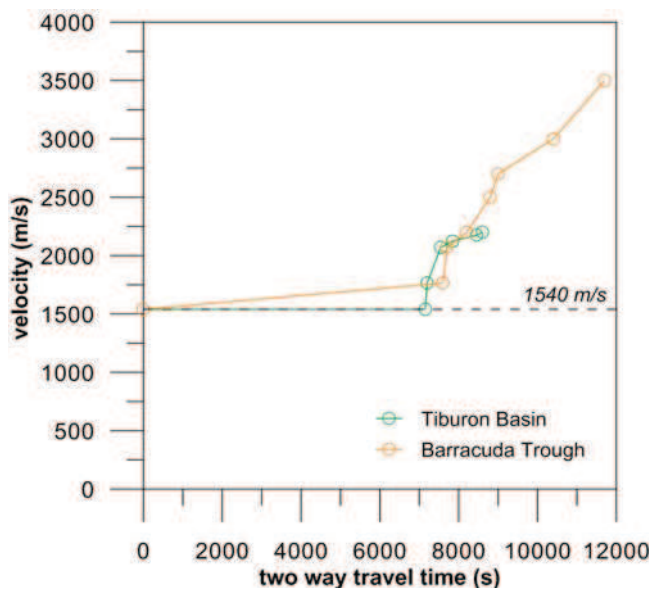
Les opérations de sommation et de correction dynamique ont été réalisées en utilisant le programme SISPEED développé par l'Ifremer (Fig. II.11).

Compte-tenu de l'épaisseur sédimentaire très différente entre le Bassin de Tiburon (au Sud de la Ride de Barracuda) et la Fosse de Barracuda (au nord de cette ride), la migration (en temps) des profils sismiques a nécessité l'utilisation de deux lois de vitesse. Pour ce faire, nous nous sommes basés sur les résultats de l'étude des vitesses acoustiques issus d'un profil sismique réfraction T18 (Fig. II.9) qui traverse une épaisseur sédimentaire équivalente (4,5 km) à celle rencontrée dans le Bassin de Tiburon et la Fosse de Barracuda. Les données de sismique réfraction profonde obtenues à partir des sismomètres de fond DOBS (traduit de l'anglais *Deep Ocean Bottom Seismometer*) 1107 et 6508 le long du profil T18 (Fig. II.9), nous ont donné la vitesse des ondes acoustiques dans la couverture sédimentaire (Dolman, 2000). Ce profil étant situé au sud de la Ride de Tiburon (Fig. II.9), il a fallu adapter nos lois de vitesse. Pour ce faire, nous avons procédé de manière empirique, en vérifiant pour des couples de valeurs vitesse/temps, si l'image sismique présentait des indices de sur-migration ou de sous-migration (Fig. II.12). Nous avons utilisé le modèle de Stolt pour la migration (Yilmaz, 1987). Ce modèle a l'avantage d'être relativement simple et rapide. La migration a été réalisée en utilisant le logiciel SPW (Fig. II.13).

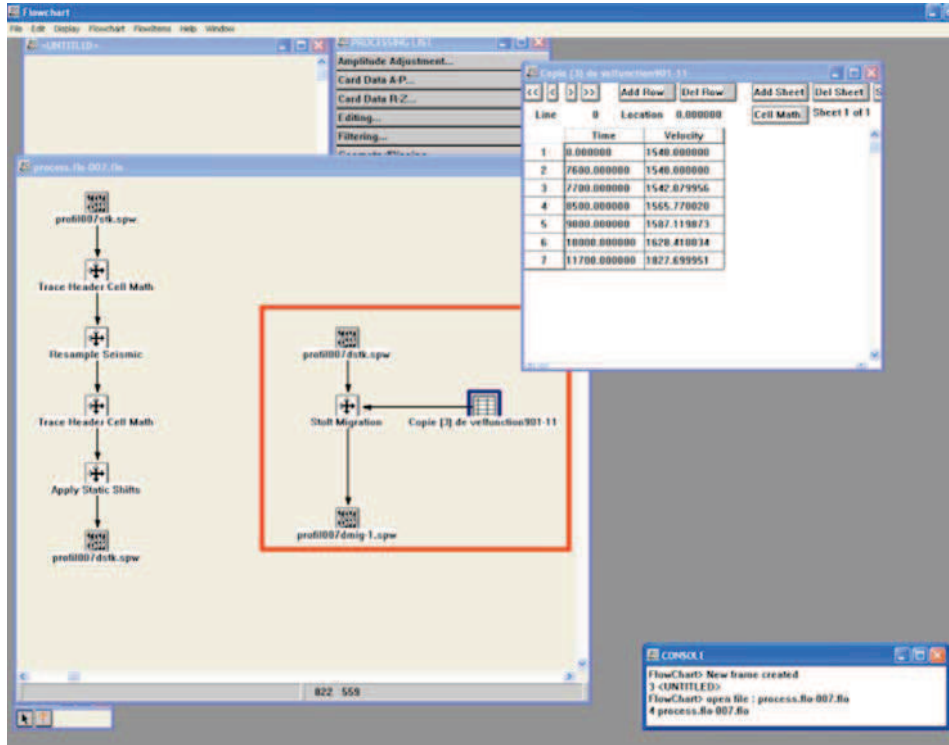
Habituellement, pour ce type de dispositif d'acquisition SISRAP, les traitements (*stack* et migration) sont réalisés en utilisant la vitesse de l'eau. En effet les différences de temps d'arrivée du signal entre le premier et le dernier hydrophone de la flûte sont très faibles, de plus, la longueur du dispositif (300 m) est trop court par rapport à la profondeur de l'objectif (~5000 m). Lors de ce travail pourtant, nous avons voulu vérifier si le fait d'utiliser un modèle de vitesse plus réaliste (plutôt qu'une vitesse constante, celle de l'eau : 1500 m/s) n'améliorerait pas la concordance entre l'image sismique et la géométrie réelle du système géologique étudié. Il en ressort qu'il n'existe pas de changement notable des structures géologiques simples (lorsque la stratification est subhorizontale). Cependant lorsque la couverture sédimentaire est affectée par des accidents structuraux très locaux (type plis ou failles) comme dans la Fosse de Barracuda, la géométrie de l'objet géologique étudié est sensible au modèle de vitesse choisi (Fig. II.14).



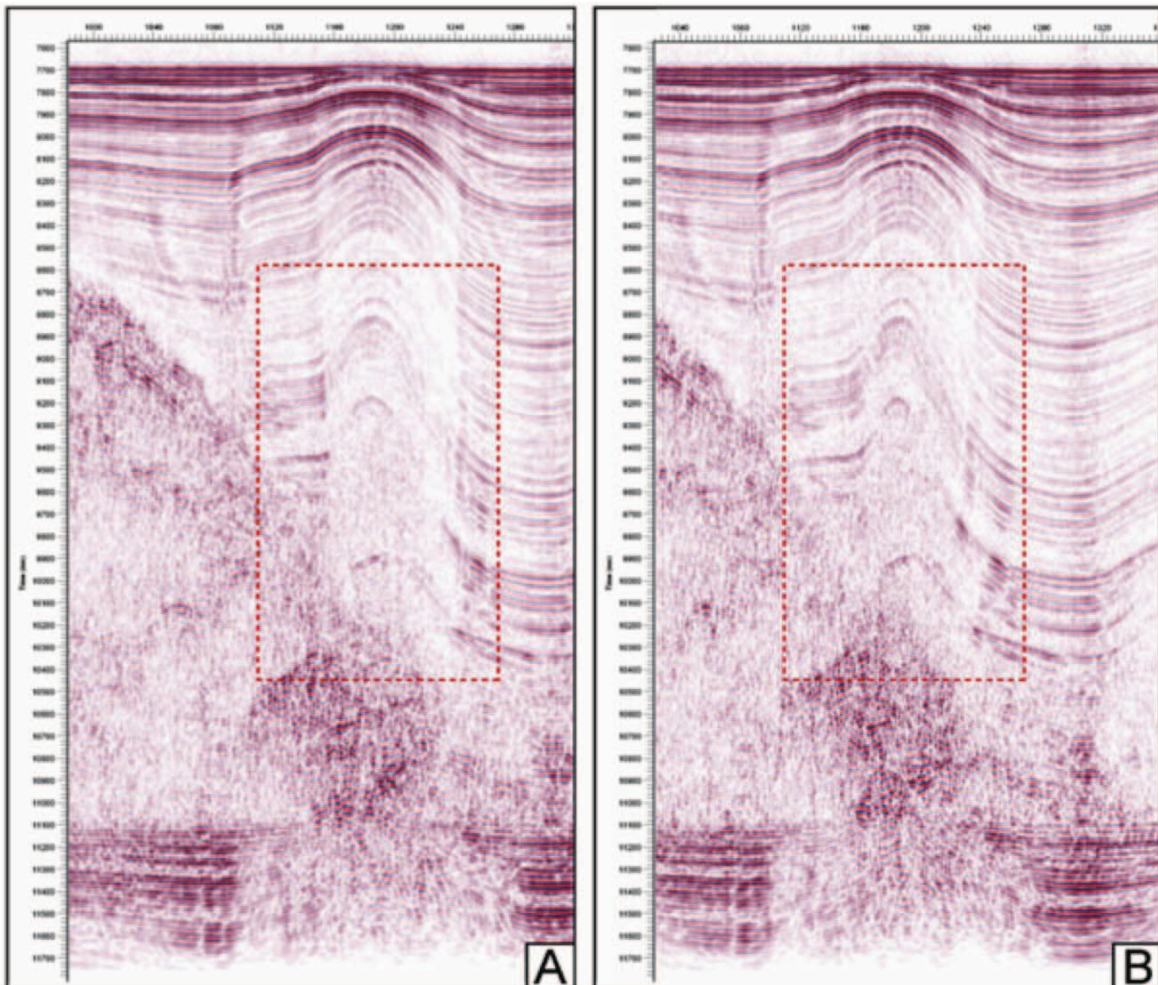
**Figure II.11.** Correction dynamique (*normal move out*) effectuée avec le logiciel SISPEED (Ifremer). Cette étape consiste à corriger l'effet de déport dû à la distance entre la source et le récepteur qui varie au sein d'un CMP (*common mid point*). Cette correction revient à se ramener au cas où toutes les traces d'un CMP auraient été enregistrées avec une source et un récepteur au même endroit en utilisant un gradient de vitesse théorique (560 m/s<sup>2</sup>, d'après les données de la Fig. II.10). A) avant traitement. B) après traitement.



**Figure II.12.** Lois de vitesse utilisées pour la migration dans le Bassin de Tiburon (en vert) et dans la Fosse de Barracuda (en orange) (cf. section II.2.2).



**Figure II.13.** Migration avec le logiciel SPW (encadré rouge). Le schéma montre comment un profil (ici le profil Anti.7) est migré après le traitement *stack* (profil007dstk.spw) en utilisant le modèle de Stolt (fenêtre en haut à droite) (après migration le profil est renommé





**Figure II.14.** Exemple de résultats des traitements effectués sur le profil Anti.901. A) Profil traité à bord en utilisant la vitesse de l'eau (1500 m/s). B) Profil traité à terre avec une loi de vitesse décrite figure II.12. L'apex de l'anticlinal à la base de la colonne sédimentaire (cadre rouge en pointillés) montre des indices de sous-migration A), alors qu'en B) il est plus étroit.

En conclusion, les images obtenues par un traitement classique, utilisant la vitesse de l'eau, ont été améliorées par l'utilisation de vitesses plus réalistes. Pour des questions de simplicité et surtout de temps alloué pour cette opération (qui n'était pas l'objectif majeur de ce travail), nous avons utilisé un modèle de vitesse simple en s'appuyant sur l'étude réalisée par [Dolman \(2000\)](#) en tenant compte de l'épaisseur sédimentaire (faible ou importante) présente.

Pour ce travail, d'autres données de sismiques réflexions ont été utilisées ([Tableau II.2](#)). La [figure II.15](#) présente la compilation des données de sismique réflexion acquises dans la région d'étude.

**Tableau II.2.** Ensemble des données de sismique réflexion utilisées pour ce travail.

*Table II.2. Seismic reflection data compiled and used in the present study.*

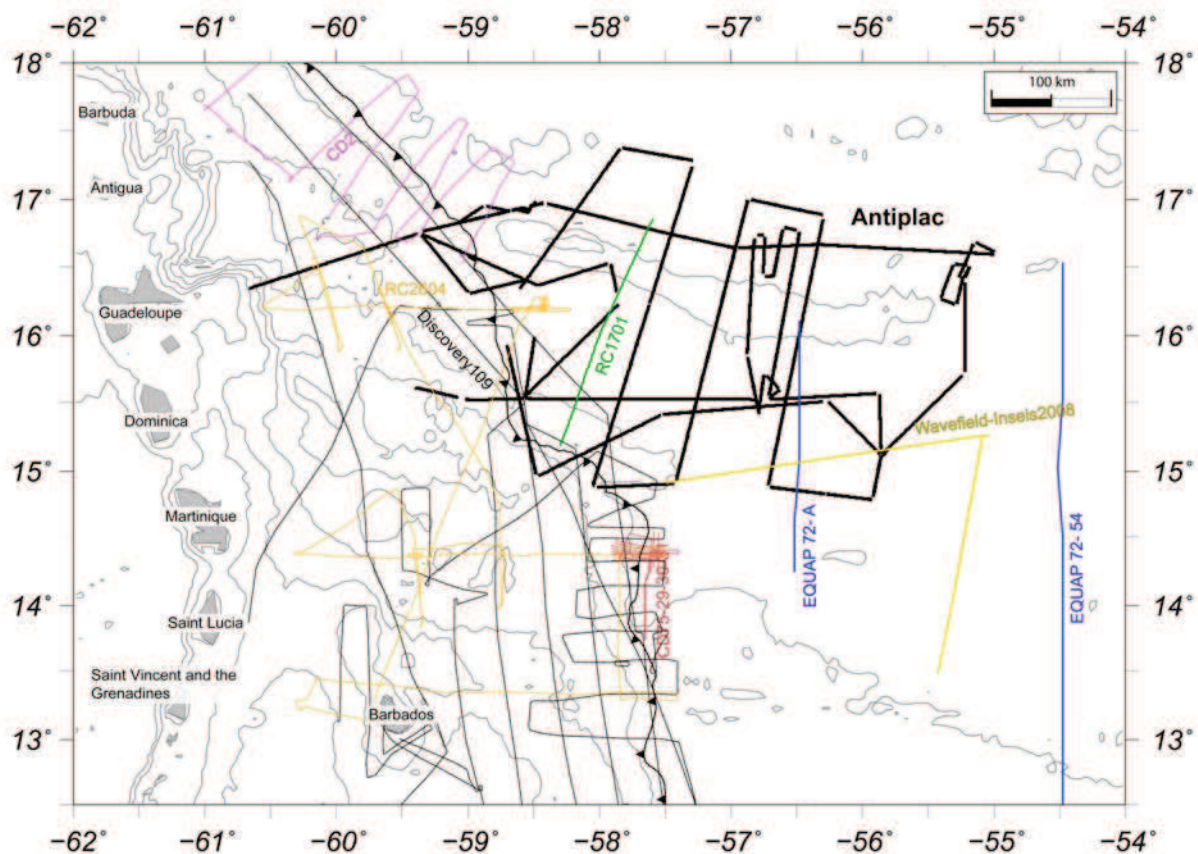
Campagne	Navire	Description
EQUAP72 (1972)	M/V Discoverer	Sismique réflexion monotraces (National Oceanic and Atmospheric Administration)
RC1701 (1973)	R/V Robert D. Conrad	Sismique réflexion monotraces (Lamont-Doherty Earth Observatory)
Discovery 109 (1980)	RSS Discovery	Sismique réflexion 12 traces
CD2 (1985)	RSS Charles Darwin	Sismique réflexion 8 traces
RC2604 (1985)	R/V Robert D. Conrad	Sismique réflexion 48 traces
CD75 (1993)	RSS Charles Darwin	Sismique réflexion 8 traces

### II.2.3. Corrélation des données sismiques avec les données de puits

La région située entre les rides de Barracuda et de Tiburon a fait l'objet de plusieurs campagnes de forage Deep Sea Drilling Program (DSDP) Leg 4 (1969) et Leg 78 A (1981) et Ocean Drilling Program (ODP) Leg 110 (1986), Leg 156 (1994) et Leg 171 (1996) ([Fig. II.16](#)). Les sites 543 (DSDP, Leg 78A) et 672 (ODP Leg 110) sont situés sur le flanc nord de la Ride de Tiburon respectivement aux coordonnées 15.71°N ; -58.65°W et 15.54°N ; -58.64°W, à 3,5 km à l'Est du front du prisme de la Barbade. Ces deux forages ont traversé la base de la colonne sédimentaire. Le site 543 est le seul à avoir atteint la croûte océanique. Les profils sismiques traversant le flanc nord de la Ride de Tiburon montrent que la partie supérieure de la couverture sédimentaire est très chaotique (réflecteurs discontinus). Nous avons utilisé ces sites pour dater la partie basale de la couverture sédimentaire (depuis le Campanien jusqu'au Miocène Inférieur). La corrélation entre les données de forages et les données sismiques a été réalisée selon deux méthodes distinctes:



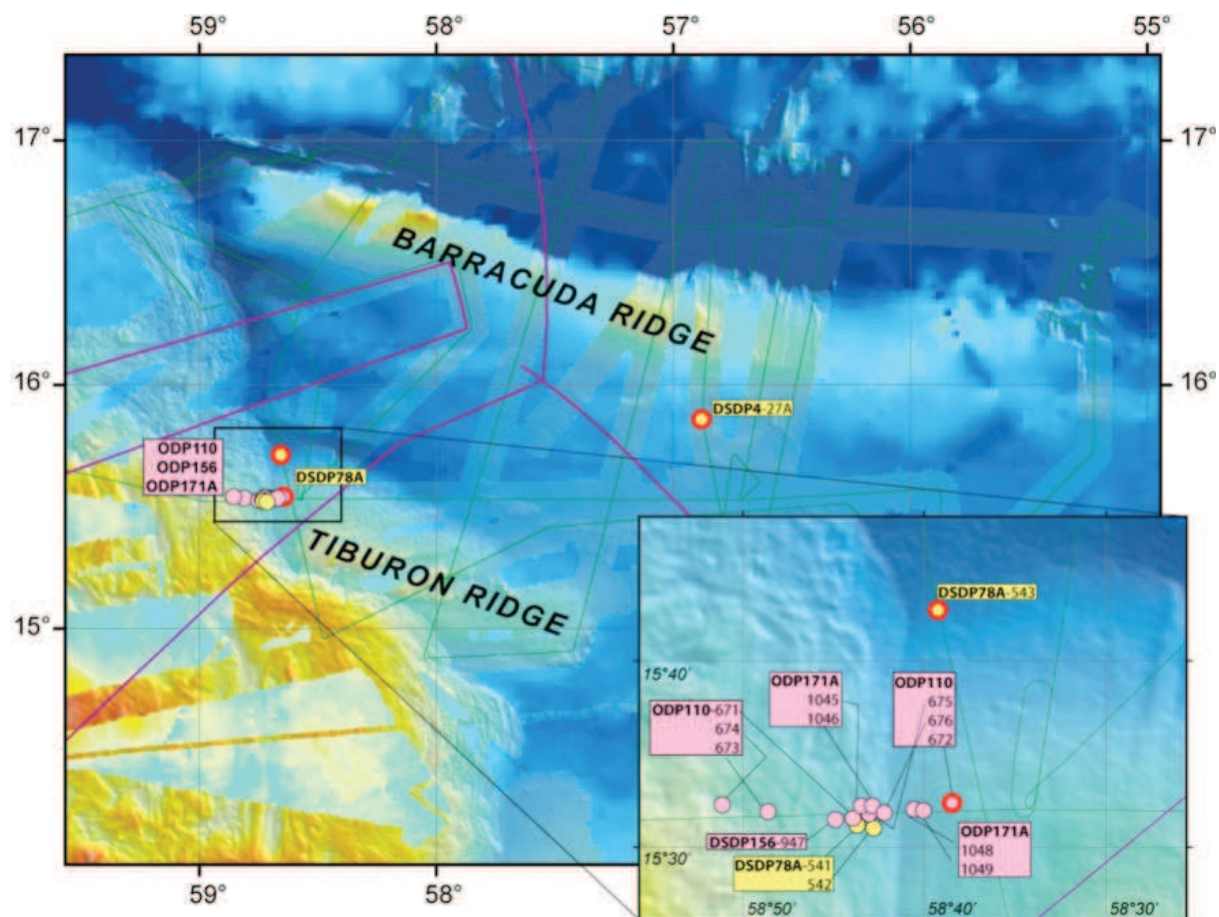
- (i) une corrélation entre la profondeur en temps des réflecteurs sismiques majeurs et la profondeurs (en mètres) des données de forage en utilisant une loi de vitesse par rapport à la profondeur réalisée aux Sites 672 et 1044 (Hayward et al., 2003) complétée par une étude sismique réalisée à 14°N (Sumner et Westbrook, 2001),
- (ii) une comparaison des faciès sismiques d'après les données sismiques acquises lors des expéditions ODP Leg 110 et 171A (Mascole et al., 1988a,b ; Moore et al., 1998b) et les données sismiques Antiplac (Fig. II.17).



**Figure II.15.** Routes de navigations des profils sismique réflexion utilisés dans ce travail (voir texte pour détail).

*Figure II.15.* Navigation tracks corresponding to seismic reflection profiles used in this study (cf. manuscript).

Le flanc sud de la Ride de Barracuda a été foré aux sites 27 et 27A (DSDP, Leg 4) situés à 200 km à l'est du front du prisme de la Barbade. Dans cette région la couverture sédimentaire supérieure montre des réflecteurs bien continus. Malgré la faible quantité de matériel récupérée lors de cette mission de forage (respectivement 53% et 68%), les stades biostratigraphiques principaux ont été identifiés (Patriat et al., 2011) nous permettant de proposer un âge pour les réflecteur majeurs de la partie supérieure de la couverture sédimentaire (Figs. DR1 et DR2 dans Patriat et al., 2011, en annexe).



**Figure II.16.** Localisation des sites forages DSDP et ODP dans la zone d'étude (DSDP Leg4, Leg 78A; ODP Leg 110, Leg 171A). Les trois forages utilisés pour notre étude (DSDP Leg4-Site 27A, DSDP Leg78A-Site 543, ODP Leg110-Site 672) sont indiqués en rouge.

*Figure II.16.* Location of DSDP et ODP sites existent in the study area (DSDP Leg4, Leg 78A; ODP Leg 110, Leg 171A). Three sites are considered for correlation purposes in this study are : DSDP Leg4-Site 27A, DSDP Leg78A-Site 543, ODP Leg110-Site 672, indicated in red.

## II.3. Les données de gravimétrie à l'air libre

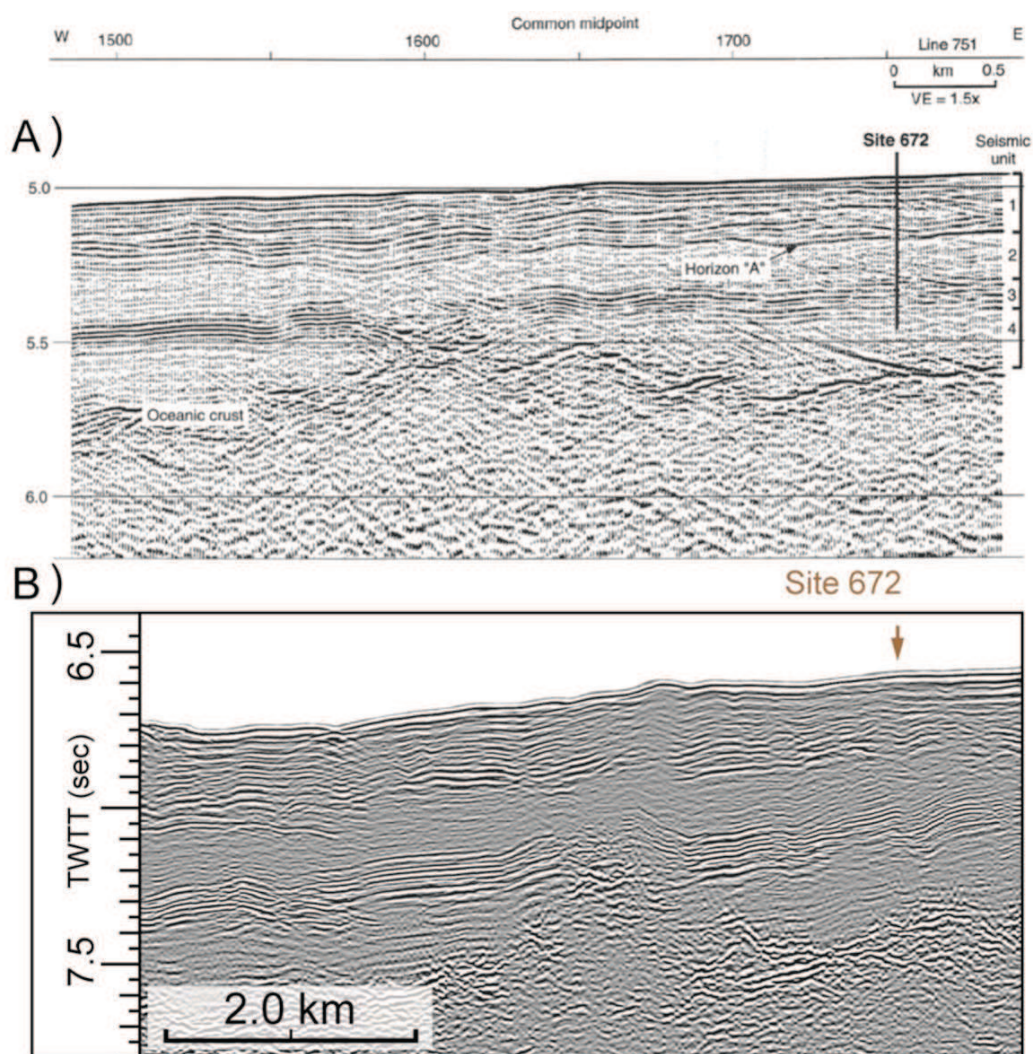
### II.3.1. Fabrique tectonique de L'Atlantique entre 27°N et -5°N

Depuis les années 1980, les données altimétriques sont devenues un outil précieux pour les géosciences marines. Les récentes avancées technologiques en matière d'altimétrie ont permis d'obtenir un pas d'échantillonnage de 1 minute, soit une résolution d'environ 2 km en imagerie de la topographie de la surface de l'océan. Les traitements de ces données ont permis d'obtenir une grille des anomalies gravimétriques à l'air libre de même résolution. Afin de visualiser les structures du plancher océanique (notamment les zones de fracture), la grille de gravimétrie à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009) a été préférée plutôt que les données de bathymétries prédites. Ceci pour deux raisons, (i) la bathymétrie prédite provient d'un filtrage des grandes

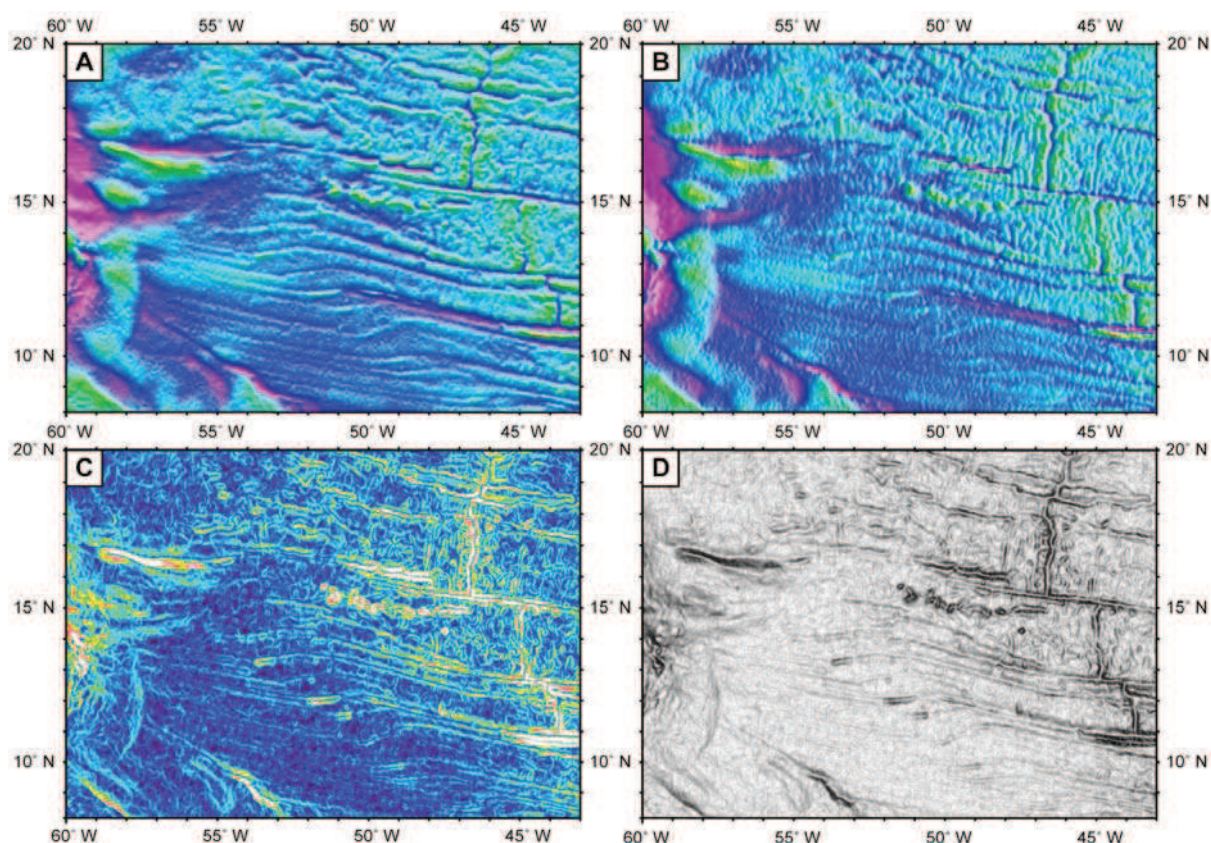


longueurs d'onde du signal gravimétrique et (ii) à proximité des continents la couverture sédimentaire masque parfois la morphologie de la croûte océanique.

Afin d'identifier avec précision les zones de fracture, nous avons utilisé conjointement différents attributs de cette grille gravimétrique (Fig. II.18). En jouant avec différents angles d'illumination ( $0^\circ\text{N}$  et  $90^\circ\text{N}$ ) de la grille, nous avons pu mettre en évidence les structures d'orientation Nord-Sud ou Est-Ouest. L'identification des zones de fracture s'est faite en pointant à la fois les amplitudes maximales positives et négatives. Les isocontours (2 mGal) des anomalies de gravimétrie à l'air libre nous ont permis d'identifier les structures majeures de la croûte océanique (dorsale médio-atlantique, zones de fracture, édifices volcaniques, ...). Nous avons appliqué la dérivée de la grille afin d'obtenir une carte de pente. L'identification de la dorsale médio-atlantique, et des zones de fracture ont été numérisées afin de constituer une base de données numériques (Fig. II.19). En 2011, Matthews et al. (2011) ont réalisé une étude similaire en utilisant une grille de la dérivée verticale des anomalies gravimétriques à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009) pour l'ensemble des océans. Cette étude reste néanmoins moins précise que celle que nous avons menée dans l'Atlantique entre  $27^\circ\text{N}$  et  $-5^\circ\text{N}$ .



**Figure II.17.** Comparaison des profils sismiques passant par le site de forage 672 (ODP Leg 110). A) profil 751, profondeur en km (Moore et al., 1995). B) profil Anti.2, profondeur en temps double (cette étude). Les faciès sismiques sont très semblables permettant de faire des corrélations avec les unités stratigraphiques définies (Masclé et al., 1988a).



**Figure II.18.** Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009). A) Illumination 0°N. B) Illumination 90°N. C) Carte de pentes. D) Isocontours à 2 mGal.

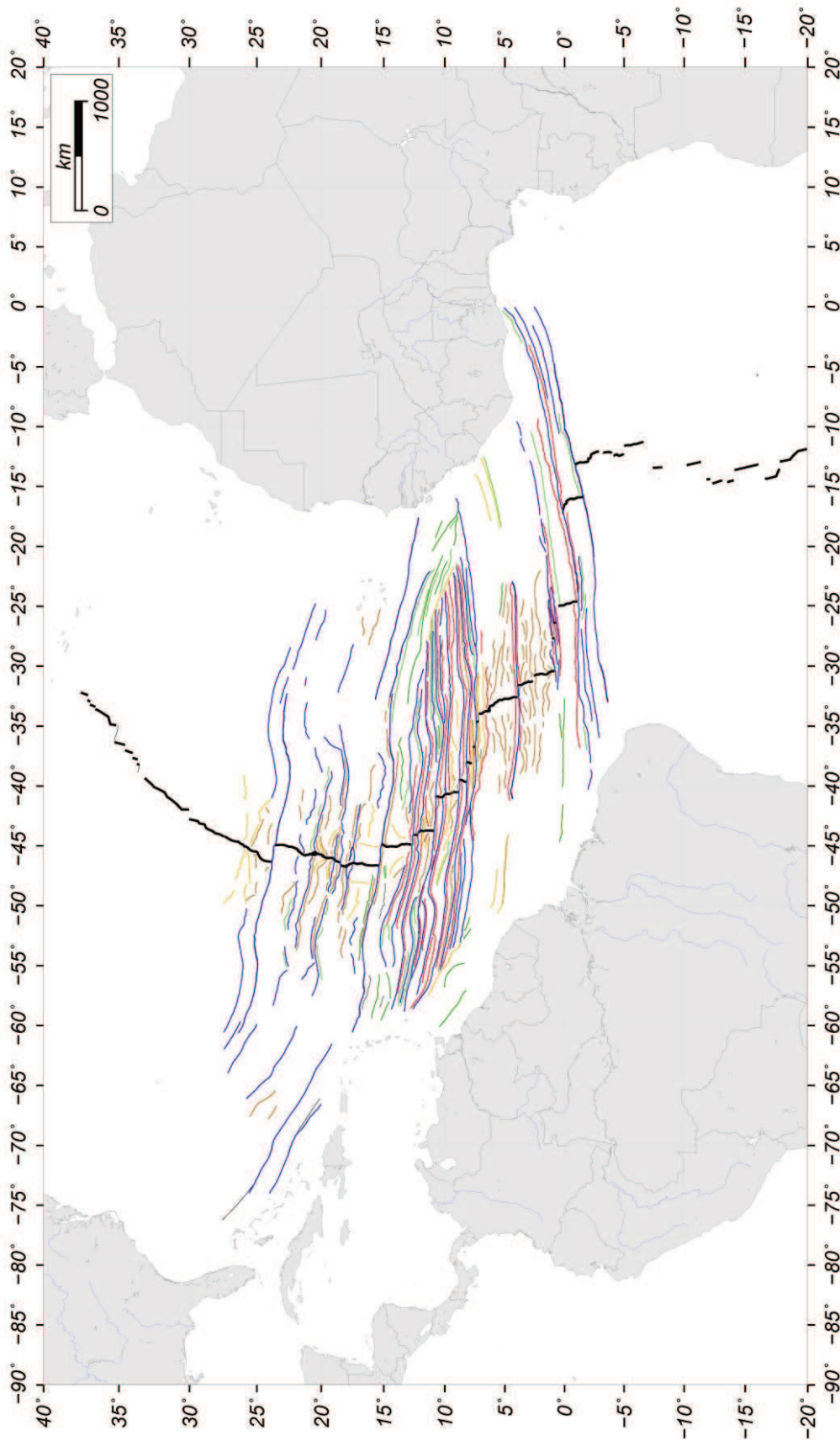
*Figure II.18.* Free air gravimetric anomaly map (Sandwell and Smith, 2009). A) Illuminated from the North. B) Illuminated from the east. C) Slope map. D) Contours every 2 mGal.

Afin d'obtenir une carte la plus complète possible, nous avons comparé les deux cartes obtenues. Nous avons ensuite construit une carte composite se basant sur nos travaux et sur les interprétations complémentaires que fournissent la carte de [Matthews et al. \(2011\)](#). Le résultat de carte de la fabrique tectonique de l'Atlantique entre 40°N et -20°N est présenté en [figure II.20](#).

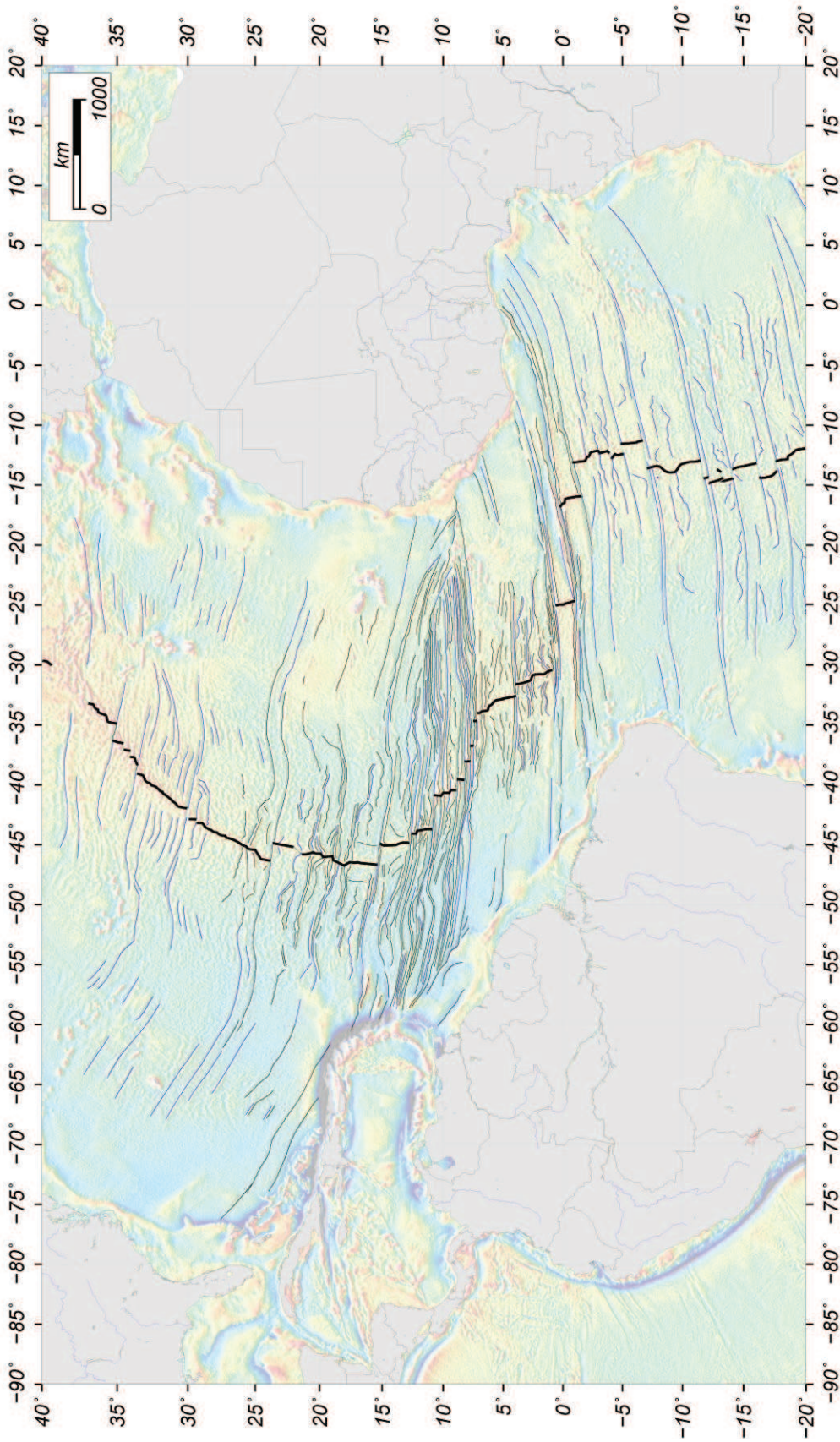
### II.3.2. Modélisations gravimétriques

Des modèles à l'échelle crustale ont été réalisés pour comprendre quelles pouvaient être les causes des anomalies de masse qu'il semble exister sous les rides. La longueur d'onde du signal gravimétrique liée aux rides de Barracuda et de Tiburon atteint généralement une centaine de kilomètres (détaillé au chapitre V, section V.1). La longueur des profils Antiplac étant d'environ 100 km, un profil composite a été réalisé suffisamment long pour contenir l'ensemble du signal gravimétrique. Nous avons utilisé le profil Anti.7 qui traverse les deux rides ([Fig. II.21](#)). Ce profil se situe entre les profils utilisés par [Birch \(1970\)](#) et [Müller et Smith \(1993\)](#).





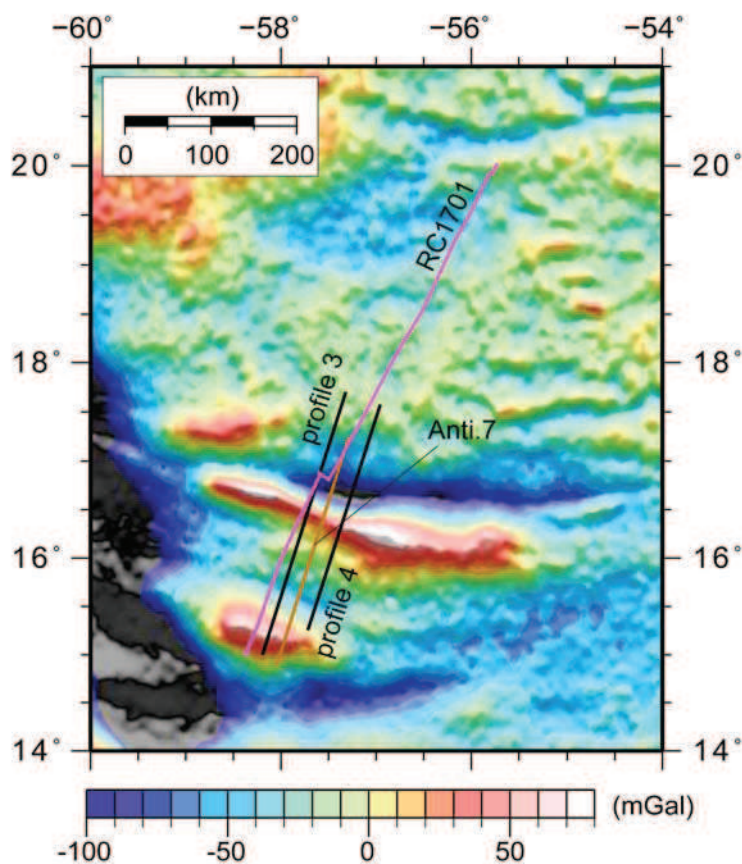
**Figure II.19.** Carte de la fabrique tectonique entre 27°N et -5°N réalisée à partir de la grille gravimétrique de Sandwell et Smith (2009). Les zones de fracture sont représentées selon leur anomalie négative (bleu) et positive (en rouge). Le pointé des anomalies positives n'a pas été fait pour l'ensemble des zones de fracture. Les structures homologues de part et d'autre de la dorsale (en noir) sont représentées en marron (positif) et en jaune (négatif). Les traits vert foncé et vert clair représentent des structures non homologues.



**Figure II.20.** Carte de la fabrique tectonique entre 40°N et -20°N d'après cette étude (trait en noir) et complétée par les interprétations de Matthews et al. (2011) (en bleu).

**Figure II.20.** Tectonic fabric map between 40°N and -20°N according to this study (black curves) and Matthews et al. (2011) (blue).



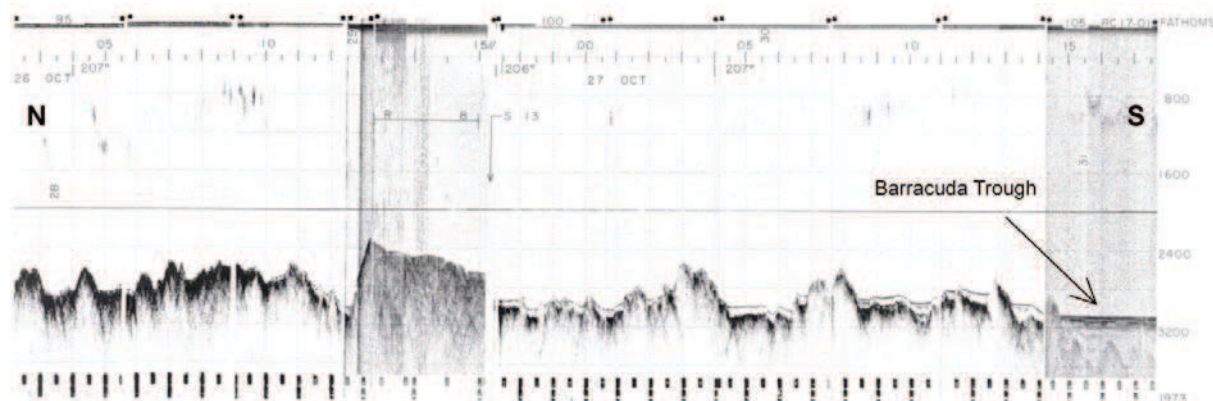


**Figure II.21.** Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre (Sandwell et Smith 2009). Les profils 3 et 4 utilisés par Birch (1970) sont représentés en noirs. Le profil Anti. 7 est situé entre ces deux profils (en marron). Le profil RC1701 (en rose) recoupe le profil Anti.7. Müller et Smith (1993) ont comparé leur modèle avec la partie sud du profil RC1701 traversant les deux rides.

*Figure II.21. Free air gravity anomaly map (Sandwell et Smith 2009). Profiles 3 and 4 used by Birch (1970) are shown in black. Profile Anti. 7 is located between profiles 3 and 4 (brown curves). Profile RC1701 (pink) cross profile Anti. 7.*

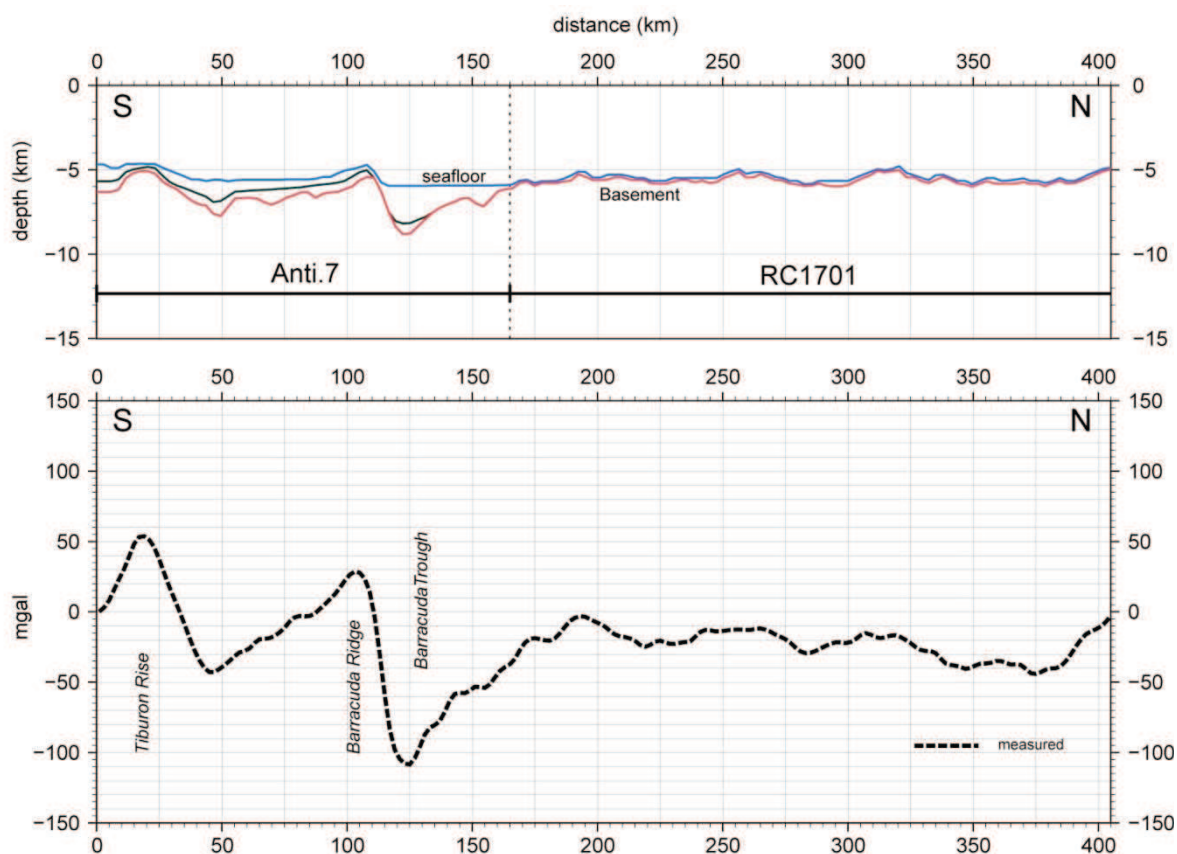
Pour prolonger le profil Anti.7, nous avons utilisé le profil RC1701 (Fig. II.22) qui s'étend vers le Nord jusqu'à 20°N. Ces deux profils se croisent dans la Fosse de Barracuda (Fig. II.21). Les données sismiques du profil RC1701 étant de faible qualité, les données de bathymétrie acquises à bord du R/V Robert D. Conrad (Tableau II.2) ont servi d'approximation de la topographie du socle (la couverture sédimentaire étant négligeable dans cette zone, Fig. II.22). Ces deux profils mis bout à bout fournissent un profil composite de 405 km de long (Fig. II.23). Nous avons ensuite converti les interfaces eau-sédiments et sédiments croûte par une loi de vitesse linéaire, soit 1.5 km/s pour la colonne d'eau et 2.1 km/s pour la couverture sédimentaire.

Pour réaliser nos modèles gravimétriques nous avons utilisé le programme GRAVMOD (Zelt et Smith, 1992). Le modèle se compose de polygones, correspondants aux couches géologiques, auxquels est appliqué une densité constante. Ce programme calcule la réponse gravimétrique du modèle qui est ensuite comparée au signal gravimétrique mesuré, extrait de la grille obtenue par altimétrie satellitaire (Sandwell et Smith, 2009) et dont la résolution est de 1x1 minute, soit environ 2 km. Afin d'éviter les effets de bord, les limites du modèle sont extrapolées à -300 km et +300 km.



**Figure II.22.** Section nord du profil sismique RC1701 (1973). La Fosse de Barracuda est présente à l'extrême sud du profil. La couverture sédimentaire est très mince et drape le socle océanique.

*Figure II.22. Northern sector of seismic profile RC1701 (1973). The Barracuda Trough is found at the southern border of the profile. The sedimentary cover is very thin and drapes the oceanic basement.*



**Figure II.23.** Le profil composite est constitué du profil Anti. 7 (au Sud) et du profil RC 1701 (au Nord). Interface eau-sédiments indiqué en bleu ; interface sédiments-croûte en rouge. Le signal gravimétrique à l'air libre (pointillés noirs) mesuré le long du profil composite (issu de la grille de Sandwell et Smith, 2009) se caractérise par des valeurs positives importantes au niveau des rides de Tiburon et de Barracuda de 55 mGal et 30 mGal, respectivement. La forte anomalie négative associée à la Fosse de Barracuda est de -110 mGal. Au Nord de cette fosse, le signal gravimétrique est relativement monotone avec une valeur moyenne d'environ -20 mGal.



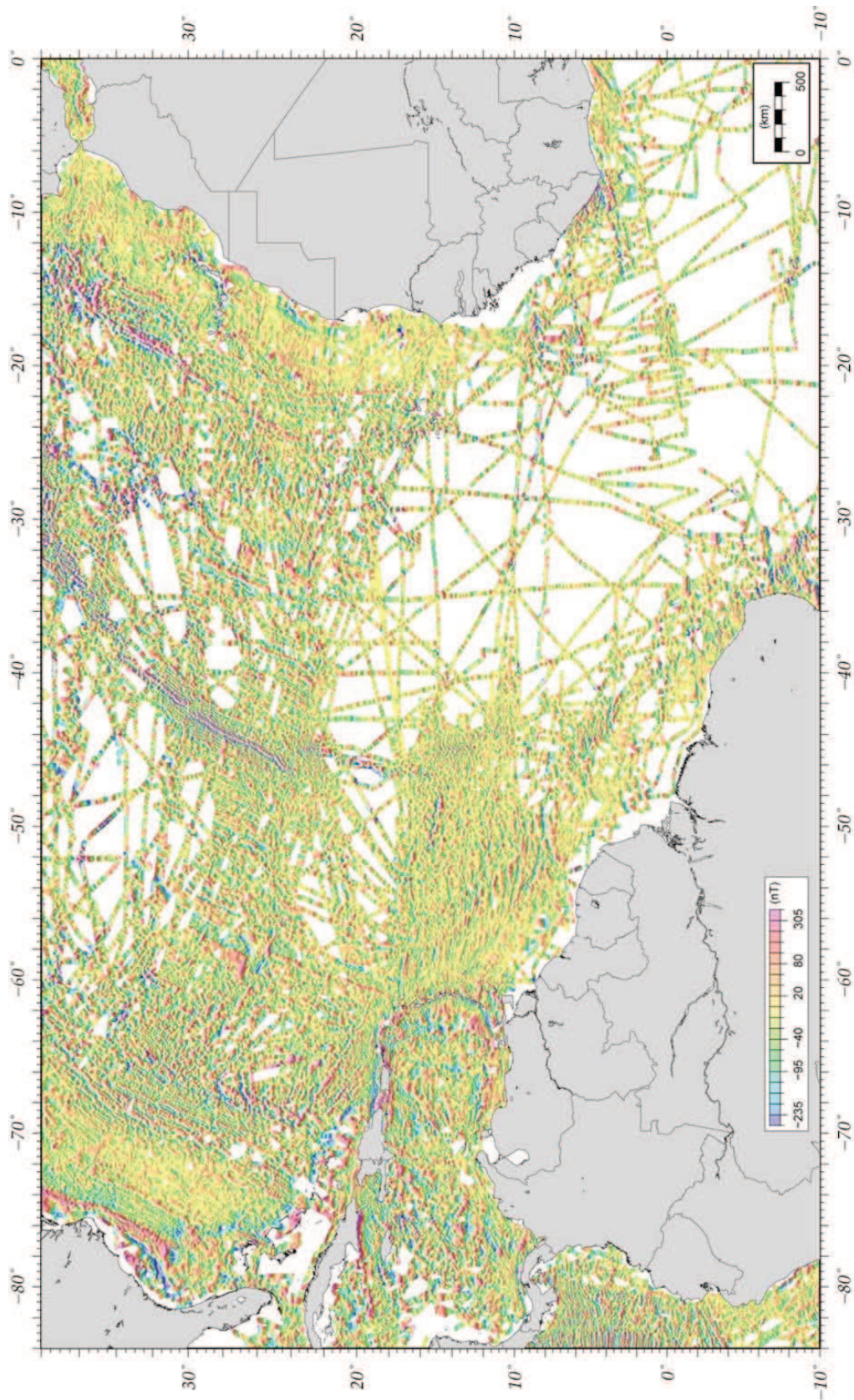
## II.4. Les données magnétiques

En vue d'un travail de reconstruction cinématique de l'Atlantique entre 25°N et 0°N, nous avons extrait l'ensemble des profils magnétiques existants. Pour ce faire nous avons utilisé la base de données GEOPHYSICAL DATA SYSTEM (GEODAS) proposée par le National Geophysical Data Center (NGDC, <http://www.ngdc.noaa.gov>). A cette base de données, nous avons ajouté les données du programme Kroonvlag ([Collette et al., 1984](#)) et celles publiées par [Verhoef et al., \(1995, 1996\)](#).

La construction de la carte magnétique a nécessité une chaîne de traitements décrite par [Evain \(2002\)](#). Nous en résumons ici les principales étapes :

- (i) conversion des fichiers mgd77 extraits de GEODAS au format ASCII (longitude/latitude/nT)
- (ii) filtrage de l'ensemble des données magnétiques au-delà de +/- 1000 nT
- (iii) construction de la grille

L'élaboration de cette carte magnétique fait partie d'un travail en cours. Les données magnétiques n'ont pas été retraitées selon les standards IGRF. La construction de la grille (présentée à la [Fig. II.24](#)) a été réalisée en se basant sur la méthode d'[Evain \(2002\)](#).



**Figure II.24.** Carte des anomalies magnétiques compilées à partir des données GEODAS et les données du programme Kroonvlag (Collette et al., 1984) et celles publiées par Verhoef et al., (1995, 1996).

**Figure II.24.** Magnetic anomaly map from GEODAS ,Kroonvlag program (Collette et al., 1984) and data reported by Verhoef et al., (1995, 1996).







<b>CHAPITRE III : Stratigraphie.....</b>	<b>69</b>
Abstract.....	71
III.1. La plaine abyssale de Démérara.....	73
III.1.1. Description.....	73
III.1.2. Type de sédiments.....	75
III.1.2.1. Source pélagique.....	75
III.1.2.2. Source volcanique.....	76
III.1.2.3. Source terrigène.....	77
III.2. Corrélations et unités stratigraphiques.....	79
III.2.1. Unité inférieure.....	79
III.2.2. Unité intermédiaire.....	83
III.2.3. Unité supérieure.....	85
III.2.4. Géométrie et distribution spatiale des unités stratigraphiques.....	88
III.2.5. Descriptions des Dépôts de Masses Transportées (MTDs).....	95
III.2.6. La Fosse de Barracuda.....	97
III.3. Discussion.....	98
III.3.1. Paléogène, fort apport de sédiments turbiditiques terrigènes.....	98
III.3.2. Néogène, première phase tectonique majeure.....	103
III.3.3. Quaternaire, seconde phase tectonique majeure.....	104
III.3.4. Discussion sur l'origine des Dépôts de Masses Transportées.....	104
III.3.5. Déconnection entre le Bassin de Tiburon et la Fosse de Barracuda.....	106
III.3.6. Paléogéographie de la zone d'étude.....	107
III.3.7. Chronologie de la déformation et ses conséquences.....	108



## Abstract

The evolution of the Tiburon Rise and the Barracuda Ridge, and the depositional processes and the distribution of the sediments around them remained poorly understood in this complex geodynamical region. New geophysical and geological data acquired in 2007 (Antiplac cruise), including new multibeam and seismic reflection profiles are analyzed in order to propose a new evolutionary model for the geological history of this area based on a detailed analysis of the sedimentary record. Our analysis includes the timing of the uplift of the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise.

Since the early Paleogene, terrigenous turbidites originating from South America were deposited over the entire area extending up to the north of the Barracuda Ridge. The Neogene turbiditic sequence is relatively thinner north of the Tiburon Rise, where the Quaternary distal turbidites form a depocenter in the middle of the Tiburon Basin, and were also deposited in the deep trough north of Barracuda Ridge. Two lens-like bodies of mass transport deposits, up to 800 m thick, dated as late Early-Pleistocene, occupy an area greater than 20 000 km<sup>2</sup> from east of the Tiburon Basin to the southeast of the Tiburon Rise. Although their source remains uncertain, their deposition coincides chronologically with the onset of the last major tectonic phase affecting this region. On the basis of our stratigraphic study, we suggest that the seafloor topography inherited from the crustal accretion at the mid-Atlantic Ridge, was buried by distal turbidites at the end of the Paleogene. Later, the Tiburon Rise and Barracuda Ridge were further uplifted during the Middle-Late Miocene and then during the Pleistocene, respectively, acquiring their present elevation.

The results presented in this chapter are published in two articles:

- (i) an article published in *Marine Geology* ([Pichot, et al., 2012](#); see annex): The Cenozoic tectono-stratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America-South America plate boundary zone, and
- (ii) an article published in *Geology* ([Patriat et al., 2011](#), see annex): Evidence for Quaternary convergence across the North America-South America plate boundary zone, east of the Lesser Antilles.





Ce chapitre est dédié à l'étude sédimentologique dans la plaine abyssale de Démérara et plus particulièrement dans la région des rides de Barracuda et de Tiburon. Le but est de comprendre l'origine, au cours du temps, de l'apport sédimentaire dans ce contexte de marge active. Quelle est l'origine des sédiments ? D'où proviennent-ils ? Quelles sont leurs géométries de dépôts et quels renseignements peuvent-ils nous apporter sur l'évolution de la croûte océanique depuis sa formation à la dorsale médio-atlantique jusqu'à son entrée en subduction sous la plaque Caraïbe ? Pour répondre à ces questions, nous commencerons par aborder les processus sédimentaires récents. Ils nous permettront par la suite de mieux comprendre l'environnement sédimentaire passé. L'acquisition de nouvelles données sismiques réflexion (Antiplac, 2007 ; voir Chapitre II) corrélées avec trois forages DSDP-ODP réalisés entre les rides de Barracuda et de Tiburon, nous ont permis d'établir des unités stratigraphiques selon trois périodes clés de l'évolution des rides. Ce chapitre est une version longue de l'article publié dans *Marine Geology* (Pichot et al., 2012) présenté en annexe.

## III.1. La plaine abyssale de Démérara

### III.1.1. Description

Les premières reconnaissances physiographiques de l'Ouest l'Atlantique Equatorial datent de la fin des années soixante et du milieu des années soixante dix (Embley et al., 1970 ; Damuth, 1974 ; Embley et Langseth, 1977). Ces études se sont basées sur la réponse du signal des ondes acoustiques se réfléchissant sur la surface du fond de la mer (Fig. III.1) et sur de nombreux forages de faible pénétration (quelques dizaines de mètres) des premiers sédiments de la couverture sédimentaire (carottage). Ces résultats ont permis de délimiter les provinces géologiques majeures des grands fonds océaniques telles que les plaines abyssales de Démérara et de Ceara, le cône de l'Amazonne, les monts sous marins principaux et les zones de fracture principales (Fig. III.2).

La plaine abyssale de Démérara correspond au domaine océanique profond au large des côtes guyanaises à l'Ouest de la dorsale médio-Atlantique entre 10°N et 16°N (Weaver et al., 1987). Elle est limitée à l'Ouest par le prisme d'accrétion de la Barbade, la dorsale médio-atlantique à l'Est, la marge sud-américaine et le cône de l'Amazonne au Sud et par la Ride de Barracuda au Nord, là où commence la plaine abyssale de Barracuda (Birch, 1970 ; Embley et al., 1970) (Fig. III.3). Dans cette étude nous incluons la Fosse de Barracuda à la plaine abyssale de Démérara. En effet, nous verrons que les processus sédimentaires qui caractérisent la plaine abyssale de Démérara, s'étendent à la Fosse de Barracuda. Le fond marin s'approfondit vers le Nord, depuis 3000 m à 10°N jusqu'à 5500 m vers 16°N (Fig. III.3).

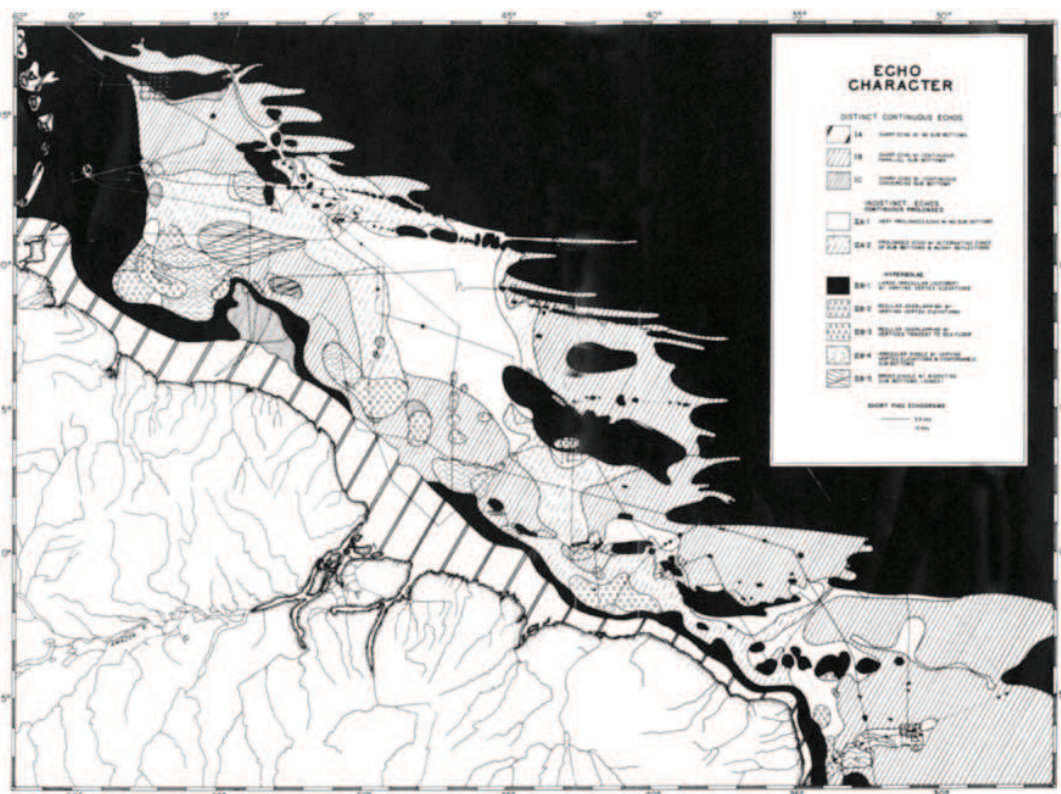


Figure III.1. Carte du signal radar (echo character) du fond marin de l'Ouest de l'Atlantique Equatorial réalisée par Damuth (1974). Cette carte montre la distribution des différents signaux radars et les traces des navigations des campagnes (traits noirs) ayant permis de compiler cette carte.

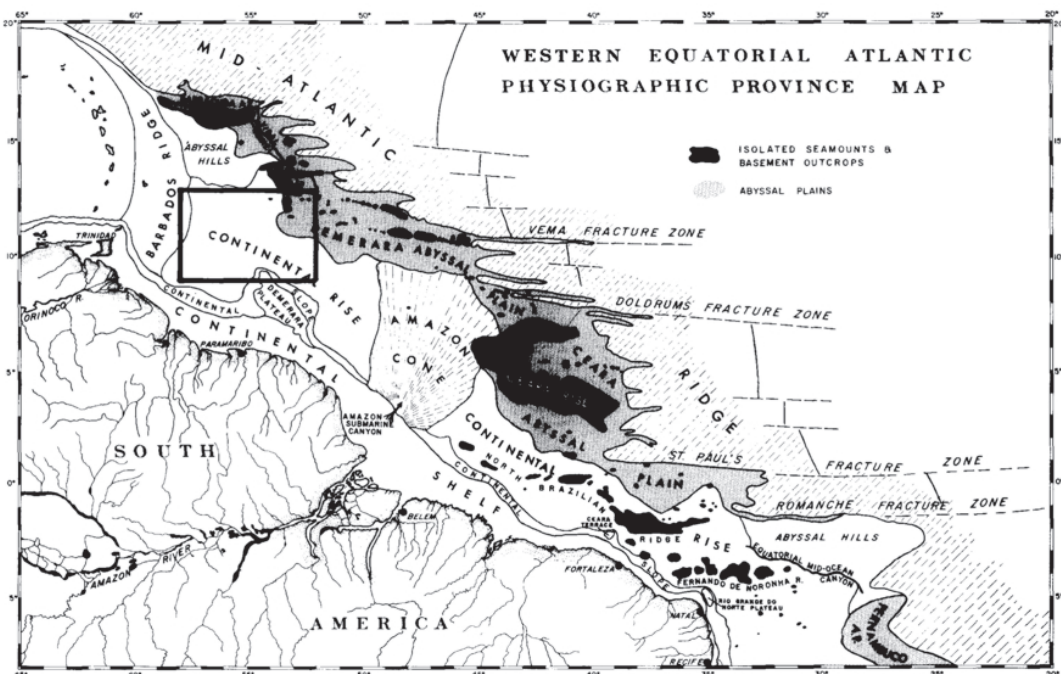
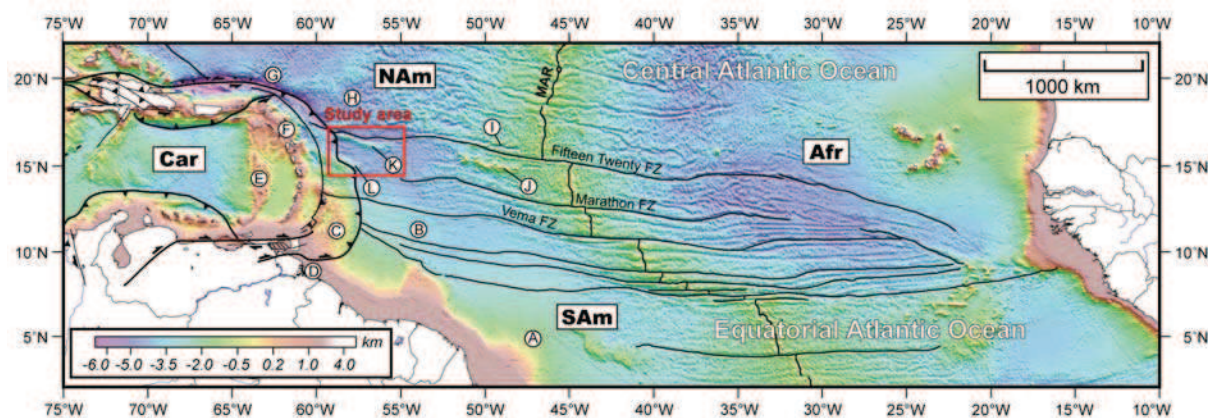


Figure III.2. Carte de la physiographie de l'Ouest de l'Atlantique Equatorial montrant les grandes provinces géologiques telles que les plaines abyssales de Démérara et Ceara, le cône de l'Amazonne, les monts sous marins majeurs et les zones de fractures principales (Embley et al., 1977, d'après Damuth 1975).

L'épaisseur sédimentaire décroît vers le Nord avec une épaisseur de l'ordre de 7 km vers 11°N (Peter et Westbrook, 1976) diminuant jusqu' à 500 m à proximité de la Ride de Barracuda (16°N). Trois sources principales de sédiments sont présentes dans la plaine abyssale de Démérara (Fig. III.4) : (i) les sédiments pélagiques, (ii) les sédiments volcanogéniques provenant de l'arc volcanique des Petites Antilles, et (iii) les sédiments détritiques terrigènes provenant des produits l'érosion du continent Sud-américain et transportés par les systèmes fluviaux (Embley et Langseth, 1977 ; Ercilla et al., 1998 ; Natland, 1984 ; Wright, 1984b ; Para et al., 1997 ; Picard et al., 2006 ; Xie et al., 2010).



**Figure III.3.** Carte bathymétrique prédite par l'altimétrie satellitaire (Sandwell and Smith, 1997) de l'Atlantique Equatorial à la frontière avec l'Atlantique Central, au Nord. Cette région est située entre les plaques Amérique du Nord (NAM), Afrique (AF), Caraïbe (Car) et Amérique du Sud (SAM). La Ride médio-Atlantique (MAR) ainsi que les principales zones de fractures sont représentées (traits noirs). Principales provinces géologiques de la région (A) le cône de l'Amazone, (B) la plaine abyssale de Démérara, (C) le prisme d'accrétion de la Barbade, (D) le delta du fleuve Orénoque, (E) la Ride d'Aves, (F) l'arc volcanique des Petites Antilles, (G) la Fosse de Puerto Rico, (H) la plaine abyssale de Barracuda. Structures majeures: (I) la Fosse de Royal, (J) la Ride de Researcher, (K) la Ride de Barracuda, et (L) la Ride de Tiburon. Le rectangle rouge représente la zone d'étude.

Afin de mieux comprendre les processus sédimentaires passés, régissant la plaine abyssale de Démérara, à l'Est du prisme d'accrétion de la Barbade, la partie suivante décrit les processus sédimentaires actuels, les principaux types de sédiments présents et leurs modes de transports.

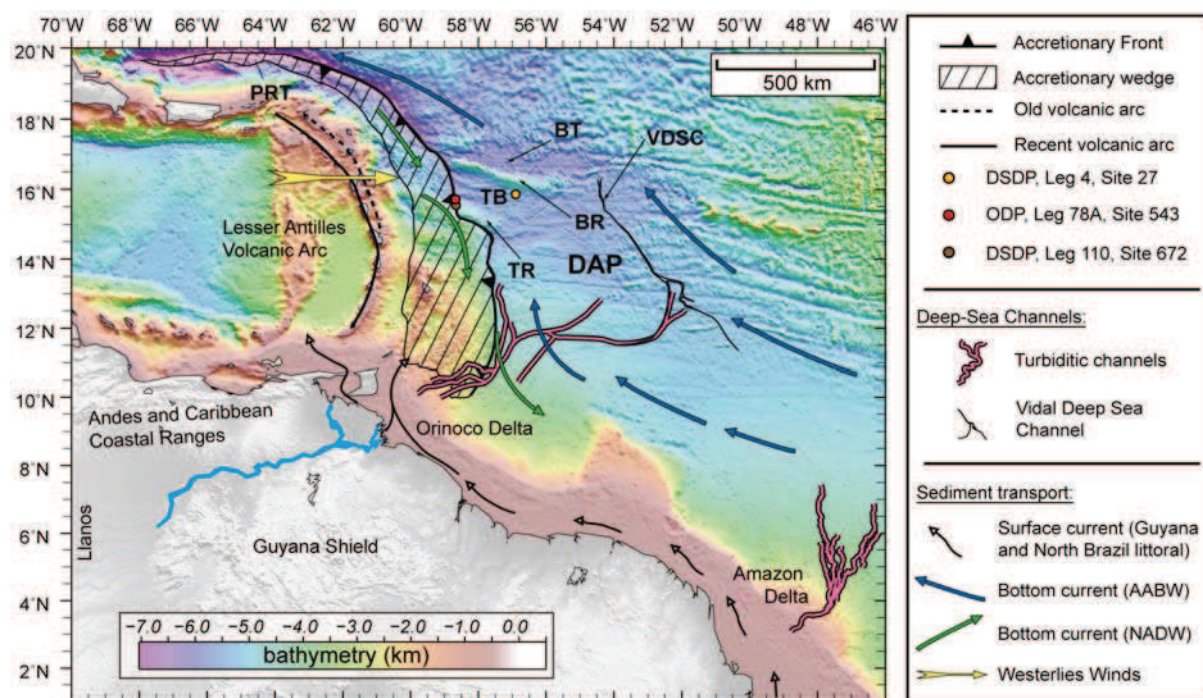
## III.1.2. Type de sédiments

### III.1.2.1. Source pélagique

Les sédiments pélagiques constituent la majeure partie des sédiments récents dans la plaine abyssale de Démérara. Le type de sédiment pélagique dépend de la profondeur où se trouve le niveau de compensation des carbonates (CCD) estimé à une profondeur d'environ 5200 m actuellement. Sous ce niveau, les particules de carbonate de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ) sont dissoutes libérant des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{HCO}_3^-$ . Les carottes récupérées (Wright, 1984a) montrent un changement lithologique vers 14°N (Fig. III.5), caractérisé par des boues calcaires pélagiques à hémipélagiques (au dessus de la CCD) au Sud de cette latitude et des argiles pélagiques



bioturbées (en dessous de la CCD) au Nord (Wright, 1984a). A cause de leurs reliefs importants par rapport à la plaine abyssale avoisinante, les sédiments déposés sur les rides de Tiburon et de Barracuda possèdent une lithologie différente, caractérisée par la présence de vases marneuses calcaires bioturbées pouvant contenir jusqu'à 60% de microfossiles calcaires au sommet de la Ride de Barracuda (Wright, 1984a).

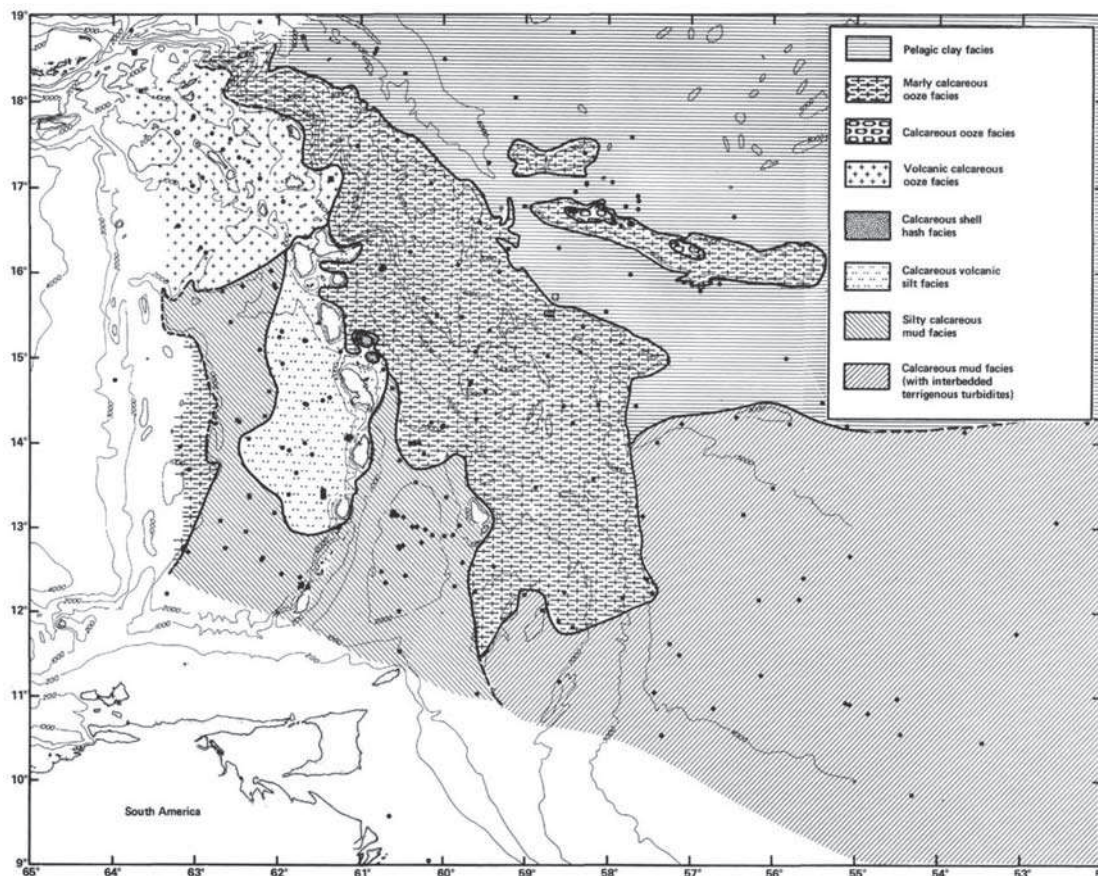


**Figure III.4.** Carte schématique des processus hydrodynamiques et des transports sédimentaires majeurs (flèches colorées) à l'Actuel. Les chenaux turbiditiques de l'Orénoque et de l'Amazonie sont représentés en rose. Les réseaux turbiditiques de l'Amazonie et une partie de l'Orénoque convergent en un unique chenal: le Vidal Channel (tracé noir). BR, Ride de Barracuda; TR, Ride de Tiburon; BT, Fosse de Barracuda; TB, Bassin de Tiburon; PRT, Fosse de Puerto Rico; VDSC, Vidal Deep Sea Channel; NADW, North Atlantic Deep Water and AABW, Antarctic Bottom Water, modifiée d'après Embley et al., 1970; Embley et Langseth, 1977; Faugères et al., 1997; Parra et al., 1997. Les sites de forage DSDP et ODP sont représentés par les cercles de couleurs.

### III.1.2.2. Source volcanique

Les éléments volcaniques observés dans la plaine abyssale proviennent de l'arc volcanique des Petites Antilles voisin (Natland, 1984a) (Fig. III.4). Deux types de sédiments sont à distinguer : les sédiments volcanoclastiques et les cendres volcaniques (Picard et al., 2006). De par la morphologie asymétrique de l'arc (pente plus raide du côté arrière arc que du côté avant arc) et la direction des vents dominants, les écoulements gravitaires de débris volcanoclastiques, flux turbiditiques sont préférentiellement localisés à l'Ouest de la chaîne volcanique. Les éléments volcaniques présents dans le domaine atlantique sont principalement des cendres volcaniques portées vers l'Est par les vents dominants d'Ouest dans la troposphère et les courants marins de surface et profonds (Fig. III.6) (Newell et al., 1972 ; Parra et al., 1997).



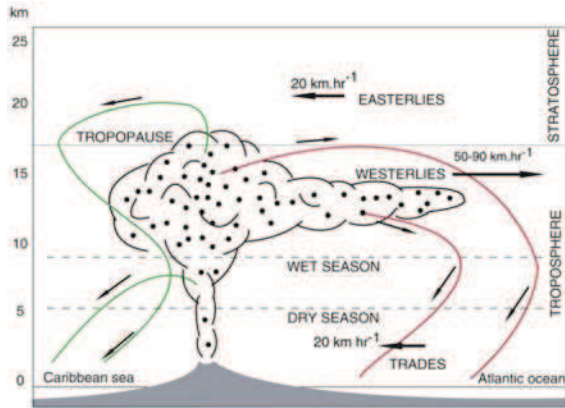


**Figure III.5.** Carte de répartition des unités de lithofaciès dans la plaine abyssale de Démérara à l'Est du prisme de la Barbade. Les points noirs représentent les sites de carottage (Wright, 1984a).

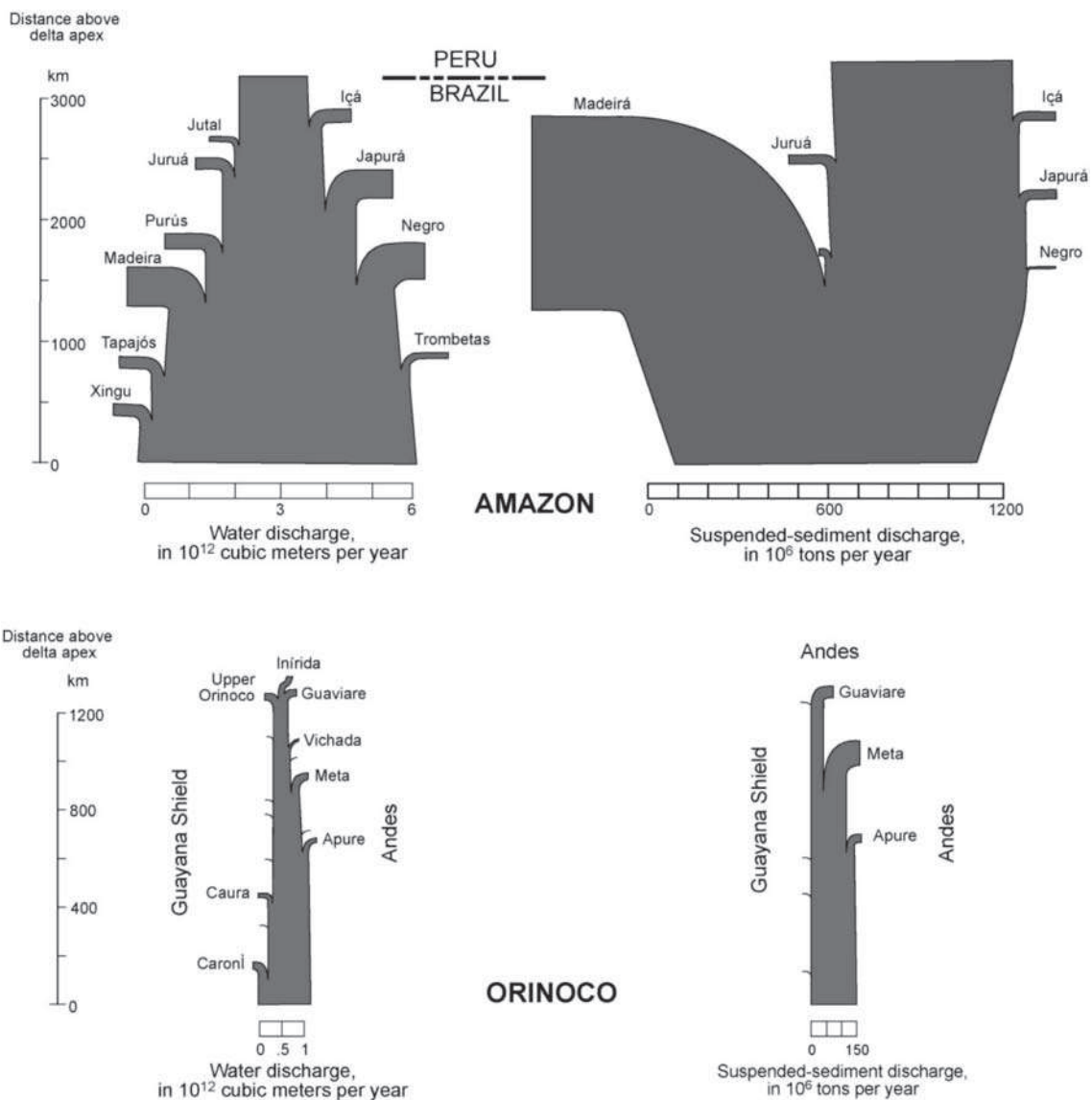
### III.1.2.3. Source terrigène

Les données des carottes montrent des alternances d'argiles pélagiques à hémipélagiques et de turbidites distales. L'évaluation de l'assemblage des argiles au Cénozoïque réalisée par [Latouche et Maillet \(1984\)](#) définit deux sources principales de sédiments détritiques-terrigenes : l'une, locale riche en kaolinite et en smectite, issue de l'arc volcanique des Petites Antilles, et une autre plus distale riche en illite et chlorite, provenant du continent Sud-américain, portée par les fleuves Orénoque et Amazone ([Fig. III.6](#)). De par leur large système de drainage et leurs débits importants ([Fig. III.7](#)), les fleuves Orénoque et Amazone sont les sources principales des apports de sédiments détritiques terrigenes à l'Est du prisme de la Barbade.

Le bassin versant de l'Orénoque couvre une surface d'environ  $1,1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  au Nord du continent sud-américain. Le fleuve Orénoque possède le troisième plus grand débit et représente la onzième plus grande décharge de sédiments au monde ([Warne et al., 2002](#)). De nombreux affluents alimentent le fleuve Orénoque, les plus importants les rivières de Guaviare, Meta et Apure. Il draine environ 50% des plaines des Llanos, 35% du bouclier guyanais, 15% des Andes et les Coastal Mountain Ranges ([Meade et al., 1990 ; Warne et al., 2002](#)). Le delta de l'Orénoque comprend six bras principaux donnant une géométrie triangulaire au delta.



**Figure III.6.** Schéma des directions des vents principaux et transports des cendres volcanique de part et d'autre de l'arc volcaniques des Petites Antilles (Sigurdson et al., 1980 et Newell et al., 1972 ; Picard et al., 2006).



**Figure III.7.** Comparaison des décharges en eau et en sédiments provenant des systèmes Amazone et Orénoque (d'après Warne et al., 2002, Meade, 1996 ; Carvalho et da Cunha, 1998 ; Dunne et al., 1998).

La décharge sédimentaire de l'Amazone est la troisième au monde. Le bassin versant de l'Amazone couvre  $5,9 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup> du Nord du continent sud américain (Warne et al., 2002) mais son delta est relativement petit (Franzinelli, 1992). Malgré un climat commun, de type tropical, les deux systèmes hydrographiques possèdent des différences majeures au niveau du volume (taille des bassins versants et les apports sédimentaires) et de la distribution des précipitations. Alors que le flux est globalement constant pour l'Amazone, il est plus variable pour l'Orénoque à cause des variations saisonnières plus marquées (Warne et al., 2002).

Birch (1970), Embley et al. (1970) et Embley et Langseth (1977) avaient déjà montré qu'une partie des sédiments dérivant du cône de l'Amazone, était transportée vers le Nord jusque dans la Fosse de Barracuda. Ce transport s'explique par le courant profond Antarctique (AABW) (Embley et Langseth, 1977) le long de la pente douce de la plaine abyssale permettant aux courants de turbidité d'atteindre la Fosse de Puerto Rico via le Vidal Channel (Embley et al., 1970), un chenal profond, présent dans la plaine abyssale de Démérara (Fig. III.4). Au Sud-Est du front de déformation du prisme de la Barbade, deux chenaux majeurs sont observés et correspondent au système turbiditique de l'Orénoque. L'un d'eux traverse la plaine abyssale et vient se connecter au Vidal Channel vers l'Est, le second s'étend vers le Nord le long du front du prisme (Fig. III.4) (Embley et Langseth, 1977 ; Belderson et al., 1984 ; Callec et al., 2010).

Les isotopes du Strontium et du Néodyme montrent que la partie fine des sédiments détritiques, au Sud du prisme d'accrétion de la Barbade, est composée d'un mélange d'éléments volcanogéniques et de sédiments dérivant de l'Orénoque et de l'Amazone (transportés vers le Sud via le courant marin profond de l'Atlantique Nord, NADW ; Parra et al. 1997) (Fig. III.4). Ils démontrent aussi que depuis 150 000 ans, pendant les périodes de hauts niveaux marins, les sédiments provenant de l'Orénoque sont absents alors qu'un faible apport sédimentaire venant de l'Amazone est transporté par les courants côtiers (*Guyana Surface current* ; Parra et al. 1997). Malgré la forte charge sédimentaire en suspension délivrée par le fleuve Amazone, par rapport au fleuve Orénoque (Fig. III.7), pendant les périodes de bas niveau marin, l'apport de l'Amazone est mineur comparé à celui de l'Orénoque (Parra et al., 1997). Ainsi les quantités importantes de sédiments du Quaternaire seraient reliées aux périodes de bas niveaux marin.

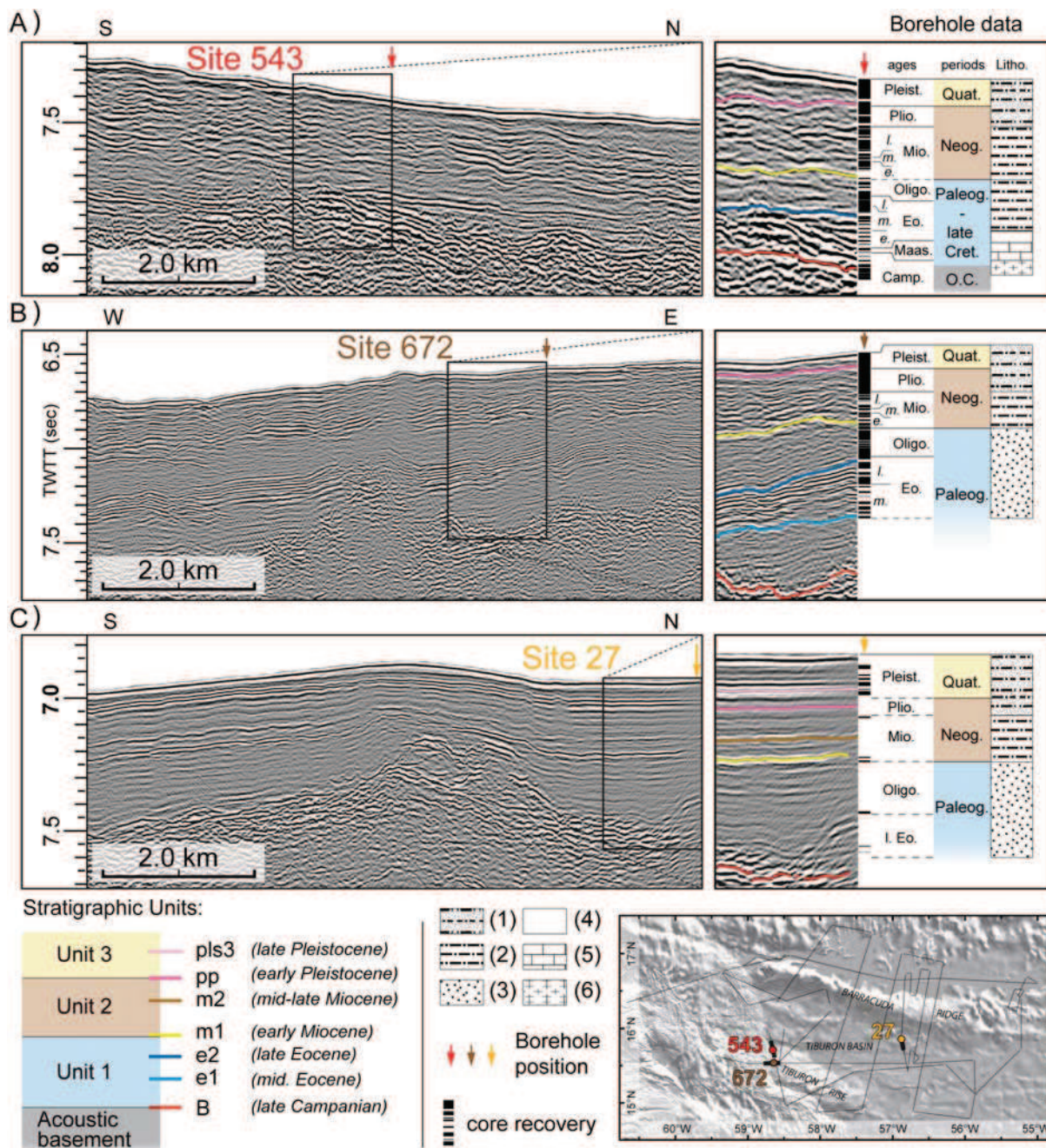
## III.2. Corrélations et unités stratigraphiques

D'après les faciès sismiques, les lithologies et les géométries des sédiments, la couverture sédimentaire a été divisée en trois unités principales discutées ci-dessous (Fig. III.8). Ces trois unités stratigraphiques sont décrites à partir des profils sismiques indiqués en figure III.9 et III.15.

### III.2.1. Unité inférieure

Au site 543 du forage DSDP leg 78A (Moore et Biju-Duval, 1984 ; Bergen, 1984) 44 m de basaltes d'âge Campanien Inférieur de type MORB (*Mid-ocean Ridge Basalts*, Basaltes de dorsales médio océanique) a été foré (Fig. III.8A).



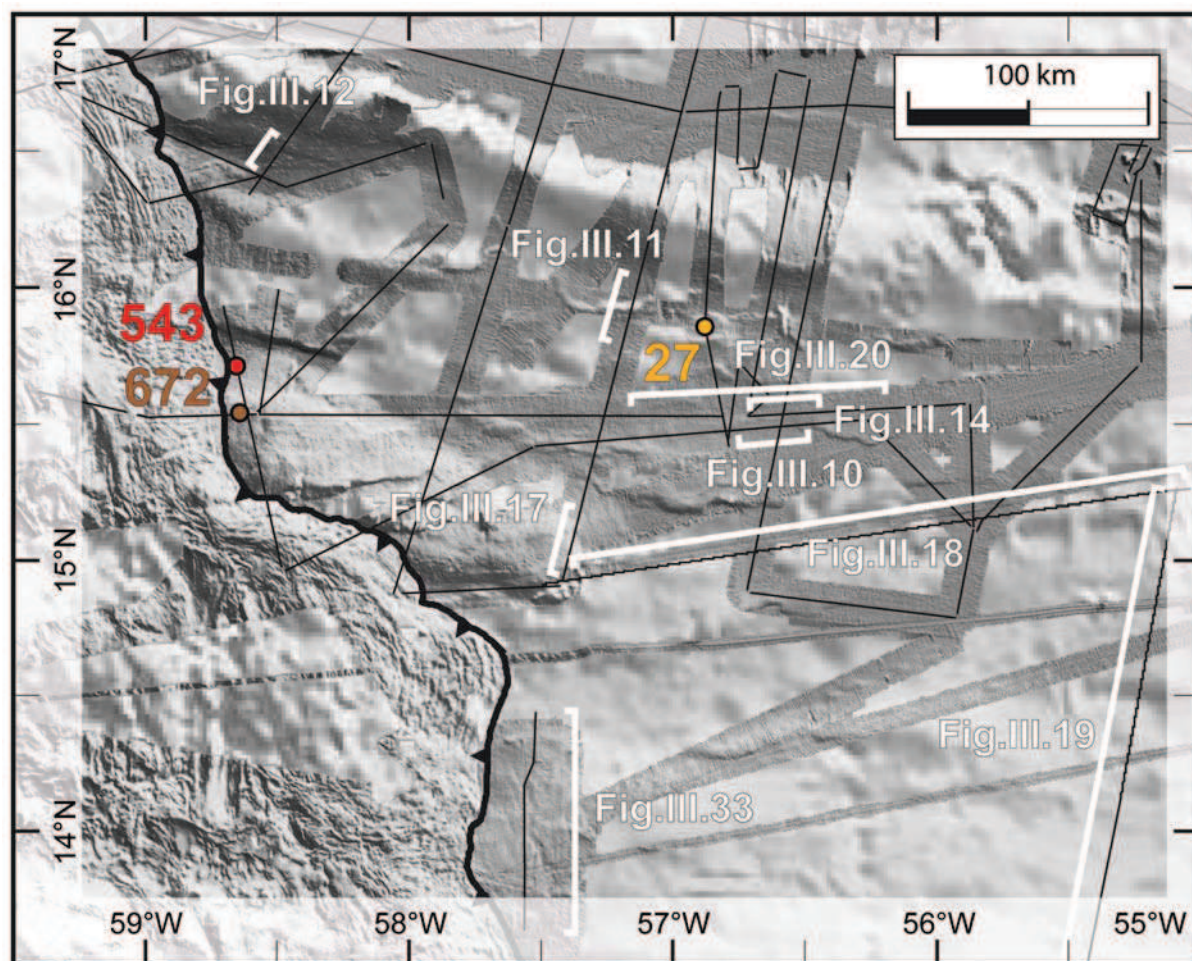


**Figure III.8.** Corrélations entre les données de forages (indiquées à droite de la figure) et les données sismiques (les sections des profils sont marquées en traits gras sur la carte). Les sites de forages sont indiqués en couleurs sur la carte. Les réflecteurs principaux et leurs âges correspondants sont regroupés en trois unités stratigraphiques, Paléogène, Néogène et Quaternaire. Dans la partie droite de la figure (Borehole data), les sédiments, récupérés à bord et analysés, sont indiqués en noir (*core recovery*). La lithologie des sédiments est reportée sur la figure avec, (1) alternance de sédiments pélagiques à hémipélagiques avec des turbidites détritiques terrigènes distales, (2) boue et argiles à radiolaires, (3) sédiments terrigènes grossiers, (4) argiles pélagiques siliceuses, (5) calcaires à foraminifères benthiques, (6) basaltes de type MORB (Bader et al., 1970 ; Biju-Duval et al., 1984 ; Mascle et al., 1988).

A l'interface sédiments-socle, des calcaires, riches en fragments de fossiles indifférenciés d'âge Campanien Inférieur, sont intercalés avec les basaltes (Hemleben et Troester, 1984). La séquence sédimentaire la plus ancienne correspond à des argiles ferrugineuses calcaires



reposant sur la croûte océanique. D'après la composition des foraminifères, l'âge de ces sédiments est daté du Campano-Maastrichtien (Hemleben et Troester, 1984). Considérant la faible vitesse de sédimentation pendant cette période (3,1 m/Ma ; Wright, 1984b), les difficultés à déterminer l'interface sédiments-socle sur les données de sismique réflexion à cause de la faible épaisseur sédimentaire et les fortes amplitudes sismiques (Fig. III.8A), les basaltes campaniens et les sédiments campano-maastrichtiens sont considérés comme le socle acoustique désigné par le réflecteur B (Fig. III.8). Ce dernier sépare des réflecteurs très chaotiques à basse fréquence et forte amplitude à la base et des réflecteurs à faible amplitude et faiblement stratifiés au dessus qui représentent la base de la couverture sédimentaire (Fig. III.8). Un faciès chaotique et transparent montrant une faible stratification est généralement présent au dessus du socle acoustique (Fig. III.8B). Considérant que le Paléogène n'a été foré dans aucun site (Wright, 1984b), les sédiments pélagiques siliceux d'âge Éocène Inférieur, trouvés aux sites 543 (Moore et Biju-Duval, 1984) et 672, (Beck et al., 1990 ; Mascle et al., 1988a) corrént bien avec ce faciès sismique délimité par les réflecteurs B et e1 (Figs. III.8B et III.10).



**Figure III.9.** Carte bathymétrique compilée à partir de sondeur multi faisceaux et données altimétriques satellitaires (Smith and Sandwell, 1997) sur laquelle est représentée la route de navigation de la campagne Antiplac (traits fins noirs), les trois forages DSDP et ODP (en couleur) et les localisations des sections de profils sismiques utilisées pour décrire les 3 unités stratigraphiques.

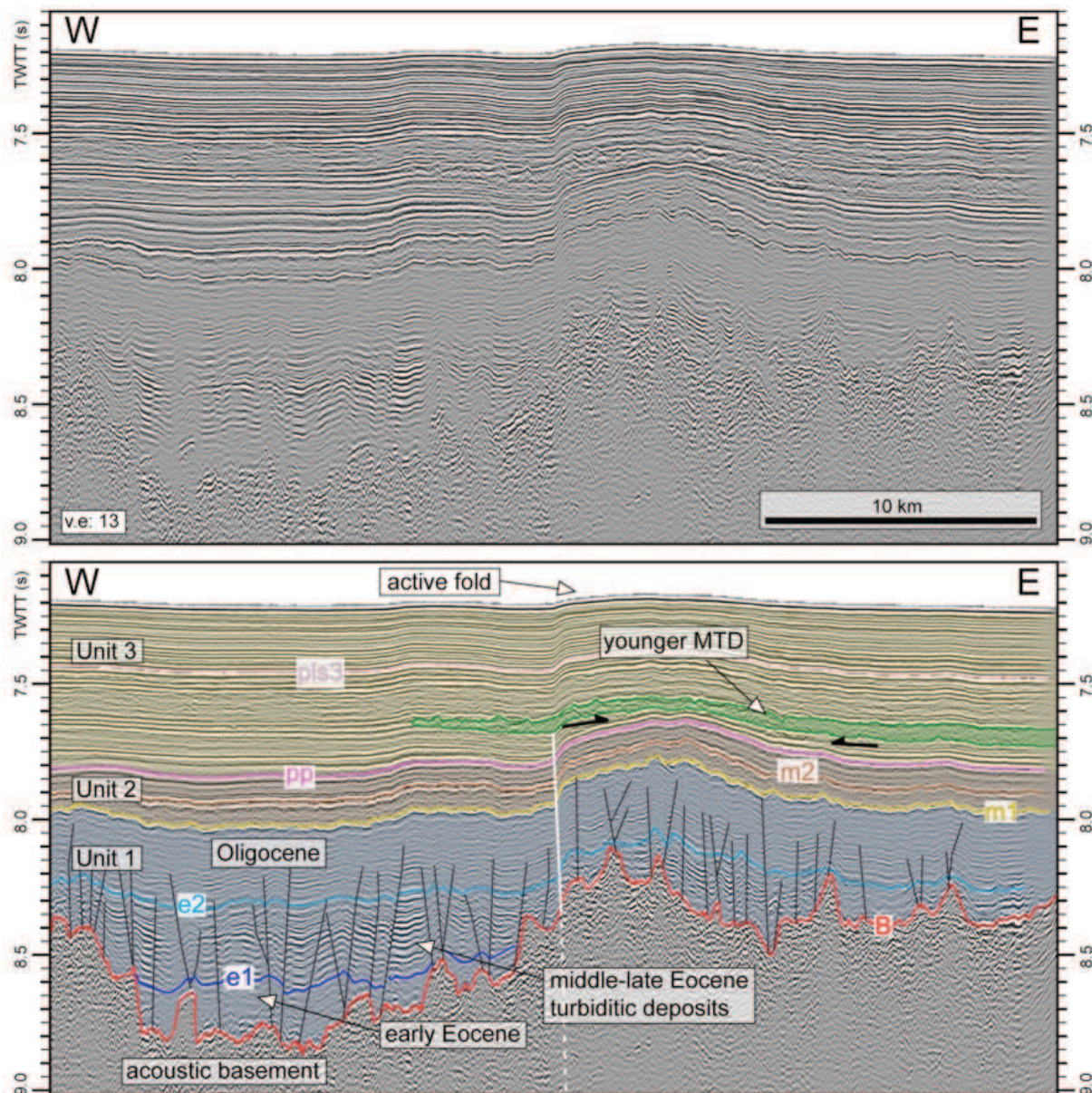
L'intervalle suivant consiste en une alternance de réflecteurs à fortes et à faibles amplitudes bien identifiables sur les données sismiques (Figs. III.8 et III.10). Ces réflecteurs sont discontinus et, à certains endroits, *onlap* le socle acoustique (Fig. III.11). Cet intervalle est limité à sa base et à son toit par les réflecteurs e1 et e2, respectivement (Fig. III.8B). Son épaisseur est variable et peut atteindre jusqu'à 0,6 s TWTT (Fig. III.12). Cet intervalle est bien corrélé avec les sédiments terrigènes anormalement grossiers d'âge Éocène Moyen à Supérieur décrits par Dolan et al. (1990) et Beck et al. (1990) comme des dépôts turbiditiques. Des lithologies semblables ont été forées sur le flanc sud de la Ride de Barracuda, au site de forage 27, situé à 150 km du site 672 (Dolan et al., 1990).

Au dessus du réflecteur e2, un intervalle, au faciès sismique plus sourd, repose conformément sur la séquence terrigène d'âge Éocène moyen à supérieur (Figs. III.8A, III.8B et III.10). En accord avec des corrélations antérieures (Masclé et al., 1988a), l'âge de cet intervalle est attribué à l'Oligocène. Le toit de cet intervalle est limité par le réflecteur m1, daté au Miocène inférieur (Figs. III.8C, III.10, III.11 et III.12). Dolan et al. (1990) interprètent cette séquence oligocène comme faisant partie de l'intervalle de sédiments terrigènes anormalement grossiers.

Cette séquence particulière, d'âge Éocène Moyen à Oligocène Supérieur, est constituée des sédiments suivants (Fig. III.13) : argiles vertes, marnes remobilisées, et d'éléments terrigènes (boues, silts et sables). Les sables grossiers sont plus abondants à l'Éocène moyen à supérieur qu'à l'Oligocène (Dolan et al., 1990 ; Beck et al., 1990) conférant un fort contraste d'impédance entre les dépôts de l'éocène moyen à supérieur et l'intervalle oligocène comme le montrent les figures III.8B et III.10. Pour résumer, nous définissons ici l'Unité 1 comme étant limitée par le socle acoustique d'âge Campanien (réflecteur B) et le Miocène inférieur (réflecteur m1). Cette unité est caractérisée par la présence de sédiments siliceux, d'âge Éocène inférieur, suivis par des dépôts turbiditiques distales d'âge Éocène moyen à Oligocène supérieur.

L'Unité 1 est fréquemment affectée par des failles à faible rejet vertical qui ne se propagent pas dans les unités supérieures (Fig. III.10). Ces failles, de type normal, ont déjà été décrites par Masclé et al. (1988) et Moore et al. (1988) au front de déformation du prisme d'accrétion. Les nouvelles données sismiques confirment cette observation montrant clairement un système de failles, normales conjuguées, s'étendant loin du prisme, jusqu'à 300 km vers l'Est. Ces failles sont présentes lorsque l'épaisseur sédimentaire de l'unité est importante. Elles s'enracinent sur des petits hauts de socle. La longueur d'onde de cette déformation n'excède pas 3 km. Une étude détaillée de cette déformation est faite au chapitre suivant.





**Figure III.10.** Profil Anti.15 montrant les trois unités stratigraphiques discutées dans le texte (voir Fig. III.9 pour localisation). L'Unité 1 est caractérisée par la présence des sédiments terrigènes anormalement grossiers d'âge Éocène moyen à Oligocène Supérieur représentés par une alternance de réflecteurs à fortes et faibles amplitudes. L'Unité 1 est fréquemment affectée par des failles normales, conjuguées à faible rejet vertical, enracinées sur des petits hauts de socle (en noir). Elles ne se propagent pas dans les unités supérieures. Une faille majeure (en blanc) affecte l'ensemble de la couverture sédimentaire avec un jeu inverse.

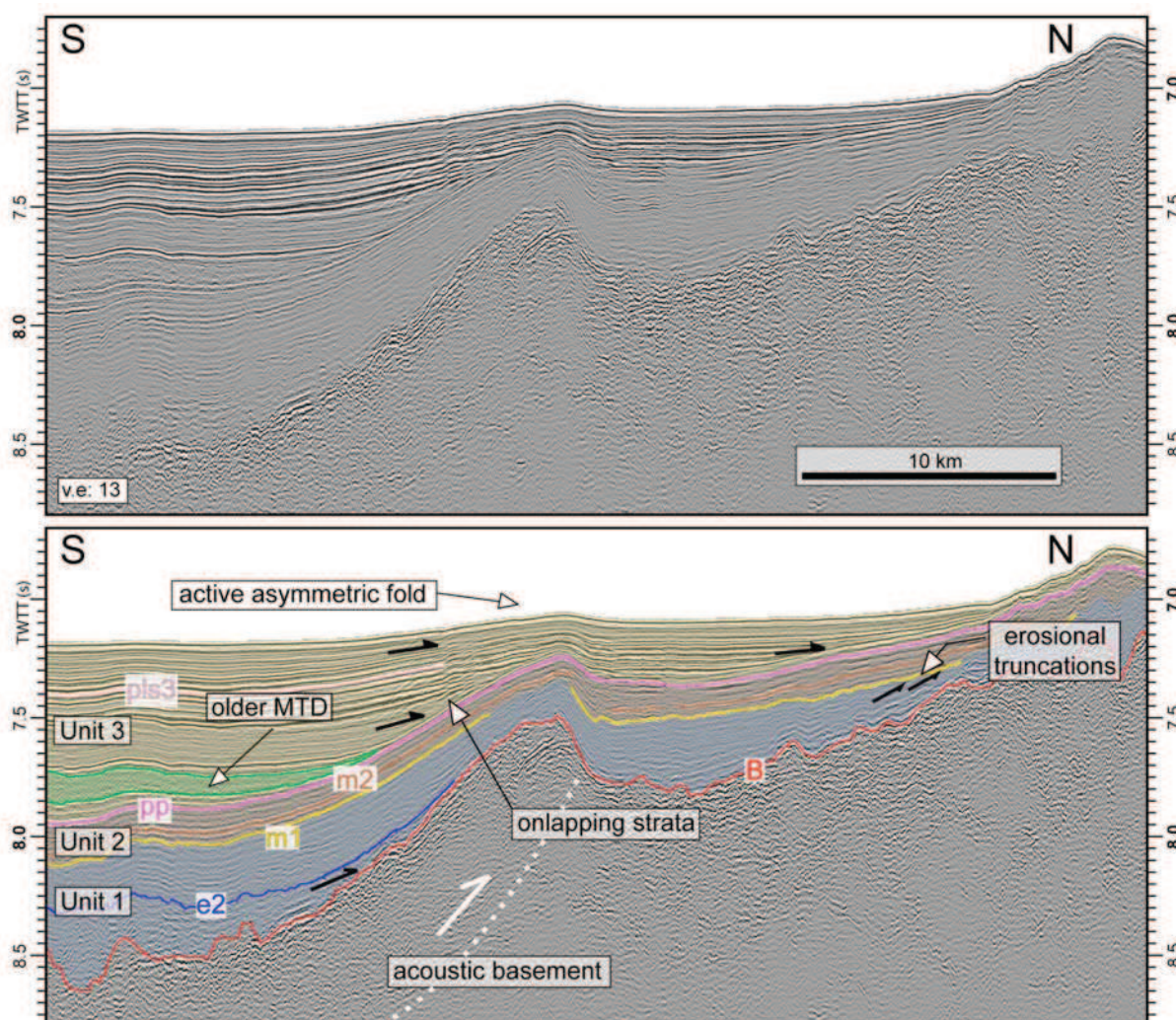
### III.2.2. Unité intermédiaire

La base de l'unité intermédiaire (Unité 2) est définie par le réflecteur m1 (Miocène Inférieur, Fig. III.8C). L'Unité 2 repose conformément sur l'Unité 1, à l'exception du Sud du flanc (sud) de Barracuda, entre deux petits hauts de socle, où le toit de l'Unité 1 montre des troncatures sous le réflecteur m1 (profil Anti. 9, Fig. III.11). Un réflecteur intermédiaire (m2) est bien identifiable et se caractérise par une forte amplitude, borné par deux réflecteurs de faible amplitude (Fig.



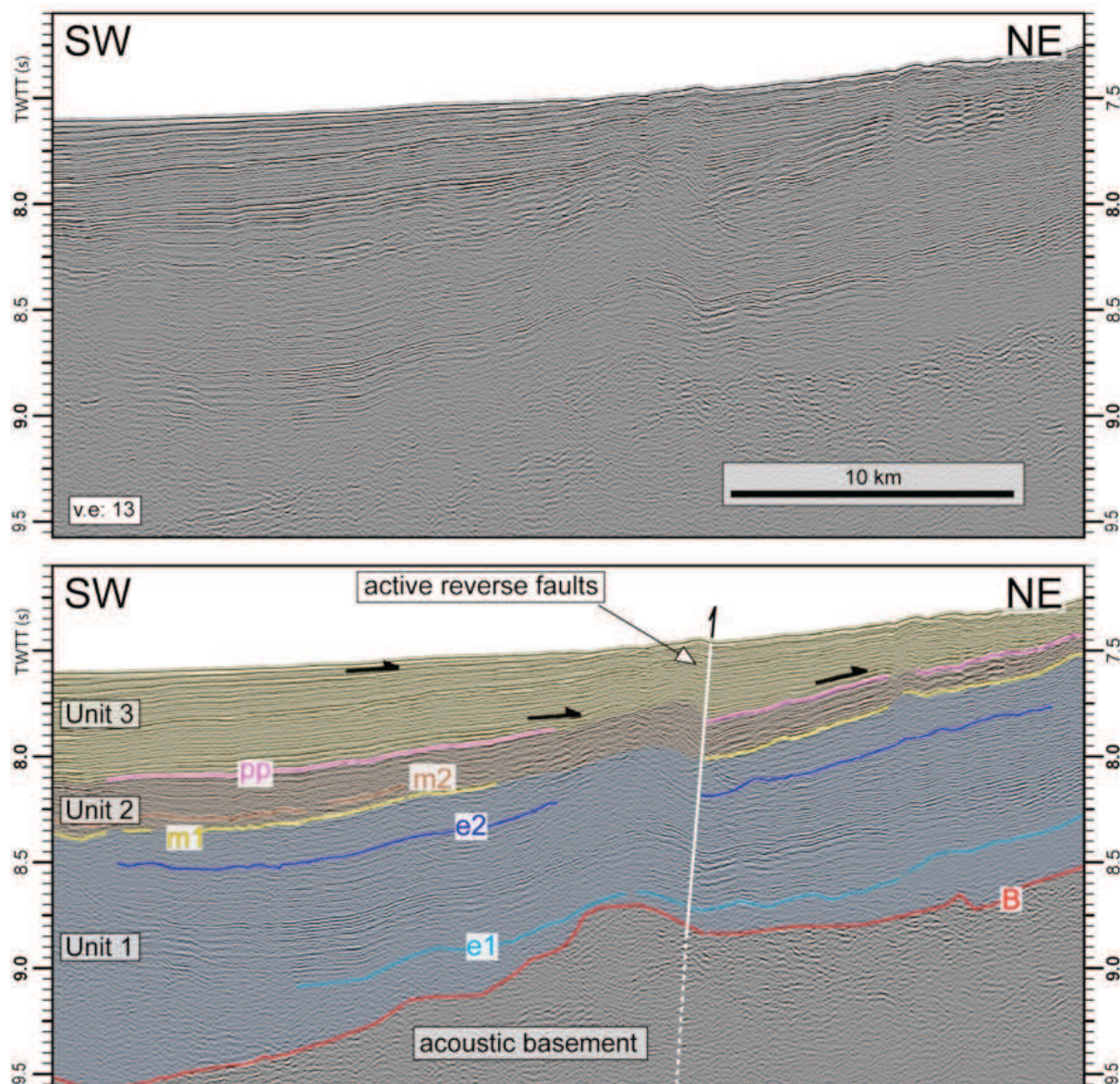
III.13). Le toit de l'Unité 2 est marqué par un réflecteur à forte amplitude (pp) daté du Pléistocène inférieur (Figs. III.8C et III.14). Le faciès sismique de cette unité consiste en une alternance de réflecteurs parallèles de fortes et faibles amplitudes (Figs. III.8, III.10 et III.14) avec, en général, une épaisseur quasi-constante d'environ 0,2 s TWTT.

Dans l'ensemble l'Unité 2 est composée d'argile à radiolaires et de cendres volcaniques datées entre le Miocène inférieur et le début du Miocène moyen (Biju-Duval et al., 1984). Le Miocène inférieur est caractérisé par un intervalle riche en smectite à faible densité, peu résistant, agissant comme niveau de décollement à la base du prisme d'accrétion (Pudsey, 1984 ; Mascle et al., 1988 ; Moore et al., 1998).



**Figure III.11.** Profil Anti.9 montrant les trois unités stratigraphiques discutées dans le texte. (voir Fig. III.9 pour localisation) Les sédiments terrigènes anormalement grossiers d'âge Éocène moyen à Oligocène Supérieur reposant en *onlap* sur le socle acoustique. Un chevauchement est suspecté dans la croûte, et soulève une partie du socle et de la couverture sédimentaire (pointillés blancs).





**Figure III.12.** Profil Anti.5 montrant les trois unités stratigraphiques discutées dans le texte (voir Fig. III.9 pour localisation). L'épaisseur des sédiments terrigènes anormalement grossiers est plus importante à l'Ouest (ce profil) qu'à l'Est. Une faille inverse traverse la couverture sédimentaire (en blanc).

### III.2.3. Unité supérieure

Le faciès sismique de l'Unité 3 se caractérise, depuis le fond de la mer jusqu'à sa base, par une alternance de réflecteurs de forte et de faible amplitude, continus, et bien stratifiés, ce qui contraste par rapport aux autres unités (Figs. III.8, III.10, III.11, III.12 et III.14). Les réflecteurs à la base de cette unité *onlap* le toit de l'Unité 2 (réflecteur pp) définissent une discordance progressive majeure (Figs. III.11, III.12 et III.14).

Cette unité se caractérise par une alternance d'intervalles isopaques et non isopaques. L'Unité 3 a été étudiée sur 6 profils nord-sud (localisés sur la Fig. III.15) le long du flanc Sud de la Ride de Barracuda (Anti.36-35, Anti.112, Anti.39, Anti.44, Anti.9, Anti.701) comme le montre la figure

III.16. Des réflecteurs communs (m1, m2, pp, pls1, pls2, pls3, pls4, h1) ont été interprétés sur l'ensemble de ces profils, excepté pour le profil Anti. 36-35, où seulement les réflecteurs m1, m2, pp, pls4 et h1, ont pu être repérés. La base de cette unité est définie par le réflecteur pp qui correspond au dernier réflecteur à s'être déposé avant la discordance progressive Plio-Pléistocène. Afin de mieux observer les géométries des réflecteurs dans cette unité, nous avons fait une mise à plat du réflecteur pls4.

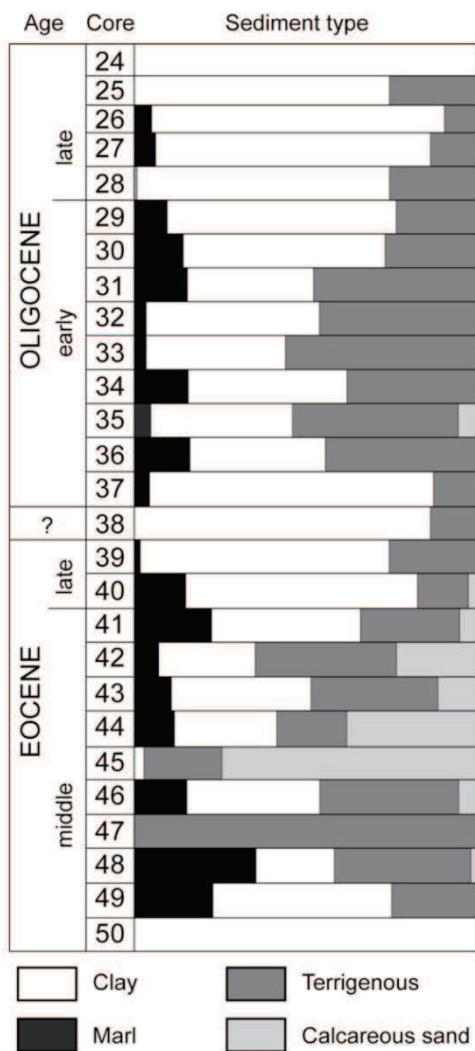


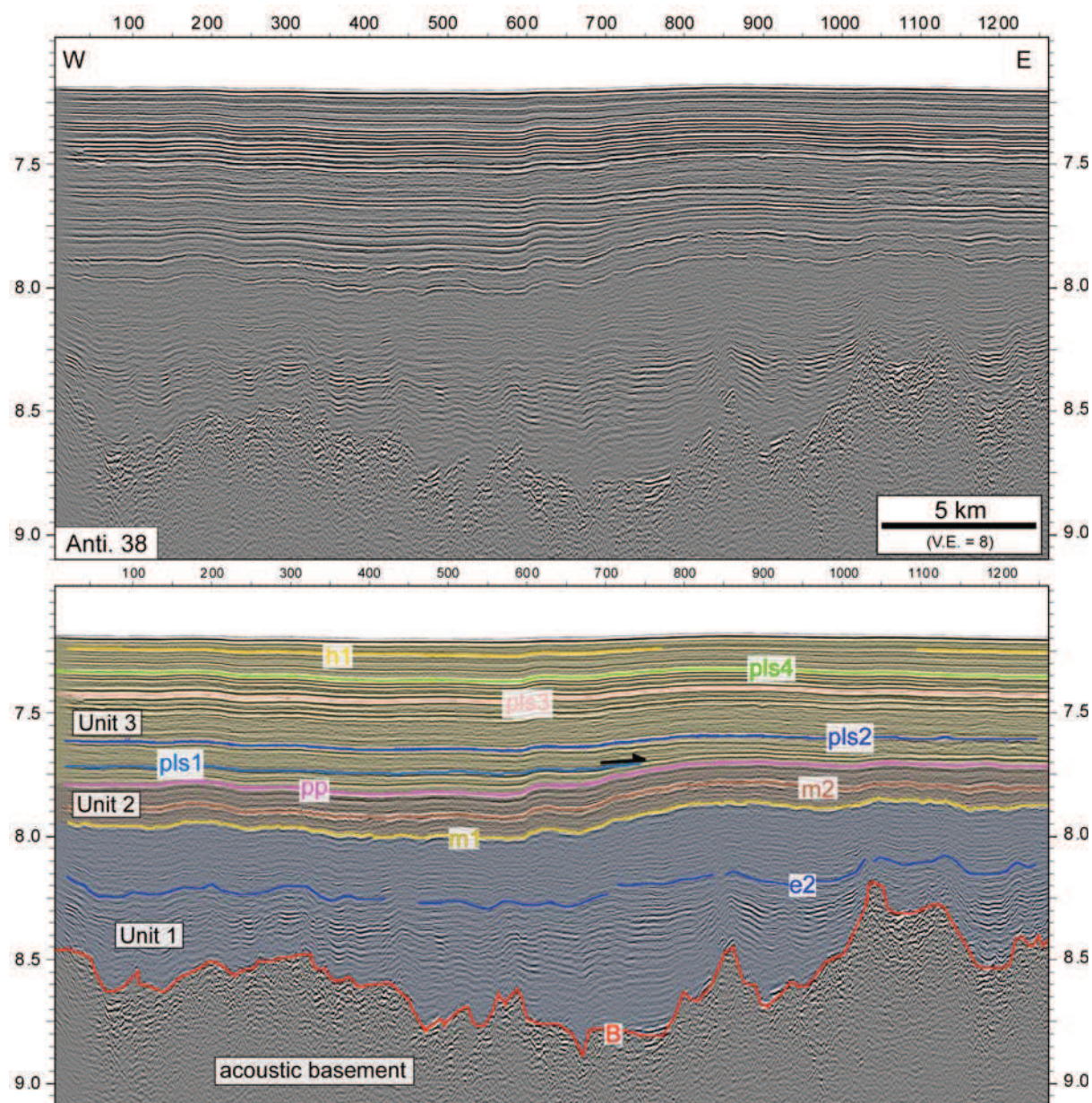
Figure III.13. Histogramme montrant les types de sédiments qui composent les sédiments terrigènes anormalement grossiers d'âge Éocène moyen à Oligocène Supérieur au Site 672 (d'après Dolan et al., 1990). Les sables calcaires sont principalement présents à l'Éocène.

On observe les mêmes géométries sur l'ensemble des profils (Fig. III.16). Ainsi l'Unité 3 peut se diviser en quatre intervalles différents :

- un intervalle quasi isopaque correspondant à l'Unité 2 (entre les réflecteurs m1 et pp),
- un intervalle fortement anisopaque entre les réflecteurs pp et pls1. Les réflecteurs de cet intervalle ne sont pas parallèles entre eux et reposent en discordance sur l'intervalle précédent,
- un intervalle isopaque, dans lequel les réflecteurs sont parallèles entre eux (depuis pls1 jusqu'à pls4) et viennent terminer en biseau contre la discordance
- un intervalle situé entre les réflecteurs pls4 et le fond de la mer. Les réflecteurs n'y sont plus parallèles entre eux. Cet intervalle montre des variations d'épaisseurs.

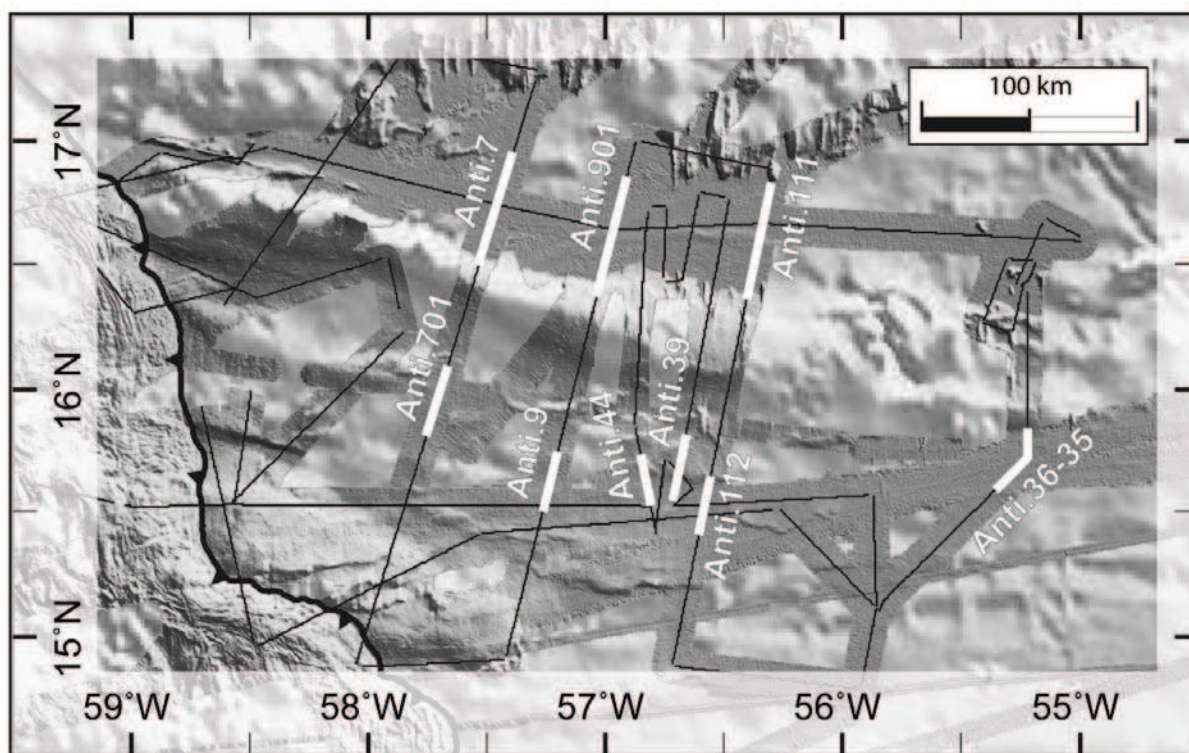


Le Quaternaire se compose d'argile, d'argile calcaire, de boue et de cendres volcaniques dans l'ensemble des sites de forage (27, 543 et 672) (Bader et al., 1970 ; Moore et Biju-Duval, 1984 ; Mascle et al., 1988). Cette unité est interprétée comme une alternance de séquences turbiditiques distales et de sédiments hémipélagiques bien stratifiés (Wu, 1990 ; Dolman, 2000). L'Unité 3 est affectée par une déformation récente qui affecte le fond de la mer (cf. toit de la couverture sédimentaire plissé sur l'ensemble des profils présentés).



**Figure III.14.** Profil Anti.38 montrant les trois unités stratigraphiques ainsi que les principaux réflecteurs discutés dans le texte (voir Fig. III.9 pour localisation). L'Unité 2 est limitée par les réflecteurs m1 et pp respectivement à la base et au toit. Le réflecteur m1 est bien identifiable se caractérisant par une forte amplitude. Un réflecteur intermédiaire (m2) est caractérisé par une forte amplitude et borné par deux réflecteurs de faibles amplitudes. Le faciès sismique de cette unité consiste en une alternance de réflecteurs parallèles de fortes et faibles amplitudes. L'Unité 2 possède une épaisseur quasi-constante (par rapport aux autres unités) avec une épaisseur d'environ 0,2 s TWTT.





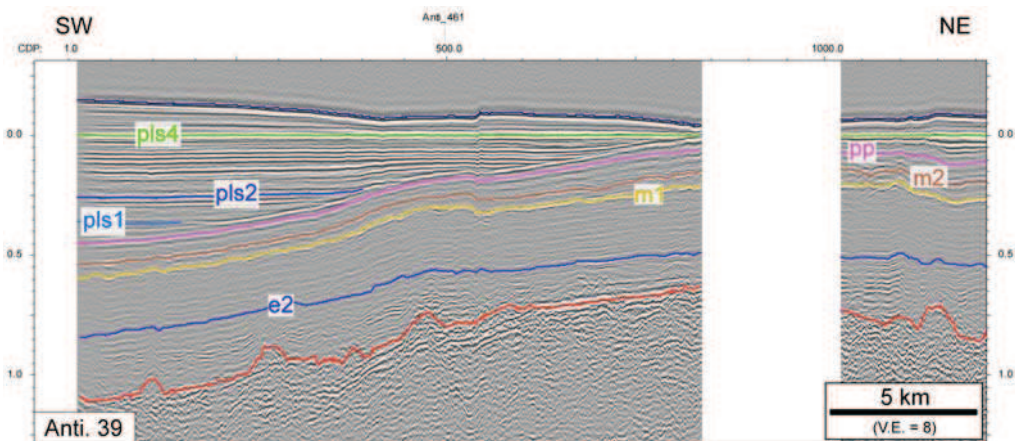
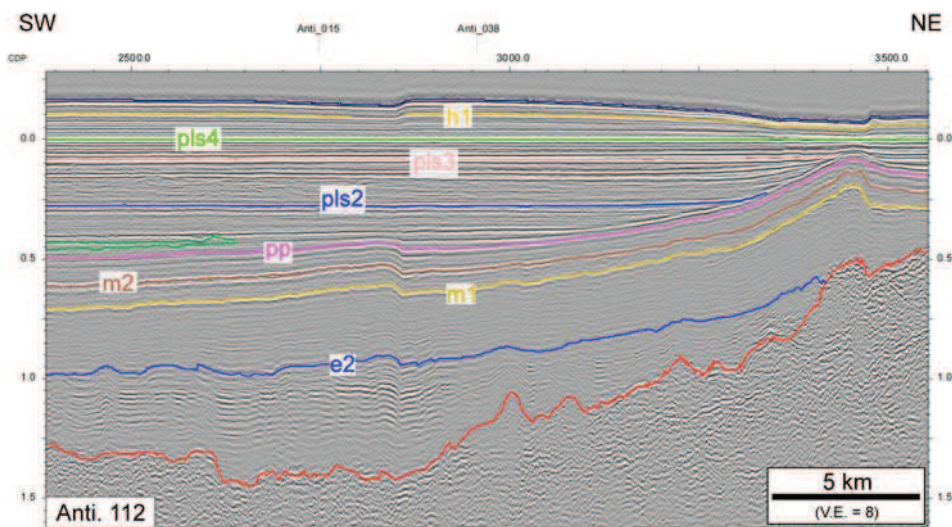
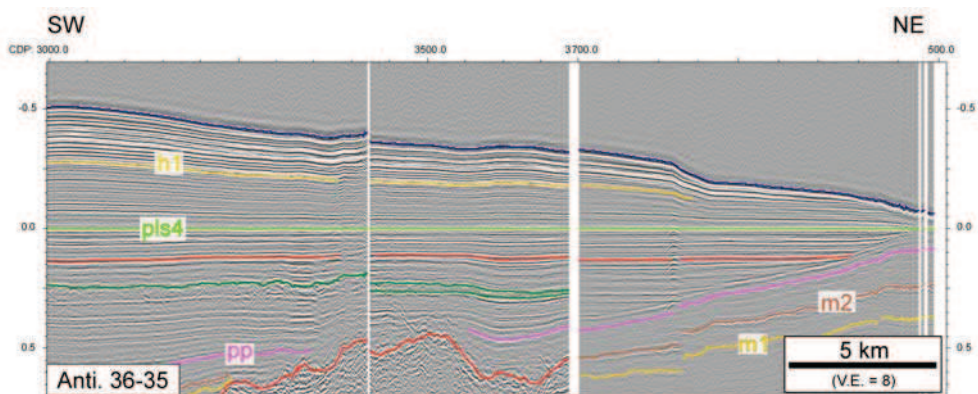
**Figure III.15.** Carte bathymétrique compilée à partir de sondeur multi faisceaux et données altimétriques satellitaires (Smith and Sandwell, 1997) sur laquelle est indiquée le plan de position des profils Antiplac montrant les sections de profils présentées à la figure III.16.

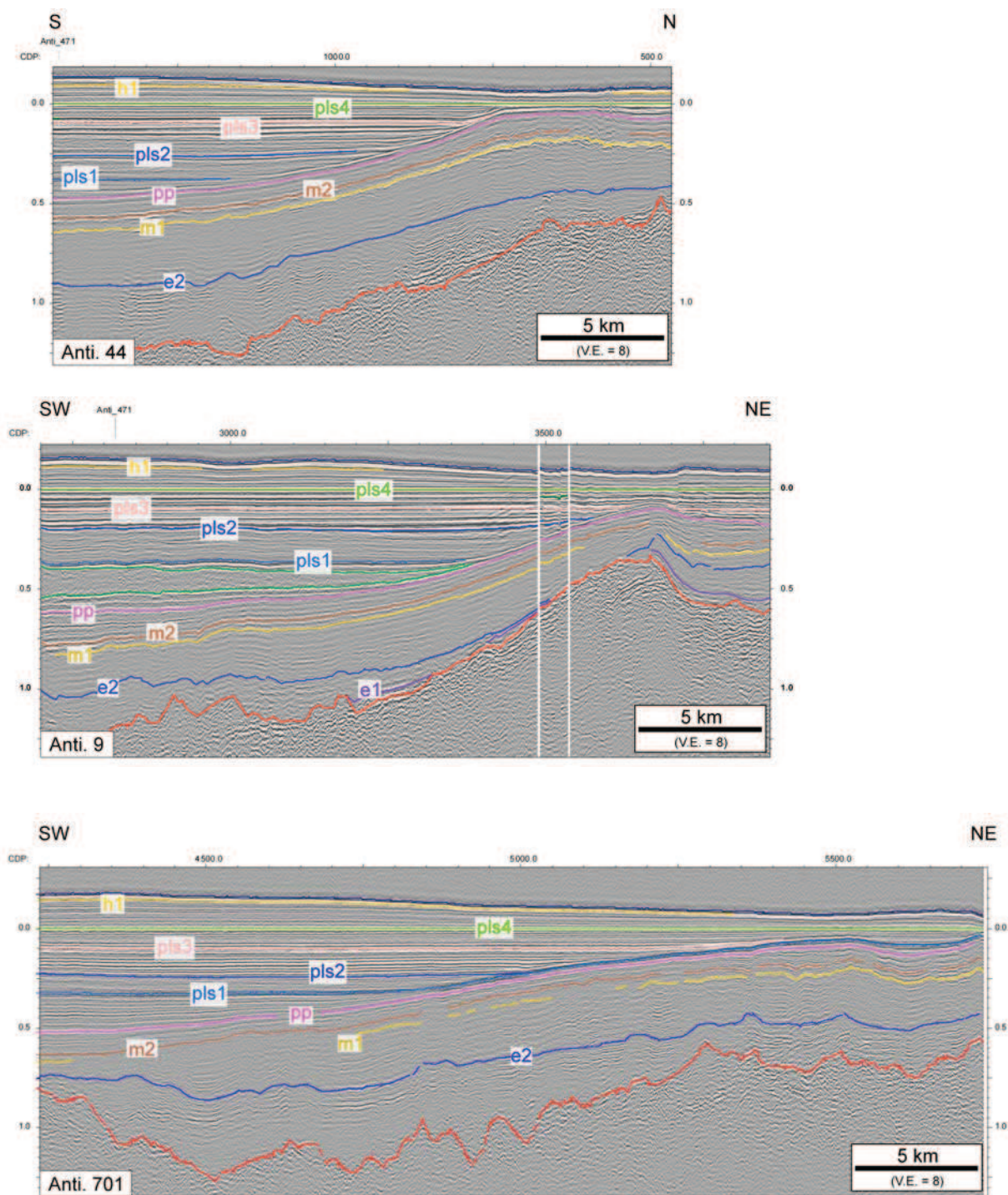
Cette Unité est aussi caractérisée par la présence de deux corps lenticulaires avec un faciès sismique interne très chaotique et homogène, comparé aux faciès sismiques bien stratifiés qui les entourent (Figs. III.17 et III.18). Ces deux formations se caractérisent par des surfaces d'érosion à leurs bases (Fig. III.19). Nous interprétons ces deux formations comme des Dépôts de Masses Transportée (MTDs) (traduit de l'anglais *Mass Transport Deposits*). Ces MTDs sont situées dans la colonne stratigraphique entre les réflecteurs pp et pls2 avec le réflecteur pls1 intercalé entre les deux, (Fig. III.20) ce qui les date au Pléistocène inférieur (voir section III.2.5).

### III.2.4. Géométrie et distribution spatiale des unités stratigraphiques

La distribution générale des trois unités stratigraphiques décrites précédemment est représentée en figure III.21. Cette figure montre les principaux profils N-S traversant les rides de Barracuda et de Tiburon. L'Unité 1 est fortement anisopaque, remplissant principalement des grandes dépressions du socle océanique se terminant en biseau sur les hauts topographiques. A l'Est de 57,5°W, les dépôts turbiditiques Eocène moyen à supérieur reposent conformément sur la crête de la Ride de Barracuda et reposent en *onlap* sur le haut du flanc Nord de celle-ci (Fig. III.21, profils B, C, D et E). On observe une géométrie différente à l'extrême Ouest de la ride (Profils Anti. 20 et Anti. 5, profil A, Fig. III.21).

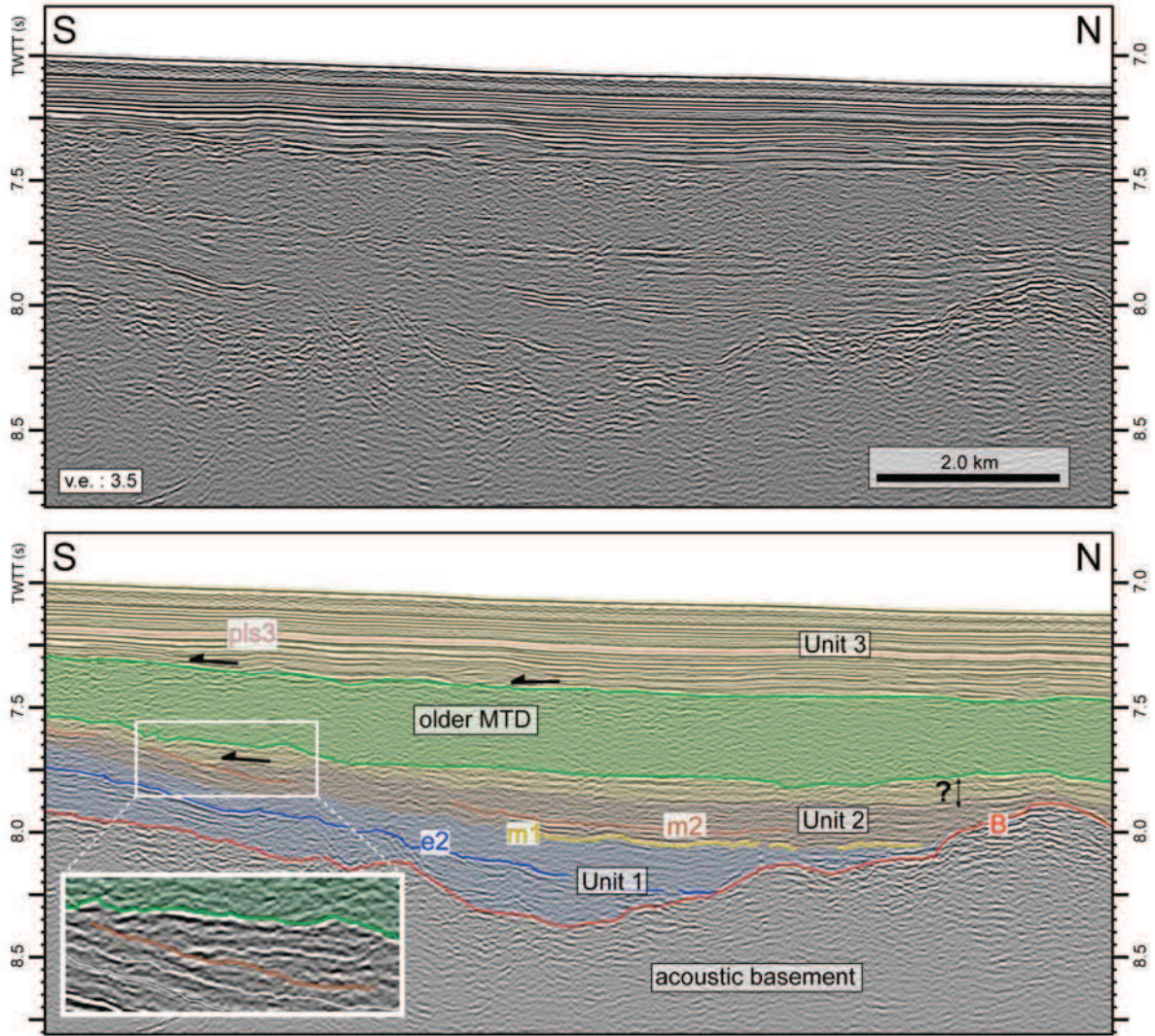




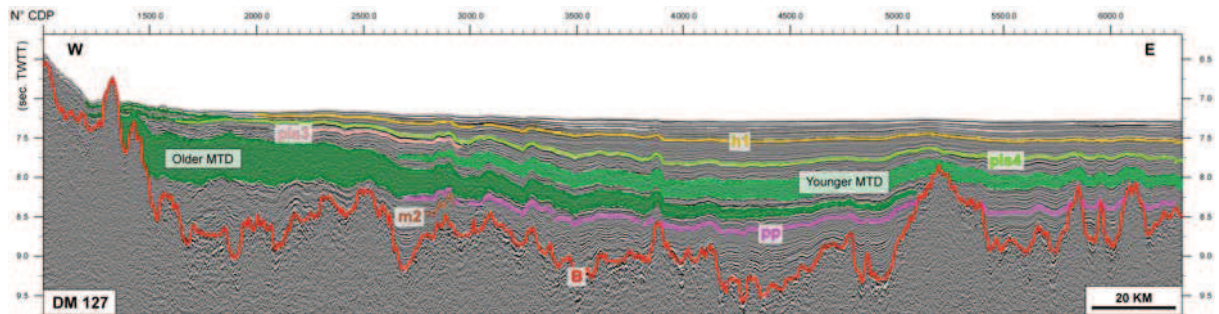


**Figure III.16.** Les six profils sismiques ci-dessus (respectivement, Anti.36-35, Anti. 112, Anti.39, Anti.44, Anti.9 et Anti. 701) sont des sections de profils bordant le flanc sud de la Ride de Barracuda. Les principaux réflecteurs sont représentés sur chaque profil. Au profil Anti. 36-35 seulement les réflecteurs m1, m2, pp, pls4 et h1 ont pu être repérés. La discordance progressive, très nette sur l'ensemble des profils, est située juste au dessus du réflecteur pp. Ces 6 profils montrent que l'Unité 3 se caractérise par une alternance d'intervalles isopaques et non-isopaques. (voir Figure III.15 pour la localisation de ces profils).



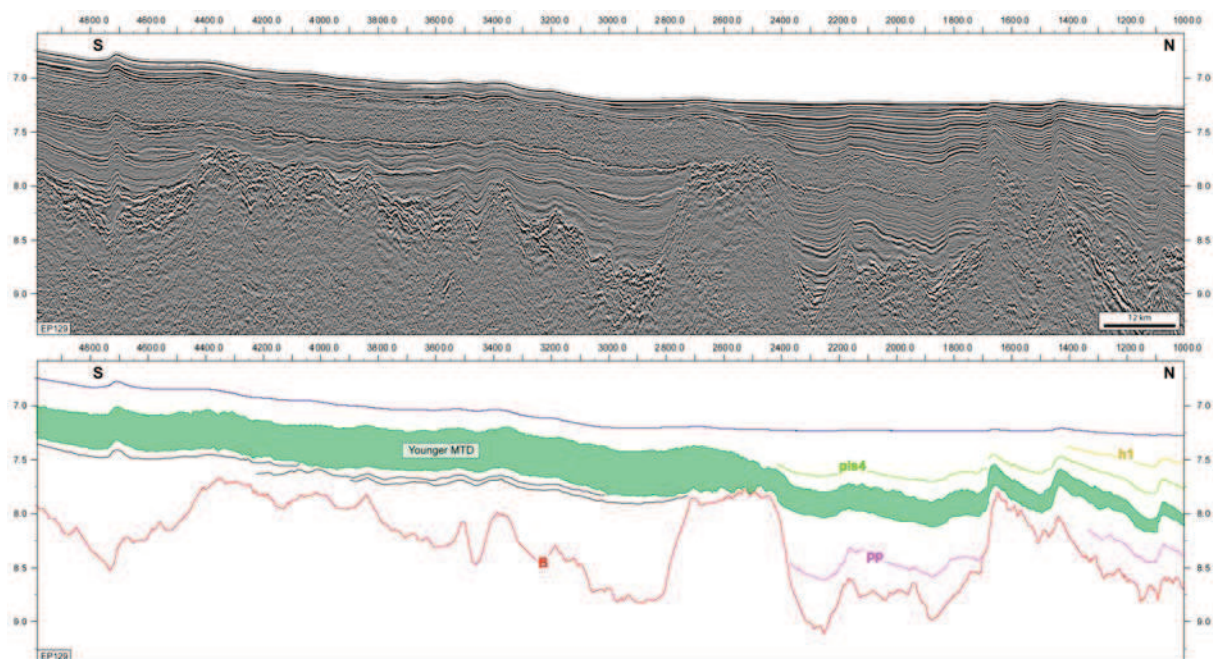


**Figure III.17.** Profil Anti.9 montrant la présence d'un corps lenticulaire interprété comme un dépôt de masses transportées (MTD) dont sa base se caractérise par une surface d'érosion. Son faciès sismique interne est très chaotique et homogène par rapport au faciès qui l'entoure (Unité 3) (voir Fig. III.9 pour localisation).

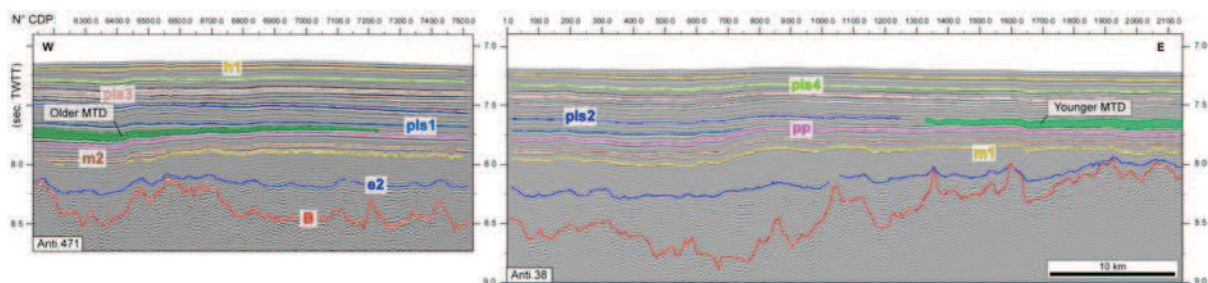


**Figure III.18.** Profil DM 127 montrant deux corps lenticulaires interprétés comme étant des MTDs. Ils se situent dans l'Unité 3 (voir Fig. III.9 pour localisation).





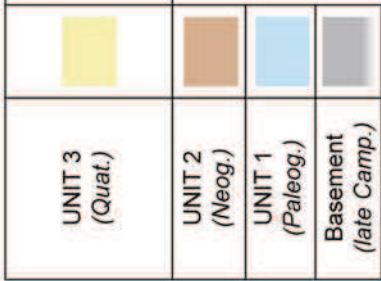
**Figure III.19.** Profil EP 129 montrant la base érosive en marche d'escalier du MTD le plus jeune, représenté par les réflecteurs en noir qui buttent contre le MTD (nommée « truncations » sur la figure). La géométrie (i.e. l'épaisseur) de ce MTD n'est pas corrélée avec la topographie héritée du socle. Ces arguments permettent de définir le sens d'écoulement de ce MTD, vers le Nord (voir Fig. III.9 pour localisation).



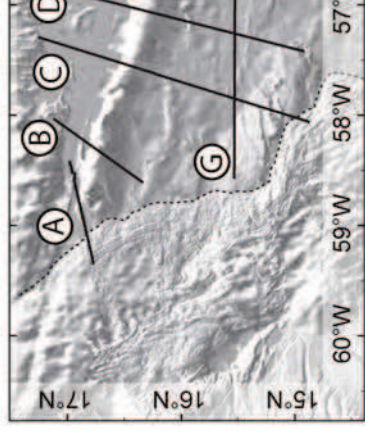
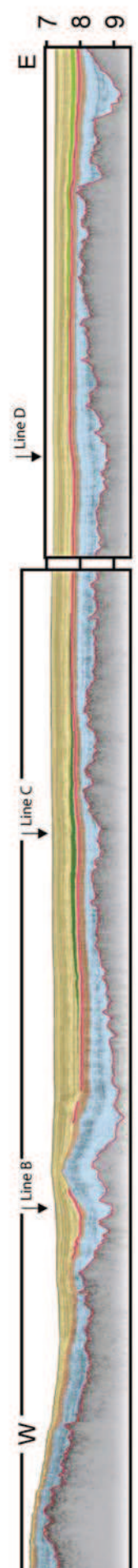
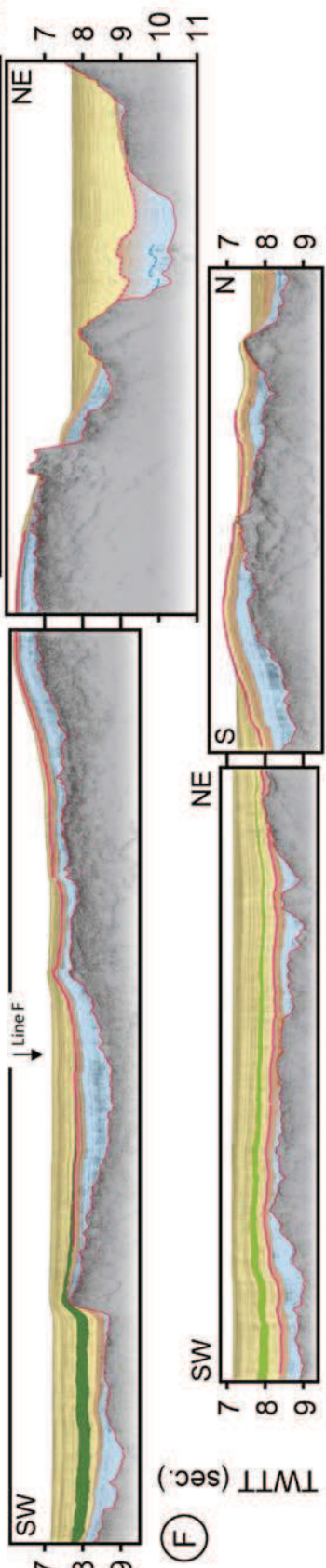
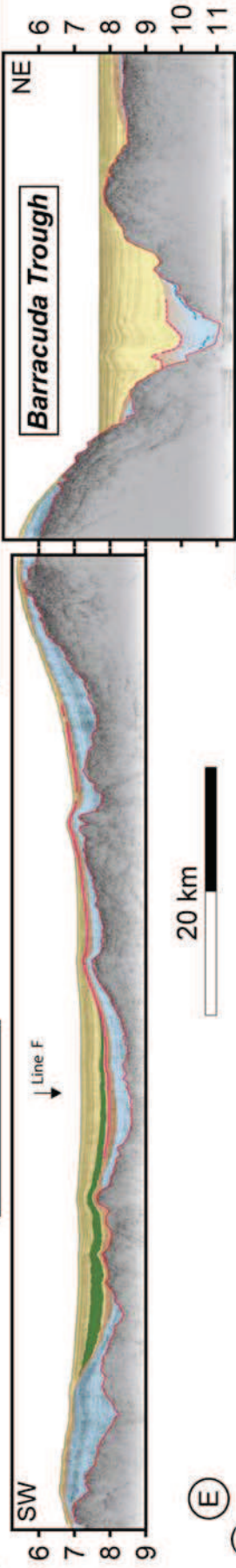
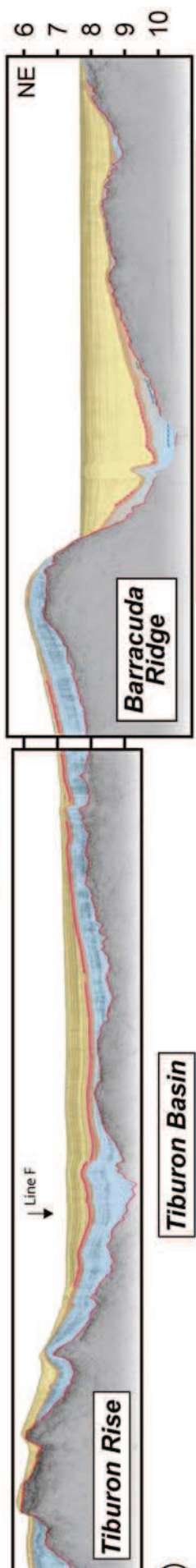
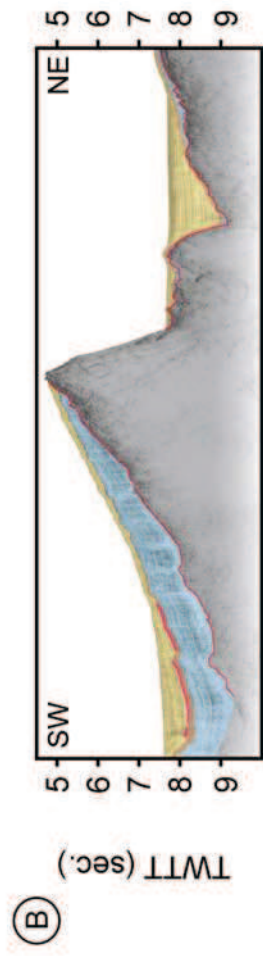
**Figure III.20.** Profils 471 et 38 permettant de dater ces MTDs au Pléistocène inférieur. Le MTD le plus ancien est limité par les réflecteurs pp et pls1 et le MTD le plus jeune est limité par les réflecteurs pl1 et pls2 (voir Fig. III.9 pour localisation).

Ces dépôts se déposent en *onlap* directement le flanc Sud et n'atteignent pas la crête de la ride. Cette formation est partiellement absente au centre du Bassin de Tiburon, où des paléo-hauts de socle sont présents (profils C et D, Fig. III.21). De façon similaire, ces sédiments reposent en *onlap* sur les parties hautes de la Ride de Tiburon (Fig. III.21, profil B). De plus, l'Unité 1 présente une importante épaisseur sédimentaire (1,3 s TWTT ; Fig. III.12) dans l'Ouest du Bassin de Tiburon, ce qui diffère à l'Est, où l'épaisseur des dépôts turbiditiques n'atteint que 0,5 s TWTT (Fig. III.21). A certains endroits, l'intervalle Oligocène repose directement sur le socle acoustique. L'Oligocène a une épaisseur quasi-constante d'environ 0,2 s TWTT. Nous interprétons le mode de dépôt de l'Unité 1 comme un flux gravitaire de turbidités distales comblant les grandes dépressions topographiques.





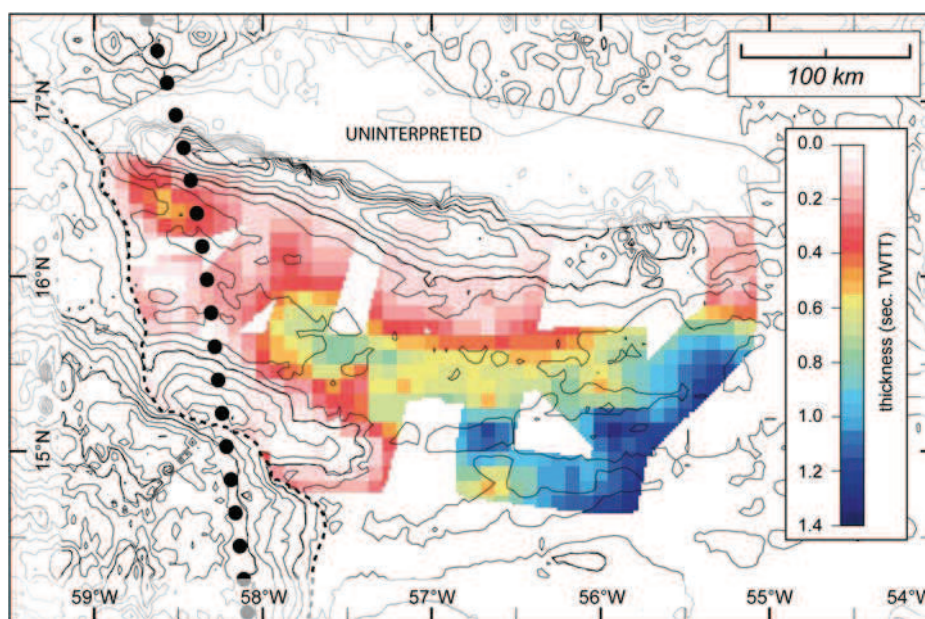
Presumed reflectors interpreted within the Barracuda Trough:



stations sismiques des principaux profils Antiplac traversant les rides de Tiburón et Barracuda. Les trois unités stratigraphiques et la discordance progressive (matérialisée par le réflecteur pp, en

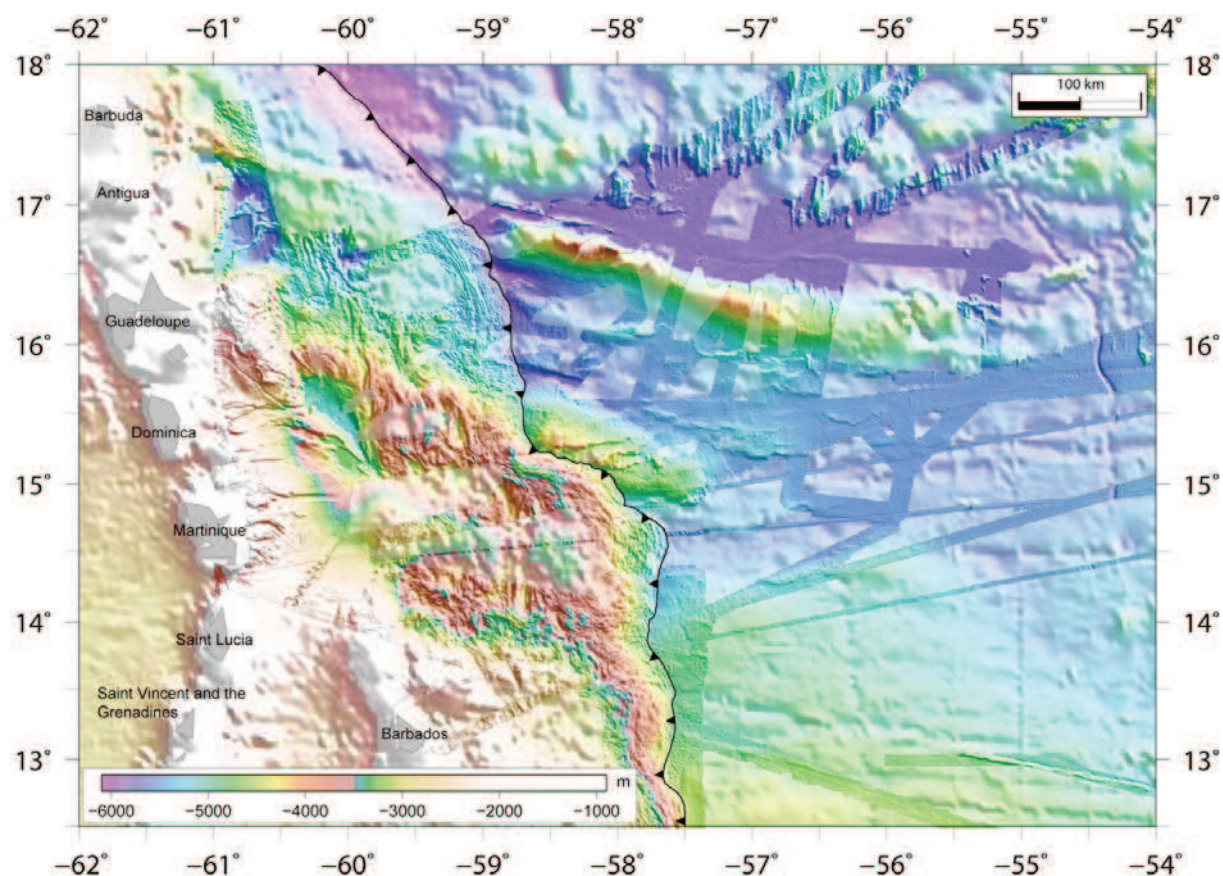
L'Unité 2 est présente partout depuis le flanc sud de la Ride de Barracuda jusqu'au flanc Nord de la Ride de Tiburon avec une épaisseur globalement isopaque d'environ 0,2 s TWTT (Fig. III.21). Le Miocène inférieur se repère facilement dans la couverture sédimentaire au Nord-est du Bassin de Tiburon par la présence d'un fort réflecteur continu (réflecteur m1 dans la Fig. III.8C, voir aussi Fig. III.10 et Fig. III.14) alors qu'au Sud-ouest, il est plus discontinu et représente la continuité vers la plaine abyssale du niveau de décollement, sous le prisme (proto-décollement) (Fig. III.21) (Masclé et al., 1988). Le toit de l'Unité 2 est marqué par la présence du réflecteur à forte amplitude (pp), présent partout dans la majeure partie du Bassin de Tiburon, jusqu'à la Ride de Barracuda et, de manière moins évidente, sur la Ride de Tiburon où il est parfois absent. L'épaisseur de l'Unité 2 diminue à proximité du flanc nord de la Ride de Tiburon, là où, la partie supérieure de l'Unité 2 et la base de l'Unité 3, terminent en biseau sur le réflecteur m2 (Fig. III.17). A cet endroit, les sédiments reposent en discordance au-dessus du réflecteur m2, daté après le Miocène inférieur et avant le Pliocène inférieur (voir profils B, C et D Fig. III.21, Fig. III.8C et Fig. III.17). L'Unité 2 est difficile à déterminer à proximité de la Ride de Tiburon et du flanc Sud de la Ride de Barracuda (Fig. III.21). Dans ces régions, la couverture sédimentaire a été sévèrement affectée par des instabilités de pente comme l'atteste l'aspect discontinu et chaotique des réflecteurs.

L'Unité 3 est très bien exprimée dans la région située entre les 2 rides et montre des variations importantes d'épaisseur, depuis 1,4 s TWTT (Fig. III.22) au Sud-est à 0,8 s TWTT au milieu du Bassin de Tiburon. Cette unité est moins épaisse vers l'Ouest (Fig. III.22), excepté dans une petite zone située entre le Nord-ouest du Bassin de Tiburon, où une accumulation anormale de sédiments est bloquée entre la Ride de Barracuda au Nord et un haut de socle au Sud (Fig. III.12 et Fig. III.22). La discordance, à la base de l'Unité 3 sur le réflecteur pp, est particulièrement nette près du flanc sud de la Ride de Barracuda (Figs. III.11, III.16 et III.21). L'ensemble de cette unité est affecté par une déformation toujours active à en juger par la morphologie du fond de la mer (Fig. III.23). Les plis et les failles sont systématiquement associés à des mouvements verticaux du socle (Figs. III.10 et III.12).



**Figure III.22.** Carte isopaque de l'Unité 3. Au sein du Bassin de Tiburon, trois domaines accueillent des épaisseurs importantes de sédiments, au Sud - Est du bassin, au centre du bassin entre les deux rides et un dernier, plus étroit, est limité par la Ride de Barracuda au Nord, un petit haut de socle au Sud, le bulge lié à la zone de subduction (points noirs), et l'actuel position du front du prisme à l'Ouest.





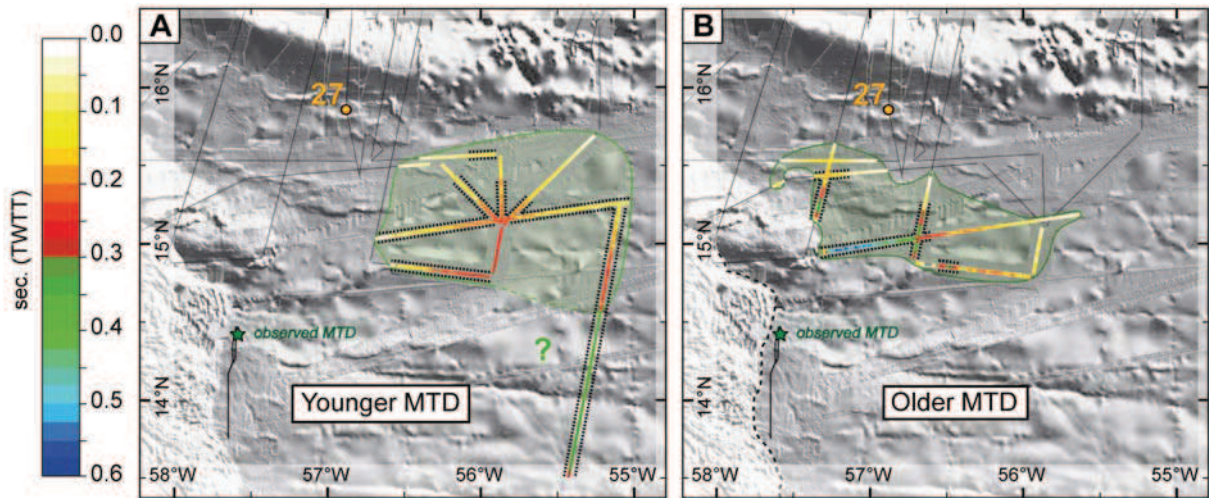
**Figure III.23.** Carte bathymétrique compilée à partir de sondeur multi faisceaux et données altimétriques satellitaires (Smith and Sandwell, 1997). Cette carte met en évidence de nombreux plis dans la plaine abyssale, principalement localisés dans la région des rides de Tiburon et de Barracuda.

### III.2.5. Descriptions des Dépôts de Masses Transportées (MTDs)

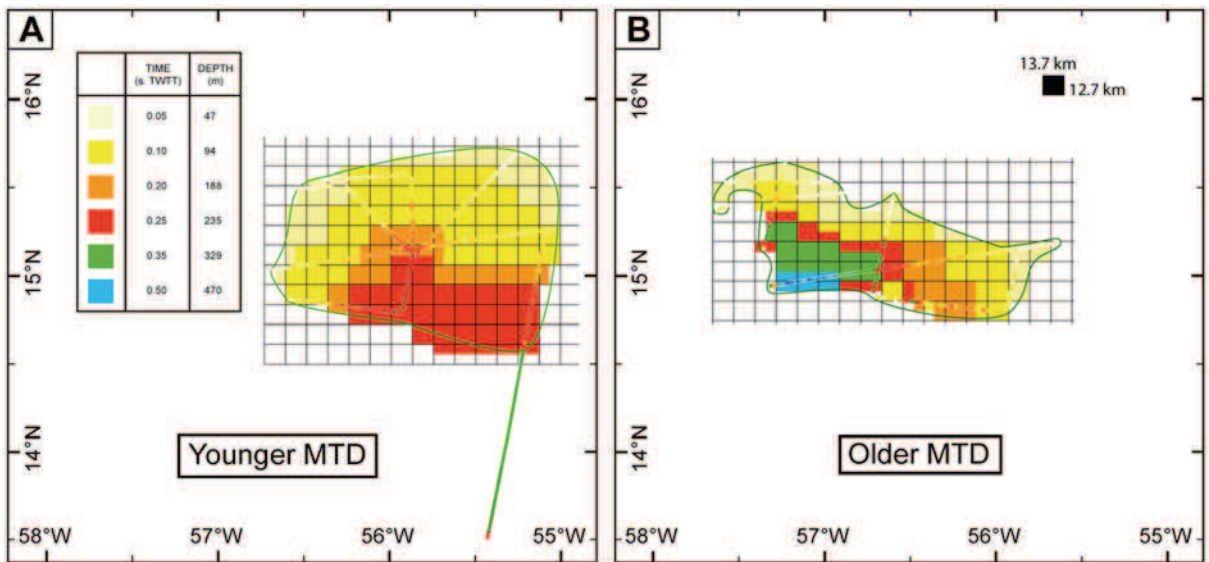
Les MTDs sont situés au Sud-est du Bassin de Tiburon (Fig. III.24). Leurs épaisseurs diminuent et finalement se terminent en biseau vers le Nord. Malheureusement, la couverture des données sismiques ne nous permet pas de déterminer totalement leur étendue vers le Sud. Des calculs simples ont été conduits (Figs. III.25 et III.26) afin d'avoir une estimation de leur surface et de leur volume pour pouvoir les comparer à d'autres MTDs connus, ailleurs dans le monde (voir Chapitre VI.3.4).

Le plus ancien MTD est plus épais et s'étend sur une surface plus restreinte ( $11 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ ) que le plus récent (environ  $19 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ , valeur déterminée simplement dans le Bassin de Tiburon, Figs. III.25 et III.26) ; son volume a été estimé à environ  $1.8 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ . Il est situé à l'Est de la Ride de Tiburon et possède une épaisseur d'environ 0,6 s TWTT (soit environ 560 m ; Fig. III.24). Les sédiments *onlap* le toit de ce MTD au Nord de la Ride de Tiburon (Fig. III.17). Le MTD le plus récent est plus étendu (Fig. III.24) et se prolonge vers le Nord-est du bassin. Une partie de sa propagation vers le Sud a été identifiée et atteint une épaisseur d'environ 0,4 s TWTT à 14°N au Sud de la Ride de Tiburon. Malgré sa continuité vers le Sud (Fig. III.24), son volume est approximativement de  $2.6 \cdot 10^3 \text{ km}^3$  juste dans la région du Bassin de Tiburon où il est plus contraint par les profils sismiques (Figs. III.25 et III.26). De par le manque de données sismiques,

ces deux MTDs n'ont pas pu être délimités dans leur ensemble, ainsi les calculs de leur surface et leur volume restent une estimation minimale.



**Figure III.24.** Cartes d'épaisseur en temps (sec. TWTT) représentant la répartition des deux MTDs sur fond bathymétrique compilée en noir et blanc; à gauche, le MTD le plus récent et à droite, le MTD le plus ancien. Pour chaque MTD des traits en pointillés noirs représentent la base érosive, les contours verts représentent l'étendue supposée de ces MTD. L'étoile verte indique la présence d'un autre MTD observé d'après le profil 19, RRS Charles Darwin survey (CD75) en 1993 et décrit par Sumner et Westbrook (2001) (voir Fig. III. 34). Compte tenu de la non-continuité des profils sismiques, il est impossible de savoir si ce MTD appartient à l'un ou l'autre MTD repéré dans le Bassin de Tiburon ou s'il correspond à un autre évènement.



**Figure III.25.** Schéma montrant la méthode de calcul de la surface des deux MTDs. Une grille de 13,7 km par 12,7 km est construite, là, où les MTDs ont été repérés sur les profils sismiques. L'épaisseur en profondeur (d'après Patriat et al., 2011) a été regroupée selon 6 entités qui ont été extrapolées à travers la grille. Les grilles obtenues donnent une estimation de la surface de ces MTDs et la conversion en temps - profondeur permet de déterminer leur volume (Fig. III.26). La propagation vers le Sud du MTD le plus récent n'a pas été prise en compte car trop peu contraint par les données sismiques.



**A. Conversion temps (s. TWTT) / profondeur (km) et calcul des épaisseurs (m):**

EPAISSEURS	épaisseurs (s. TWTT)	prof. min (s. TWTT), sfm*	prof. min (km), sfm*	épais. min (m)	prof. max (s. TWTT), sfm*	prof. max (km), sfm*	épais. max (m)	épais. moy (m)
ep 1	0.05	7.55	7.082	46.949	8.2	7.693	46.957	<b>47</b>
ep 2	0.1	7.6	7.129	93.900	8.15	7.646	93.915	<b>94</b>
ep 3	0.2	7.7	7.223	187.802	8.05	7.552	187.827	<b>188</b>
ep 4	0.25	7.75	7.270	234.754	8	7.505	234.783	<b>235</b>
ep 5	0.35	7.85	7.364	328.660	7.9	7.411	328.692	<b>329</b>
ep 6	0.5	8	7.505	469.524	7.75	7.270	469.552	<b>470</b>

\* sfm: sous le fond de la mer

**A'.**

	prof. (s. TWTT)	prof (km)
min: toit du MTD le plus récent	7.5	7.035
max: base du MTD le plus ancien	8.25	7.740

**B. Calcul de la surface (km²):**

EPAISSEURS	Young MTD	Old MTD
	Total surface (km²)	Total surface (km²)
ep 1	3163.1	2761.1
ep 2	8028.8	3310.6
ep 3	2653.8	1581.55
ep 4	5093.3	1326.75
ep 5	0	1527.9
ep 6		522.75

TOTAL: **18939**      **11030.65**

**C. Calcul du volume (km³):**

EPAISSEURS (m)	Young MTD		Old MTD	
	Total surface (km²)	Volume total (km³)	Total surface (km²)	Volume total (km³)
<b>47</b>	3163.1	148.519	2761.1	129.644
<b>94</b>	8028.8	753.965	3310.6	310.890
<b>188</b>	2653.8	498.424	1581.55	297.039
<b>235</b>	5093.3	1195.749	1326.75	311.480
<b>329</b>	0	0	1527.9	502.185
<b>470</b>		0	522.75	245.451

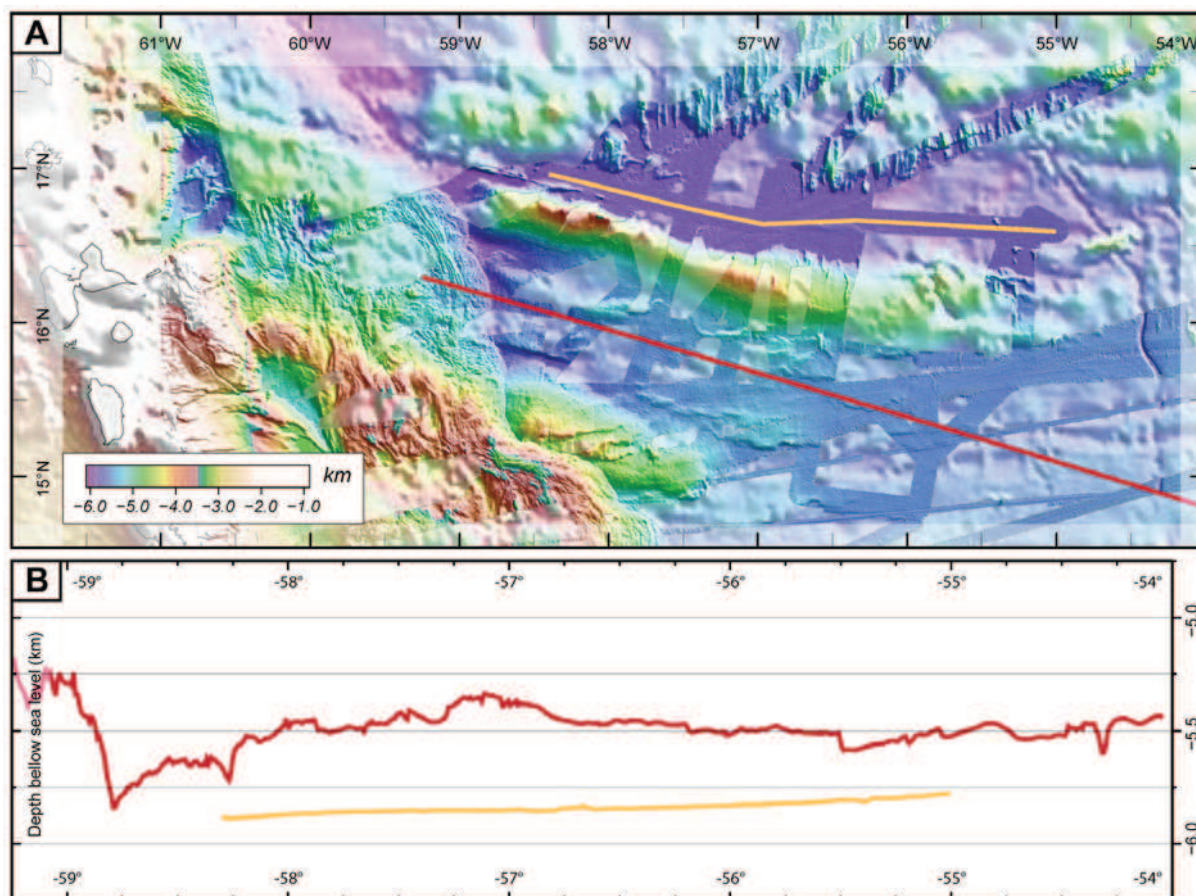
TOTAL: **2596.659**      **1796.690**

**Figure III.26.** Calculs conduisant à l'estimation de la surface et du volume de chaque MTDs. Le premier tableau (A) décrit la façon dont la conversion en mètre a été conduite pour chaque épaisseur (ep 1 à ep 6). Sachant que le toit du MTD le plus récent ne dépasse pas la profondeur 7,5 s. TWTT et que la base du MTD le plus ancien de dépasse pas 8,25 s. TWTT (tableau A'), nous avons utilisé la loi de conversion temps - profondeurs (décrite par Patriat et al., 2011), pour déterminer une profondeur minimale (7.50 s. TWTT) et une profondeur maximale (8.25 s. TWTT) dans lesquelles les deux MTDs étaient bornés, et pris la valeur moyenne pour chaque épaisseur (ep1 à ep6). Le tableau B montre le calcul de la surface de chaque MTD à partir des grilles (Fig. III.21). Le tableau C montre le calcul du volume en utilisant les résultats des tableaux A et B.

### III.2.6. La Fosse de Barracuda

La Fosse de Barracuda est étroite et comblée par 3 s TWTT de sédiments (Fig. III.21). Le fond de la mer dans ce domaine est plus profond que dans le Bassin de Tiburon, au sud de la Ride de Barracuda (Fig. III.27). Des plis et des failles, au centre de la fosse, affectent l'ensemble de la couverture sédimentaire (Fig. III.21) et atteignent le fond de la mer (Fig. III.23). Il n'existe pas de forage dans ce domaine. Il n'y a pas de réflecteur continu de part et d'autre de la Ride de Barracuda qui rend difficile les interprétations entre le Bassin de Tiburon et la Fosse de Barracuda. Cependant, il existe de fortes similitudes en termes de faciès sismique et de géométrie de déposition permettant de faire des comparaisons entre ces deux domaines (Fig. III.28). De part et d'autre de la Ride de Barracuda, la partie supérieure de la couverture sédimentaire présente une alternance de réflecteurs de forte et faible amplitude, bien stratifiés, montrant une succession d'intervalles isopaques et anisopaques (Figs. III.16, III.29 et III.30). Cette succession de sédiments est interprétée, dans les deux domaines, comme produits quaternaires pélagiques intercalés avec des turbidites distales (Paitson et al., 1964 ; Embley et al., 1970 ; Birch, 1970 ; Wu, 1990 ; Dolman, 2000). Les sédiments, reposant en discordance progressive dans la Fosse de Barracuda à environ 2 s TWTT de profondeur, sont plus épais que dans le Bassin de Tiburon (à environ 0,8 s TWTT de profondeur ; Fig. III.28A).





**Figure III.27.** Comparaison du fond de la mer entre le Bassin de Tiburon (trait rouge) et la Fosse de Barracuda (trait jaune). A) position des deux coupes bathymétriques, sur fond bathymétrique compilé. B) graphique montrant les profondeurs différentes entre ces deux domaines. Le fond de la mer est plus profond au Nord de la Ride de Barracuda (fosse) qu'au Sud (Bassin de Tiburon).

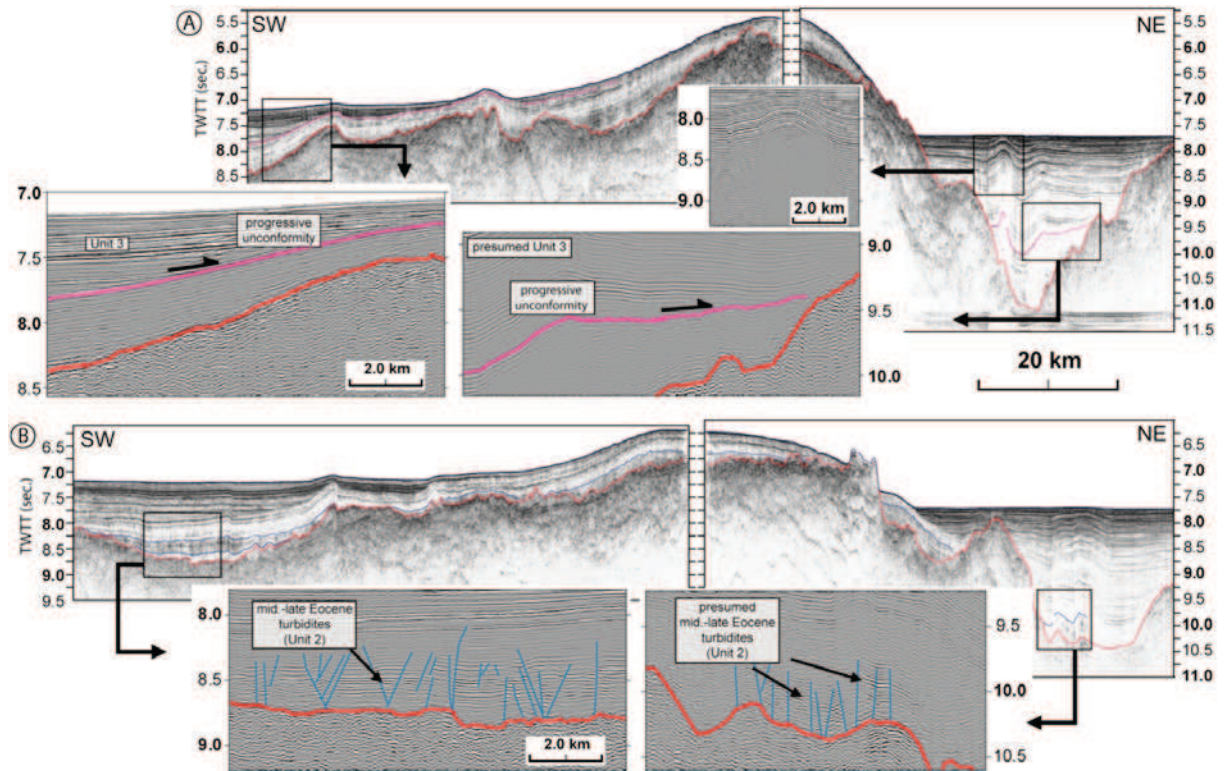
Enfin, à la base de la Fosse de Barracuda, une alternance distincte de réflecteurs discontinus de forte et faible amplitude est observée, ce qui rappelle fortement le faciès sismique qui caractérise les sédiments terrigènes grossiers d'âge Éocène moyen à supérieur dans le Bassin de Tiburon (Fig. III.28B).

### III.3. Discussion

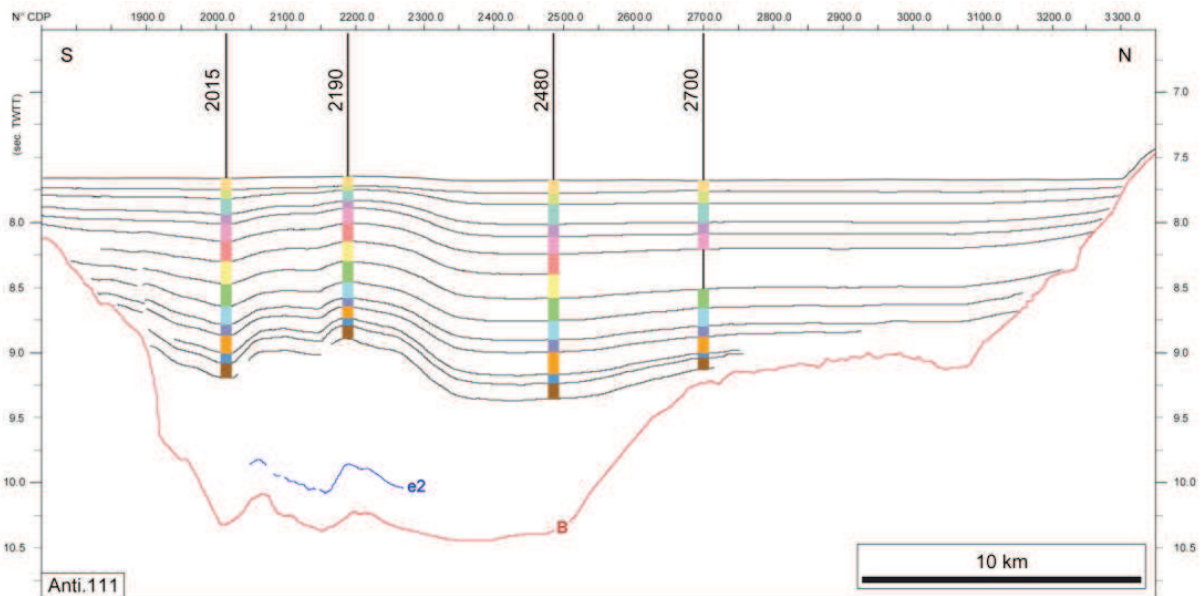
#### III.3.1. Paléogène, fort apport de sédiments turbiditiques terrigènes

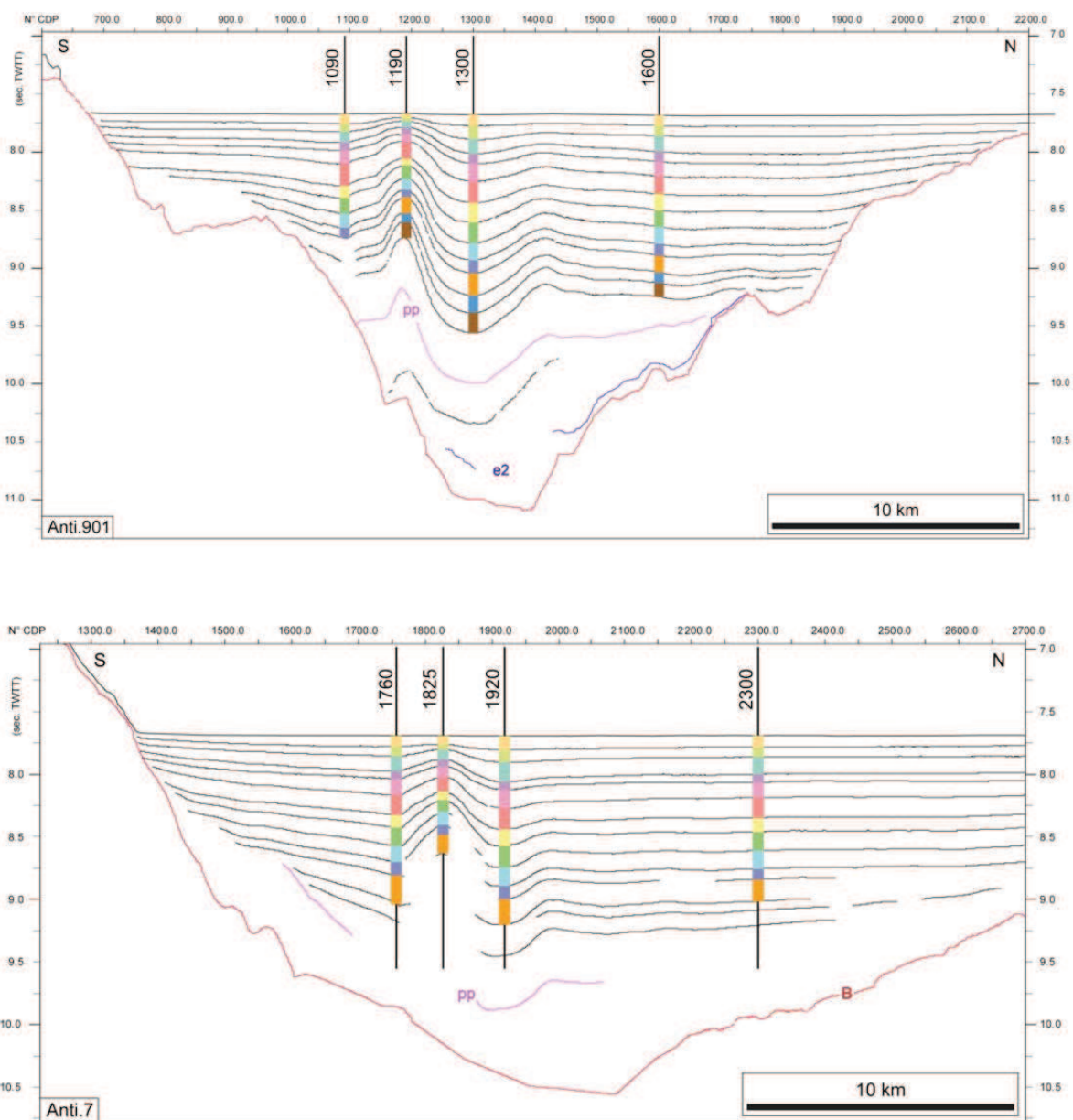
Le Paléogène est une période caractérisée par de larges dépôts de sédiments détritiques terrigènes (Fig. III.31) présents sur toute la marge sud caraïbe et dans le domaine Atlantique. Les sédiments terrigènes présents à l'Est du Venezuela et à Trinidad (Pindell et al., 2009), ainsi que la formation gréseuse *Scotland Group* (Eocène inférieur à moyen ; Pudsey et Reading, 1982 ; Kasper et Larue, 1986) de l'île de la Barbade, proviendraient d'une multitude de sources locales drainant le bouclier guyanais (Pindell et al., 2009 ; Xie et al., 2010). Les sédiments terrigènes

anormalement grossiers d'âge Éocène moyen à supérieur, décrits par Dolan et al. (1990) et Beck et al. (1990), pourraient avoir cette même origine (Fig. III.32).



**Figure III.28.** Deux profils sismiques Anti.9-901 (en haut) et Anti.112-111 (en bas) où sont reportées des similitudes en termes de faciès sismique (dans l'Unité 3 et en base de la couverture sédimentaire) et de géométrie (discordance et faille normale affectant la base de la couverture sédimentaire) à la fois dans le Bassin de Tiburon et dans la Fosse de Barracuda.



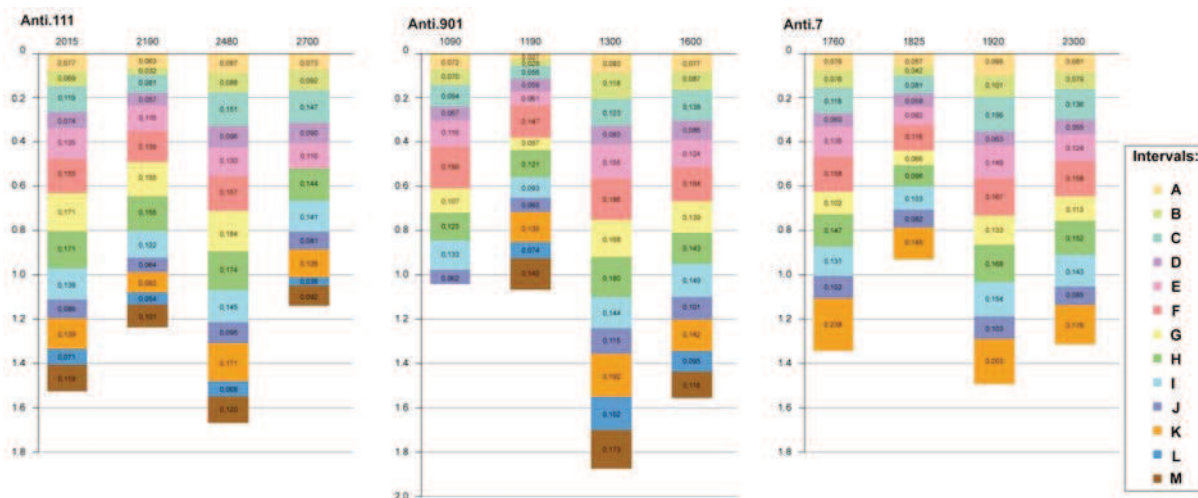


**Figure III.29.** Trois portions de profils sismiques d'orientation N-S traversant la Fosse de Barracuda (voir Fig. III.14 pour localisation). L'analyse de l'épaisseur de la partie supérieure de la couverture sédimentaire (correspondant à l'Unité 3) montre des alternances de paquets isopaques et non-isopaques. Voir figure III.30 pour détail.

Une forte épaisseur (jusqu'à 0,7 s TWTT) de sédiments sous le réflecteur e1 (Eocène Moyen) est repérée dans les creux topographiques, à proximité de la Ride de Tiburon (profil D, Fig. III.21). Il est possible qu'il s'agisse de sédiments datant du Paléocène, même si nous ne pouvons pas l'affirmer avec certitude, à cause du manque d'information directe sur les sédiments pré-Éocène Moyen. La couverture sédimentaire a été forée dans son ensemble au Site 543. Le fait que ni les sédiments paléocènes ni les turbidites éocènes moyen à supérieur n'aient été trouvés dans ce site n'est pas surprenant compte tenu de sa localisation sur le flanc Nord de la Ride de Tiburon.



La profondeur relativement faible du socle à cet endroit empêche la déposition de sédiments terrigènes (processus gravitaire).

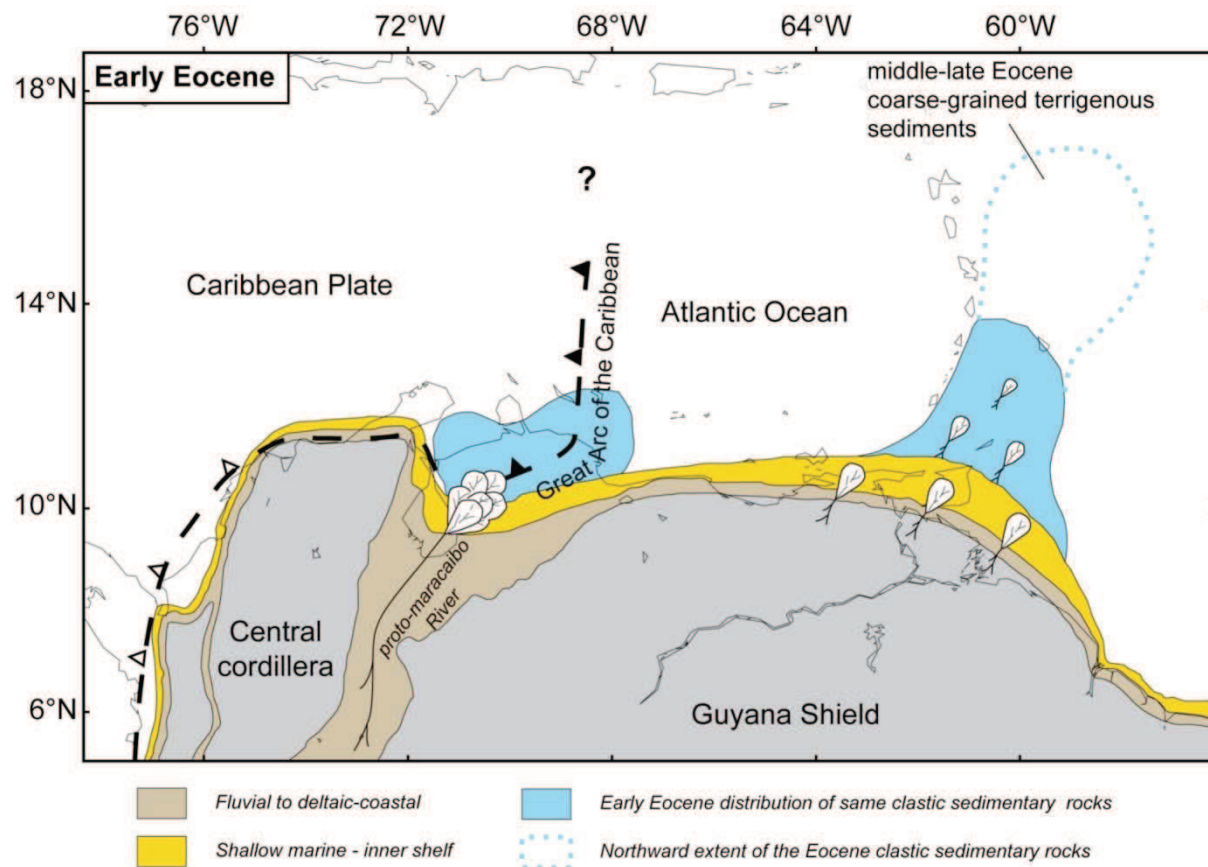


**Figure III.30.** Étude comparative des épaisseurs de 13 intervalles (de A à M) à quatre positions différentes (indiqués par les N° des CDP, axe horizontal) pour trois profils sismiques (Anti. 111, Anti.901 et Anti.7) traversant la fosse de Barracuda du Sud au Nord. La couverture sédimentaire est caractérisée par une alternance d'intervalles isopaques et non-isopaques.

Strati. Units	AGES	Ma	Dated reflectors	Volcanic events	Tectonic events	Sed. accumulation rates (cm <sup>2</sup> /ka) <sup>(5)</sup>	Sedimentary events
Unit 3	Holocene - Pleistocene		pls 3 pp	(1)	major Barracuda Ridge uplift <sup>(6)</sup>		Glacio-Eustatics Sea level variations control the sedimentation distribution (Wright, 1984a,b; Para et al., 1997)
	Unit 2	Pliocene late	2.58		(3)		
Pliocene early		3.60		(1)			
Miocene mid-late		5.33	m2	(1)	major Tiburon Rise uplift <sup>(6)</sup>		Orinoco and Amazon drainage systems settings up (Figueiredo et al., 2009; Escalona et al., 2010)
Unit 1	Miocene early	15.97	m1	(1)			multiple-source derived from the northeastern Venezuela margin, draining the Guyana Shield, the Caribbean Mountain System of the Northern Venezuela (Kasper and Larue, 1986; Beck et al., 1990; Xie et al., 2010)
	Oligocene ear. lat.	23.03					
	Oligocene	28.40					
	Oligocene	33.90					
	Eocene mid-late	48.6	e2 e1	(2)			
	Eocene early	55.8			uplift of the northern Serria del interior Oriental, NE Venezuela <sup>(4)</sup>		
Paleocene	65.5					Ridge crest depositional environment (Hemleben and Troester, 1984)	
Maastrichtian	70.6	B					
O.C	Campanian				accretion of oceanic crust		

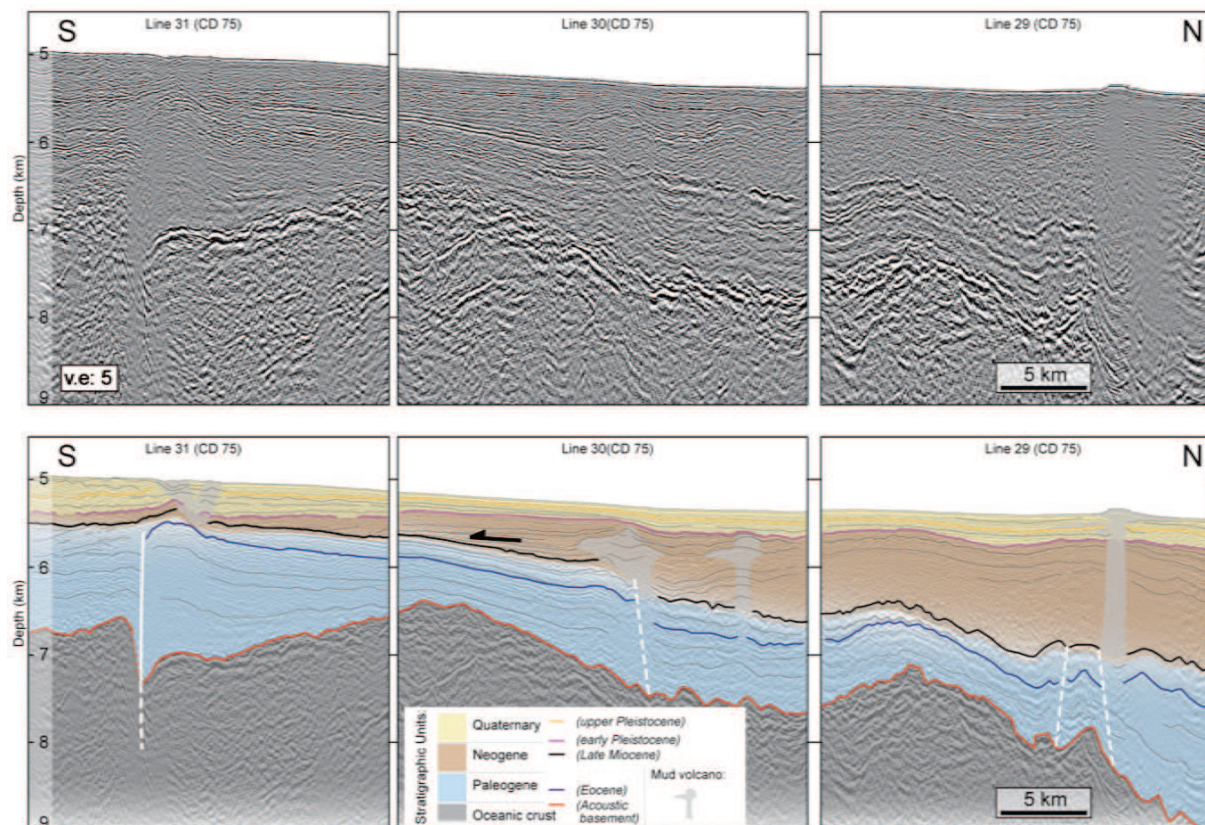
(1) Natland, 1984a; (2) Bouysse et al., 1990; (3) Bouysse and Westercamp, 1990; (4) Pindell and Kennan, 2001; (5) Wright, 1984b from Leg 78A, Site 543; (6) this study

**Figure III.31.** Tableau récapitulatif des principaux évènements tectoniques, volcaniques et sédimentologiques dans la région d'étude. Les unités stratigraphiques et les principaux réflecteurs sont replacés chronologiquement dans ce tableau.



**Figure III.32.** Carte de la paléo-géographie du Nord du continent sud Américain à l'Éocène Inférieur montrant les deux sources principales de flux de sédiments détritiques terrigènes (en bleu clair), delta du proto-Maracaibo à l'Ouest et l'Est du Venezuela et son extension présumée vers le nord (pointillé bleu clair). Modifié d'après Xie et al., 2010.

L'Éocène Moyen à Supérieur, jusqu'à la fin de l'Oligocène Inférieur est une période de forts pulses de sédimentation terrigène (Dolan et al., 1990 ; Fig. III.31), avec leurs sources venant de la côte Sud américaine (bouclier guyanais, les montagnes caraïbes du nord du Venezuela et des produits issus du nord du plateau continental sud américain), ils traversent la plaine abyssale de Démérara sur 800 km (Fig. III.32). Ces dépôts turbiditiques de l'Éocène moyen-supérieur couvrent une très grande surface et sont très bien exprimés de part et d'autre de la Ride Tiburon (Sumner et Westbrook, 2001 ; Figs. III.17 et III.33). Ils reposent en *onlap* sur les parties les plus hautes de la proto-Ride de Tiburon ainsi que les petits hauts topographiques du Bassin de Tiburon et parfois, même absents par endroits (profil B, Fig. III.21). Cependant, la présence des turbidites de l'Éocène moyen à supérieur au Nord de la Ride de Tiburon implique que la ride n'avait pas de relief particulier à cette période contrairement au relief général, dans cette portion de l'Atlantique particulièrement accidenté, à cause de la présence de nombreuses zones de fracture (Figs. III.35A et III.35B). Le fait que ces dépôts turbiditiques aient été forés au Site 672 mais pas au Site 543 suggère que par le passé, le Site 672 était dans une position plus basse que le Site 543.



**Figure III.33.** Profils sismiques (29, 30 et 31) issus de la campagne RRS Charles Darwin (CD 75) en 1993, publié par Sumner et Westbrook (2001); en haut, profils non-interprétés, en bas, profils interprétés d'après notre étude stratigraphique. Ces profils montrent que l'Unité 1 possède une épaisseur comparable à celle qui est présente au nord de la Ride de Tiburon. L'Unité 2 est, quant à elle bien supérieure à celle présente au sud. Les sédiments du Néogène Supérieur reposent en onlaps sur le Miocène Inférieur.

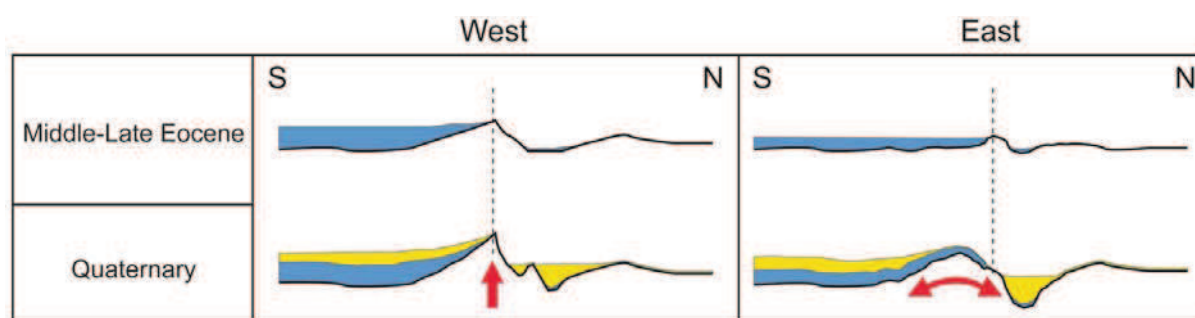
La géométrie des dépôts de l'Unité 1 le long de la crête de la Ride de Barracuda, nous renseigne sur la géométrie originelle qu'avait le mur de la zone de fracture dont elle est issue. La forte épaisseur de ces turbidites repérées au pied du flanc Sud de la Ride de Barracuda, leur déposition conforme au socle sur la partie Est de la crête de celle-ci, et leurs terminaisons en biseaux, en haut du flanc Nord, montrent que la Ride de Barracuda ne s'était pas encore soulevée significativement (Figs. III.21 et III.35B). De plus, originellement l'axe du mur de la zone de fracture, dont la Ride de Barracuda est issue, était situé plus au Nord. Cependant l'extrême ouest de la ride ne décrit pas de telle géométrie. L'importante épaisseur de l'Unité 1, au pied de la ride et le fait que ces sédiments se déposent en *onlap* sur le flanc Sud sans atteindre la crête, montre qu'un relief (même faible) existait déjà à cet endroit (Fig. III.34).

### III.3.2. Néogène, première phase tectonique majeure

Au nord de la Ride de Tiburon, l'Unité 2 se dépose de manière conforme sur le Paléogène supérieur et possède une épaisseur relativement constante (environ 0,2 s TWTT) sur l'ensemble de la zone d'étude suggérant une période relativement calme tectoniquement pendant la première partie du Néogène. A l'abord de la Ride de Tiburon, les réflecteurs sont généralement chaotiques en réponse à la présence de sédiments perturbés. Cependant, sur le flanc Nord de la



ride (Fig. III.17), la partie supérieure de l'Unité 2 repose en *onlap* sur le réflecteur m2 (daté entre le Miocène inférieur à moyen et le début du Pliocène inférieur). Au Sud de la Ride de Tiburon, jusqu' à 1 km (approximativement, 1,2 s TWTT) des sédiments, datés de la fin du Néogène reposent en *onlap* sur le Miocène moyen (Fig. III.33) situés dans la Fosse de Tiburon dont l'étendue est mal connue à cause du manque de données sismiques dans cette région. Ces observations suggèrent qu'à la fin du Miocène, la Ride de Tiburon s'est soulevée conduisant à la déposition en *onlap* de sédiments contemporains sur le flanc nord de la ride et au piégeage d'une grande quantité de sédiments au Sud de celle-ci (Fig. III.35C). Ces sédiments proviendraient des fleuves Orénoque et Amazone nouvellement apparus à la fin du Néogène (Figueiredo et al., 2009 ; Escalona et al., 2010 ; Figs. III.31 et III.35D).



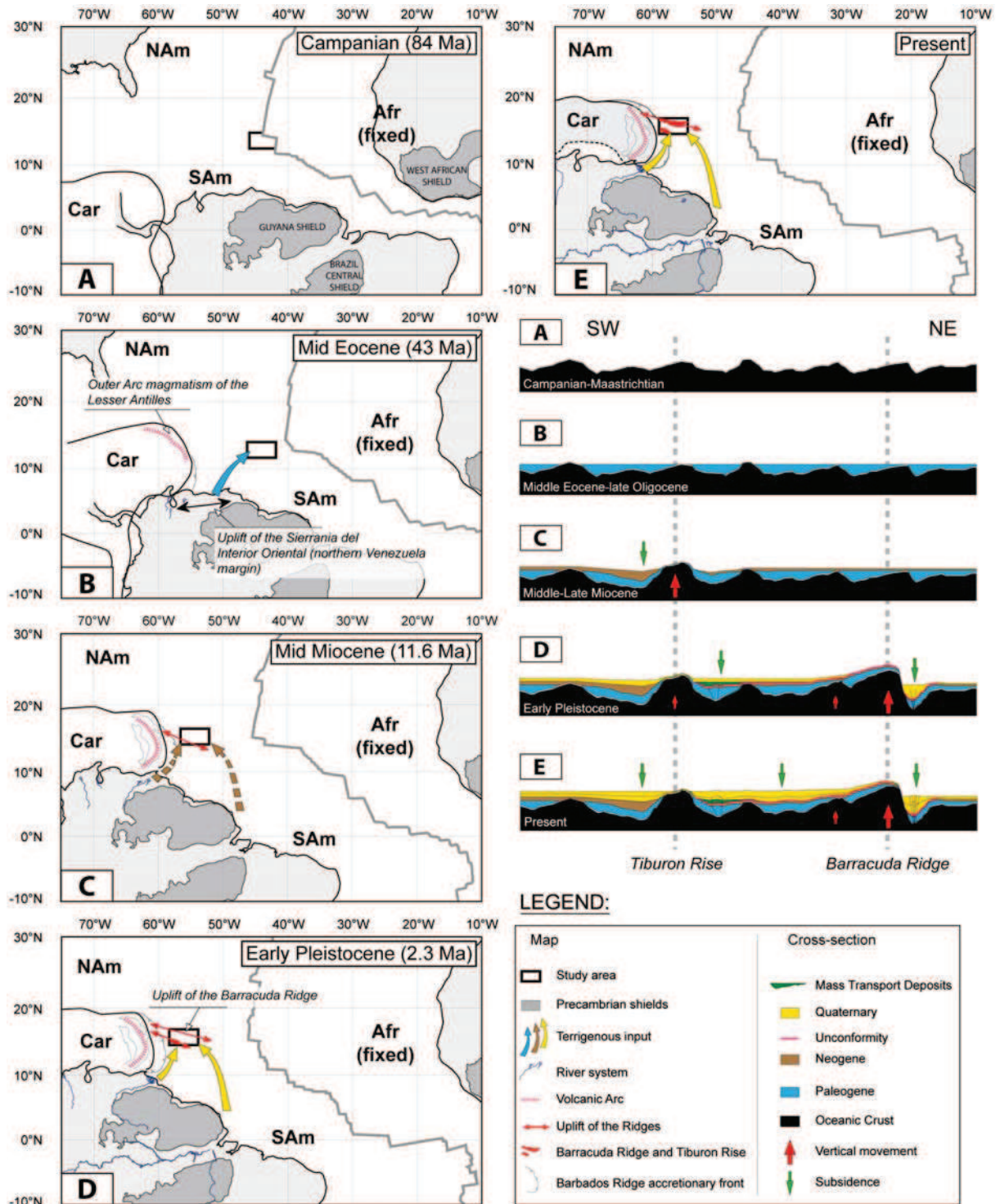
**Figure III.34.** Deux profils conceptuels d'orientation Nord-Sud situés aux extrémités Ouest (à droite sur la figure) et Est (à gauche) de la Ride de Barracuda. Ces schémas illustrent la morphologie de la zone de fracture de Fifteen-Twenty au niveau de la Ride de Barracuda avant sa mise en place à l'Eocène Moyen à Supérieur (en haut) et après sa surrection au Quaternaire. Voir section III.3.1 pour discussion.

### III.3.3. Quaternaire, seconde phase tectonique majeure

Le remplissage quaternaire au Nord du Bassin de Tiburon est bien imagé en sismique et montre une sédimentation syn-tectonique (les réflecteurs se terminent en biseau le long du flanc Sud de la Ride de Barracuda, Fig. III.16). La discordance progressive majeure au Pléistocène inférieur marque la surrection de la Ride de Barracuda. Comme le montre la carte de bathymétrie (Fig. III.23) et les profils sismiques (Figs. III.10, III.11 et III.12) la déformation est encore active actuellement ce qui est mis en évidence par les failles et les plis qui affectent le fond de la mer sur une large zone (entre 14°N et 16°N).

### III.3.4. Discussion sur l'origine des Dépôts de Masses Transportées

Les MTDs décrits dans les sections III.2.3 et III.2.5 sont du même ordre de grandeur que d'autres MTDs décrits, par exemple, en Mer de Norvège-Barents (Hjelstuen et al., 2007), le glissement de Storegga (Hafidason et al., 2005). La résolution de la sismique disponible est trop basse pour savoir si les MTDs sont reliés à un seul événement ou bien s'ils résultent de la succession de plusieurs épisodes de déstabilisation. Le Pléistocène inférieur est une période de large décharge de sédiments provenant du fleuve Orénoque (Fig. III.31) qui nourrit le sud du prisme d'accrétion de la Barbade. Alors que l'activité tectonique récente coïncide bien avec l'âge de ces dépôts, leurs sources demeurent incertaines.



**Figure III.35.** Cartes de reconstructions cinématiques (compilées d'après Campan, 1995; Fidalgo, 2001 and Pindell and Kennan, 2009) et paléo-géographiques (Escalona et Mann, 2011) de l'Ouest de l'Atlantique Equatorial pour cinq périodes clés dans l'histoire géologique de la région. Cinq coupes théoriques d'orientation OSO-ENE accompagnent ces cartes montrant, en coupe, la surrection diachrone des rides de Tiburon et de Barracuda.

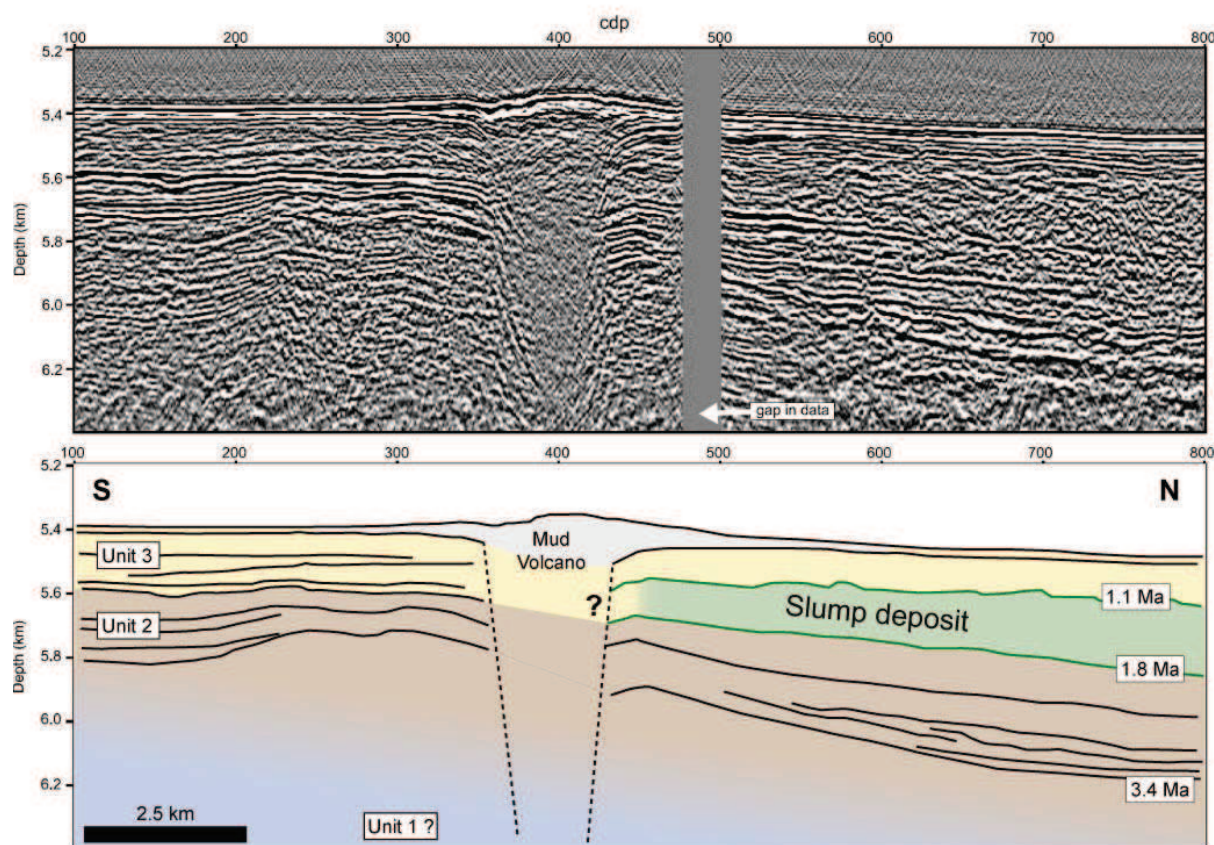
De par (i) l'absence de cicatrice majeure sur le flanc sud de la Ride de Barracuda, (ii) l'absence de figures d'érosion qui indiqueraient un éventuel transport et (iii) du fait que ces MTDs se terminent en biseau stratigraphique vers le Nord, la Ride de Barracuda ne semble pas correspondre à la source de ces dépôts. Le MTD le plus ancien est plus restreint que le plus jeune, il possède une forte épaisseur au pied de la Ride de Tiburon et présente à sa base une forte érosion (Figs. III.17, III.18 et III.24). Plus au Nord, la base de ce MTD repose conformément sur les sédiments plus anciens. Des accidents saillants sont visibles à la fois, en bathymétrie et en sismique sur la Ride de Tiburon, ce qui suggère que cette ride pourrait en être la source. Des *onlap* sur le toit de ce MTD (Fig. III.17) montrent qu'il s'est déposé au cours d'une période de réactivation de la Ride de Tiburon.

Le MTD récent a été repéré sur un plus grand domaine. Alors que le socle et la couverture sédimentaire anté-Pléistocène montrent un approfondissement vers le Nord, ce MTD est plus épais vers le Sud (Fig. III.19), sa partie Nord est plus fine et se termine en biseau. Ceci montre bien que la paléo-topographie n'est pas le facteur principal contrôlant la répartition de ce MTD. Il provient donc bien d'une source située au Sud de la Ride de Tiburon. Sa portion la plus épaisse est localisée au Sud de la Ride de Tiburon, ce qui suggère que la source de ce dépôt proviendrait d'une région située plus au Sud. A cause de sa distribution spatiale, très différente, par rapport au MTD plus ancien, une autre source doit être impliquée. Sumner et Westbrook (2001) décrivent des masses glissées avec un faciès sismique semblable vers 14,5°N, approximativement à 10 km de l'actuel front de déformation du prisme, dont son épaisseur, estimée à 240 m, augmente vers le Nord (Figs. III.24 et III.36). Il est daté entre 1,8 et 1,1 Ma ce qui est en accord avec l'âge des MTDs décrits plus haut. Même si aucune corrélation n'est possible entre eux à cause du manque de données sismiques dans cette région, le prisme de la Barbade devient une source potentielle. Ceci est d'autant plus plausible que des déstabilisations sous-marines en contexte de marge active ont été largement décrites dans la littérature, par exemple en Nouvelle Zélande (Collot et al., 2001 ; Pedley et al., 2010), au large du Pérou (Duperret et al., 1995), dans la fosse d'Amérique Centrale (von Huenne et al., 2004) ou bien encore, dans le prisme d'accrétion de Nankai (Cochoat et al., 2002).

### III.3.5. Déconnexion entre le Bassin de Tiburon et la Fosse de Barracuda

Les corrélations stratigraphiques entre le Bassin de Tiburon et la Fosse de Barracuda (avant le Pléistocène) sont énigmatiques. Cependant, nous proposons qu'avant la surrection de la Ride de Barracuda, au Pléistocène Inférieur, ces deux domaines étaient connectés. (Figs. III.21, III.28 et III.33). Les dépôts turbiditiques de l'Éocène Moyen à Supérieur ont atteint la Fosse de Barracuda, suivis par le remplissage sédimentaire du Néogène. Le Pléistocène Inférieur marque le soulèvement abrupt de la Ride de Barracuda et le basculement du socle de la fosse produisant un large espace d'accommodation dans celle-ci (Fig. III.35D). Durant les périodes de bas niveaux marins, au Quaternaire, une grande quantité de sédiments détritiques terrigènes délivrés principalement par le fleuve Orénoque, et dans une moindre mesure, par l'Amazone, furent transportés jusque dans la Fosse de Barracuda (Fig. III.31). L'effet de barrage que confère la nouvelle topographie de la ride a provoqué une modification dans le transport des sédiments détritiques terrigènes vers le Nord via le Vidal Channel (Fig. III.4).





**Figure III.36.** Profil sismique situé au Sud de la Ride de Tiburon (voir Fig. III. 24 pour localisation) où des masses glissées (en vert) ont été identifiées. Modifié d'après Sumner et Westbrook (2001).

### III.3.6. Paléogéographie de la zone d'étude

Cette étude stratigraphique à l'Est des Petites Antilles, entre 13°N et 18°N, a examiné les environnements de dépôts depuis le début du Cénozoïque. Ainsi l'histoire sédimentaire de cette région fait partie intégrante de l'histoire de la marge sud Américaine et de l'arc volcanique des Petites Antilles (Fig. III.35). Des dépôts turbiditiques détritiques terrigènes provenant du bouclier guyanais sont présents depuis le Paléogène au Nord de la Ride de Barracuda (Figs. III.32 et III.35B). L'épaisseur des sédiments néogènes est plus fine au Nord de la Ride de Tiburon qu'au Sud où ils sont piégés dans la fosse subsidant à la fin du Miocène (Fig. III.35C). Les fleuves Orénoque et Amazone se mettent en place à cette période (Fig. III.35C). Le Quaternaire est marqué par des pulses d'apports sédimentaires pendant les bas niveaux marins. Ces sédiments sont composés d'une alternance de sédiments pélagiques et de turbidites distales délivrés par le système fluvial de l'Orénoque, et dans une moindre mesure, par celui de l'Amazone (Fig. III.35D). C'est la première fois que de tels Dépôts de Masses Transportées (MTDs), comparables en taille et en volume au glissement de Storegga, sont observés. Alors que leurs sources restent mal connues, la Ride de Tiburon et le prisme d'accrétion de la Barbade semblent être les meilleurs candidats

### III.3.7. Chronologie de la déformation et ses conséquences

L'évolution tectono-stratigraphique de la région nous a permis de contraindre les périodes d'évolution structurale des deux rides depuis de Campanien jusqu'à l'Actuel, et de résumer cette évolution en [figure III.35](#). Pendant le Campanien, les rides de Tiburon et de Barracuda présentaient un relief ordinaire, en étroite relation avec la présence des nombreuses zones de fracture de la région ([Westbrook et al., 1984](#) ; [Figs. III.31 et III.35A](#)). Au cours de l'Éocène, le Bassin de Tiburon reçut les apports terrigènes du continent sud américain comblant les dépressions du socle ([Fig. III.35B](#)). A la fin du Miocène (11-5,3 Ma), la Ride Tiburon s'est soulevée ([Fig. III.35C](#)). Une quantité importante de sédiments néogènes est piégé dans la Fosse de Tiburon subsidant à cette époque. La partie Nord du Bassin de Tiburon n'est pas ou très légèrement affectée par cette phase tectonique (point détaillé dans le chapitre suivant). Au début du Pléistocène (environ 2,3 Ma), la surrection de la Ride de Barracuda et l'affaissement de la Fosse de Barracuda commencent ([Fig. III.35D](#)).

La partie Est de la Ride de Barracuda ne s'est pas soulevée le long de l'axe du mur de la zone de fracture dont elle est issue. Elle s'est soulevée légèrement plus au Sud. Des failles inverses et des plis, associés à ce soulèvement, affectent encore actuellement la couverture sédimentaire, jusqu'au fond de la mer et couvre un large domaine (entre 14,7°N et 16,6°N). Nous proposons de s'intéresser au processus tectonique qui est à l'origine de tels mouvements verticaux dans le chapitre suivant (Chapitre IV).





**Déformation Superficielle**

---

<b>CHAPITRE IV : Déformation Superficielle.....</b>	<b>109</b>
Abstract.....	111
IV.1. Déformation au Paléogène.....	113
IV.1.1. Description.....	113
IV.1.2. Interprétation.....	115
IV.2. Déformation au Néogène : liée à la mise en place de la Ride de Tiburon.....	118
IV.2.1. Description.....	120
IV.2.2.1. Intervalle inférieur.....	120
IV.2.2.2. Intervalle supérieur.....	120
IV.2.2. Interprétation.....	126
IV.3. Déformation au Quaternaire associée à la mise en place de la Ride de Barracuda.....	128
IV.3.1. Structures actives dans le Bassin de Tiburon.....	128
IV.3.1.1. Description.....	128
IV.3.1.2. Interprétation.....	139
IV.3.2. Structures actives dans la Fosse de Barracuda.....	144
IV.3.2.1. Description.....	144
IV.3.2.2. Interprétation.....	151



## Abstract

According to the stratigraphic analysis of the sedimentary cover presented in chapter III, we conclude that the uplift of the Tiburon Rise and Barracuda Ridge resulted from two diachronous tectonic phases. In this chapter, we will describe the tectonic style affecting the sedimentary cover using seismic reflection profiles.

Unit 1 shows discontinuous reflectors related to a dense network of normal faults dipping 35° to 50° (Figs. IV.2 and IV.3). These normal faults are conjugated and display small vertical offsets ( $\sim 0.05$  s TWTT, i.e.  $\sim 50$  m assuming an acoustic velocity of 2 km/s; Fig. IV.3). These conjugated faults are spaced 1 to 3 km, but no preferred strike direction can be constrained by the available seismic coverage. The vertical offset of the fracture network observed reduces and disappears in the younger formations (Oligocene) suggesting active deformation by 10 Ma through the Tiburon Basin, as well as the Barbados accretionary prism, in agreement with Moore et al. (1995). The fracture network covers an area of 500 x 150 km. We relate their generation to fluid expulsion of smectite-enriched Eocene sediments during the Oligocene, according to sediment analyses reported in the ODP 672 site (White et al., 1988 ; Tribble, 1990). This type of deformation has been observed in the Sierra Leone Basin on the African plate (Jones, 2003).

In Chapter III we showed that the Tiburon Rise was uplifted during the Middle to Upper Miocene (Pichot et al., 2012). In order to study the sedimentary record of Tiburon Basin during the Neogene uplift of the Tiburon Rise, we flattened the Plio-Pleistocene reflector pp (i.e. the top of Unit 2). We divided Unit 2 into two intervals: a lower interval, between the reflectors m1 (lower Miocene) and m2 (Middle to Upper Miocene), and an upper interval, between the reflectors m2 to pp (Plio-Pleistocene).

The geometry of seismic reflectors observed within these intervals has been studied from east to west for four seismic profiles (profiles oriented in the N-S direction), crossing the whole Tiburon Basin (Anti.36-35, Fig. IV.7; Anti.112, Fig. IV.8; Anti.9, Fig. IV.10; Anti.701, Fig. IV.11). Most of the Miocene belongs to the first interval while the late Miocene and Pliocene correspond to the second; these two intervals are characterised by different degrees of deformation (Fig. IV.11).

In all of the profiles studied, the Miocene has a nearly constant thickness with a relatively small thickness of between 50 and 90 m. During the Miocene, the basement topography is almost buried. No fractures within the basement are observed. Observed small variations in thickness are imaged between reflectors m1 to m2, and are likely controlled by local compaction phenomena. The thickness of the second part of the Neogene is greater (between  $\sim 150$  and  $\sim 300$  m) and preferentially localized at the foot of the northern flank of the Tiburon Rise. Vertical movements of basement are recorded for this period. The major resulting structures are highly variable in terms of tectonic style (Fig. IV.7, Fig. IV.8, Fig. IV.9, Fig. IV.10). These structures are all located approximately 50 km north of the Tiburon Rise along an old fracture zone (Fig. IV.11). Some smaller-scale structures are observed to the north.

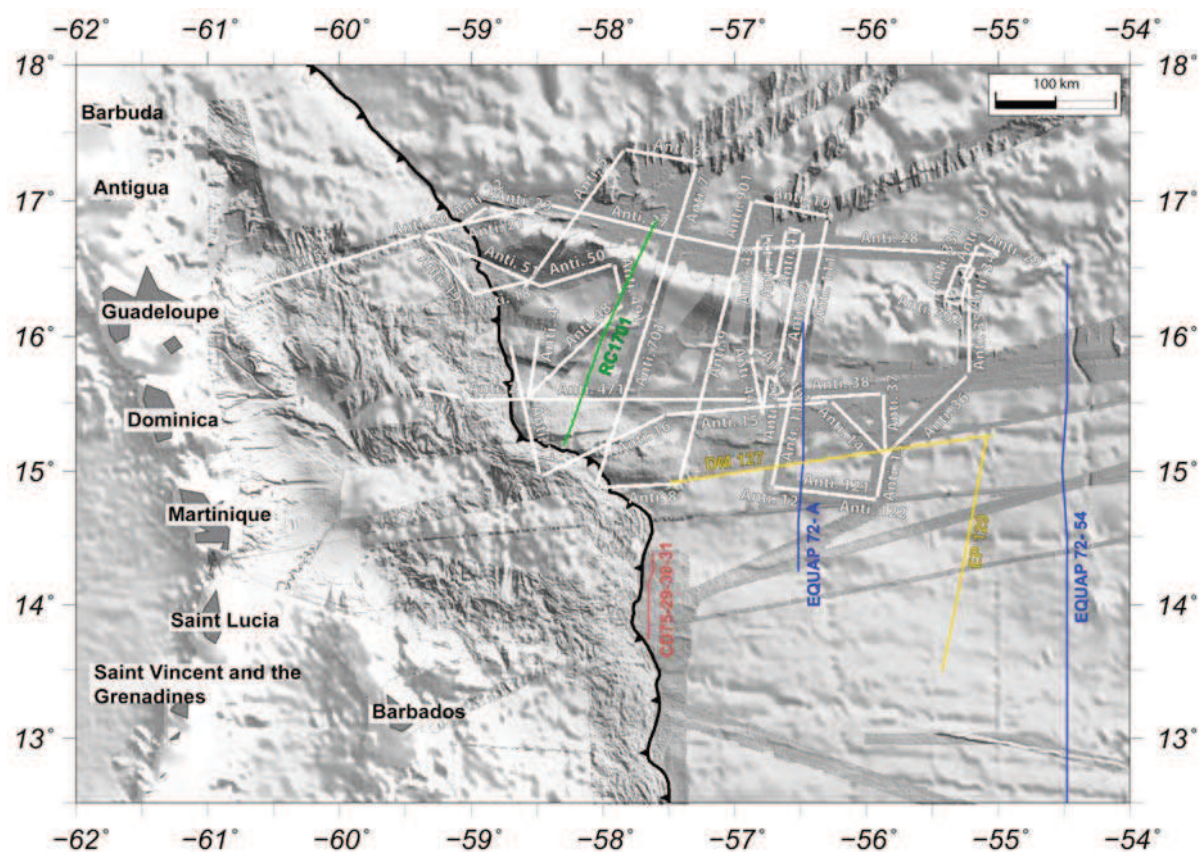


The Quaternary is characterized by a progressive unconformity dated as Early Pleistocene (2.3 Ma) and shows a gradual shift of the southern flank of the Barracuda Ridge. This shift is accompanied by vertical movements of the basement along the southern flank of the Barracuda Ridge affecting the sedimentary cover (Fig. IV.14, Fig. IV.20). This deformation phase extends southward. Reverse faults appear in the centre of the Tiburon Basin (Fig. IV.23). Active structures in the late Neogene are reactivated by compression during this period (Fig. IV.21 and Fig. IV.22). The progressive unconformity is present on the southern flank of the Tiburon Rise (Fig. IV.10), also reactivated, more weakly, during this stage of deformation.

The structures identified on the seismic reflection profiles have a clear expression in the bathymetric data. They form *en echelon* folds. The uplift of the Barracuda Ridge is accompanied by a dextral transpressional deformation affecting the sedimentary cover. The Barracuda Trough is a narrow basin (30-22 km width), at its eastern and western ends, and up to 50 km in its centre. The southern side of the trough is steeper (corresponding to the northern flank of the Barracuda Ridge) than the northern flank. A basement high is identified in all seismic profiles, describing a staircase morphology (Fig. IV.39).

The Barracuda Trough subsides more rapidly in the centre compared to its extremities. The unconformity in the lower part of the sedimentary cover is easily identifiable on the N-S seismic profiles. The two unconformities located on both sides of the Barracuda Ridge must be correlated with each other. This period marks the beginning of the subsidence of the Barracuda Trough. Furthermore, the sedimentary cover is deformed in the centre of the trough. This deformation is very localized and rooted on a basement high in the centre of the trough. The style of deformation varies greatly laterally (Fig. IV.39). The maximum shortening appears at the centre of the trough, at the profiles Anti.41 and Anti.421.

Au chapitre précédent (Chapitre III) nous avons montré par une analyse stratigraphique de la couverture sédimentaire que la surrection de la Ride de Tiburon et celle de la Ride Barracuda étaient le résultat de deux phases tectoniques diachrones. Afin de comprendre leur mode de mise en place, nous proposons de décrire le(s) style(s) de déformation accompagnant les soulèvements de ces rides. Pour cela nous nous baserons sur l'interprétation des profils sismiques (présentés au Chapitre II) situés dans la zone d'étude, décrits selon les périodes Paléogène, Néogène et Quaternaire. Le nom et la localisation de ces profils sismiques sont rappelés dans la **Figure IV.1**.



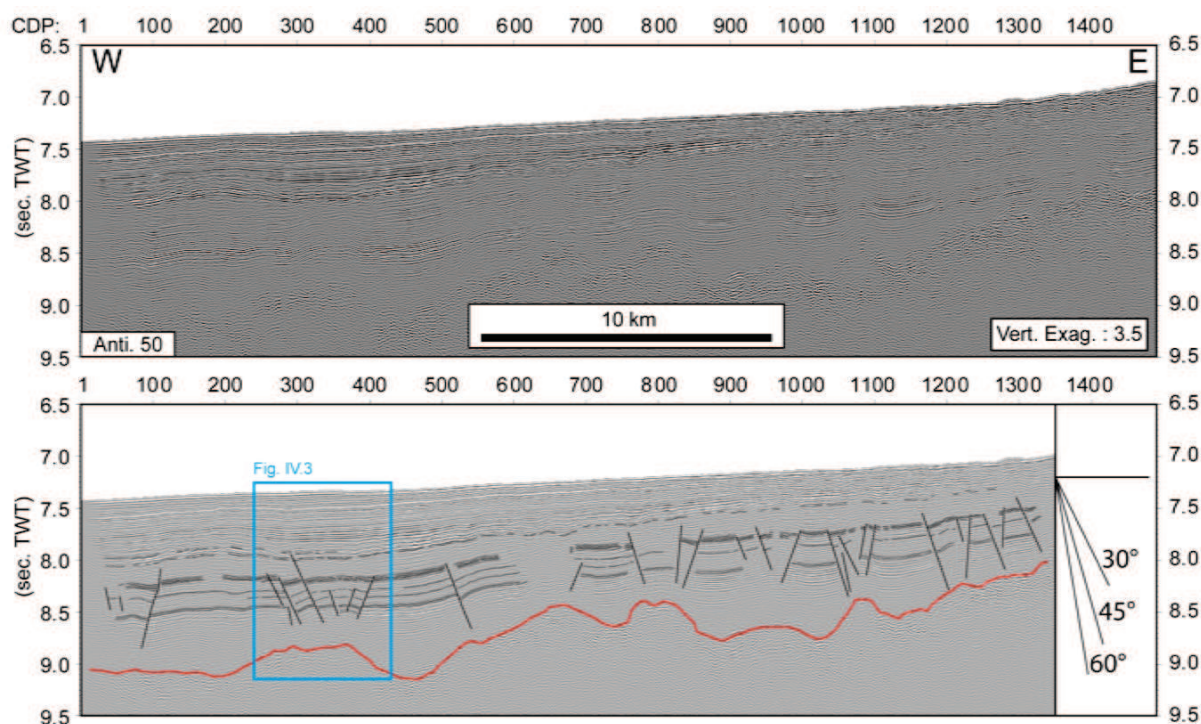
**Figure IV.1.** Carte bathymétrique compilée à partir de sondeur multi faisceaux et données altimétriques satellitaires (Smith and Sandwell, 1997) sur laquelle est représentée la localisation des données de sismique réflexion utilisées. Campagne Antiplac (noir), profils DM127 et EP129 (jaune), profils 29, 30 et 31 de la campagne RRS Charles Darwin CD75 (rouge), profil RC 1701 de campagne RRS Robert D. Conrad (vert), profils EQUAP 72-A et EQUAP 72-54 issus de la campagne EQUAP 72 (bleu).

## IV.1. Déformation au Paléogène

### IV.1.1. Description

Nous avons vu que l'Unité 1 qui inclut la séquence de l'Éocène Moyen à Supérieur, comblait les creux topographiques du socle océanique (Chapitre III et [Pichot et al., 2012](#)). Cette unité

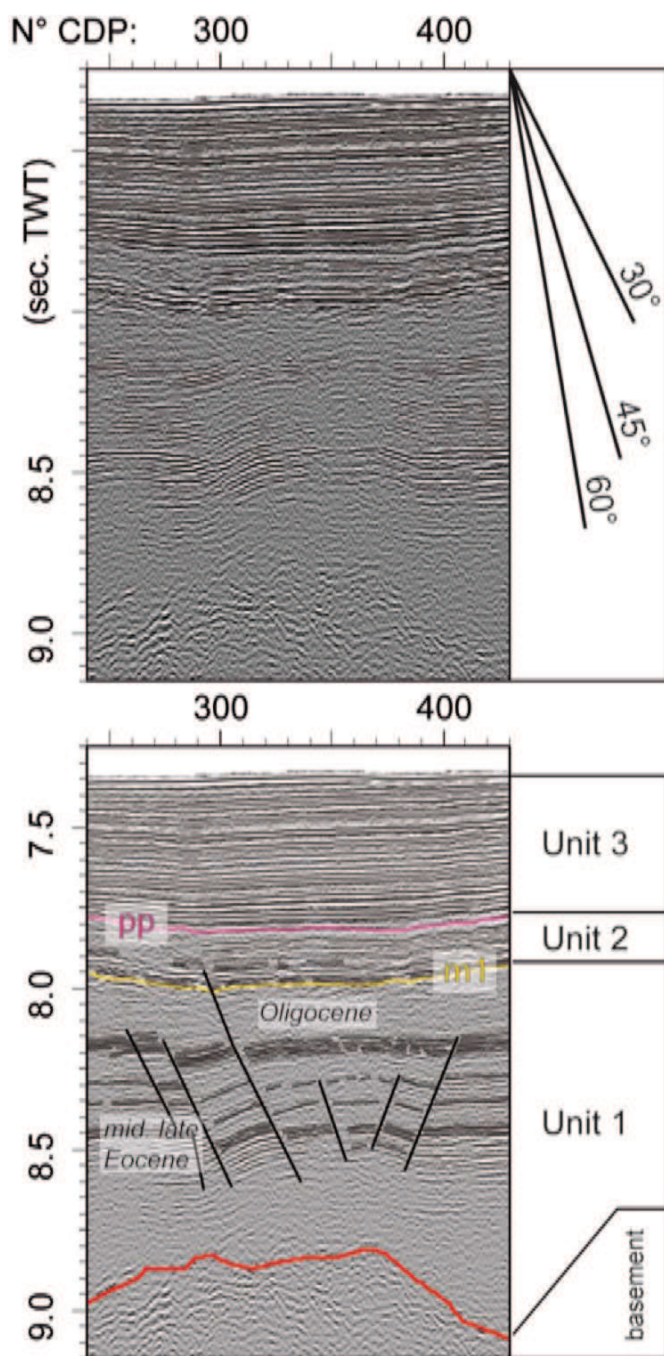
montre des réflecteurs discontinus, interrompus par un réseau dense de failles ayant un pendage entre  $35^\circ$  et  $50^\circ$  (Figs. IV.2 et IV.3). Ces failles sont conjuguées et leur jeu est normal, avec un faible décalage vertical des réflecteurs d'environ 0,05 s TWTT (Fig. IV.3), soit  $\sim 50$  m (en prenant une vitesse de propagation des ondes dans les sédiments de 2 km/s). On les retrouve lorsque l'épaisseur de l'Unité 1 est importante. Elles s'enracinent le plus souvent sur des petits hauts de socle. Ces failles affectent les niveaux turbiditiques de l'Éocène Moyen à Supérieur, et les dépôts antérieurs, avec un décalage constant le long des failles. L'amortissement du rejet vertical s'effectue dans les formations plus récentes (Oligocène). A de rares exemples, ces failles affectent le réflecteur m1 d'âge Miocène Inférieur (Fig. IV.3). Cette déformation se produit après le dépôt de l'Éocène Moyen à Supérieur et avant le Miocène Inférieur, donc, au cours de l'Oligocène (soit approximativement, en 10 Ma). Certaines structures sont réactivées en compression par la phase tectonique quaternaire décrite par Patriat et al. (2011) et Pichot et al. (2012) (Fig. IV.4). Les failles sont présentes aussi bien sur les profils Nord-Sud que Est-Ouest mais leurs directions structurales sont difficiles à déterminer, compte tenu de la faible densité des profils sismiques. L'espacement entre ces structures conjuguées est d'environ 1 km à 3 km.



**Figure IV.2.** Profil Anti.50 (voir Fig. IV.1 pour localisation). La base de la couverture sédimentaire (Unité 1) est affectée par un réseau de failles normales. Elles s'enracinent le plus souvent au niveau des petits hauts de socle dans les dépressions là où l'épaisseur sédimentaire paléogène est importante. La figure V.3 (cadre bleu) détaille ces structures.

**Figure IV.2.** Seismic profile Anti.50 (cf. Fig. IV.1 for location). A normal faulting network affects the base of the sediment cover (Unit 1). Faults are rooted mostly at the edge of small basement highs. A zoom of these structures (Blue box) is shown in figure IV. 3.



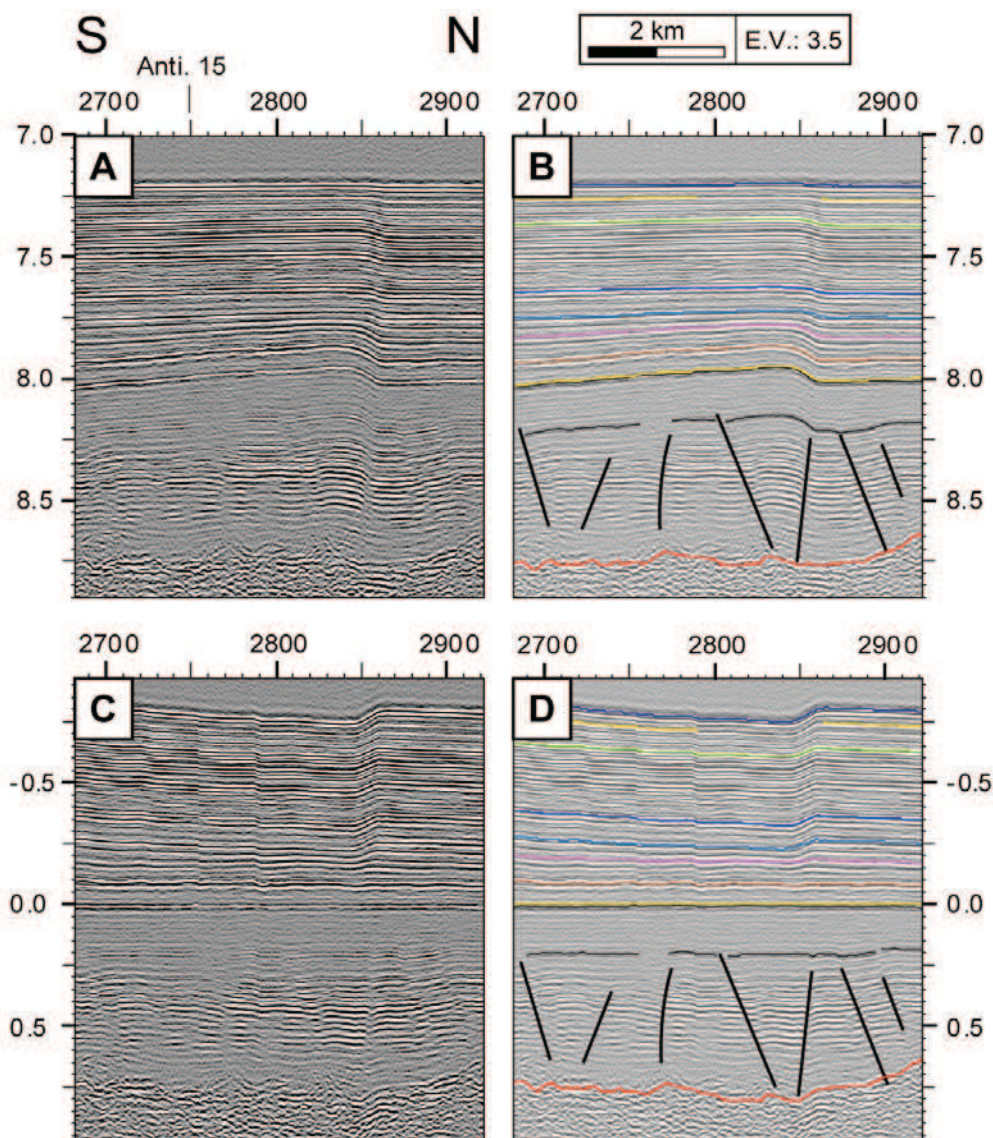


**Figure IV.3.** Détail de la déformation affectant l'Unité 1 (voir Fig. IV.2). En haut, profil non-interprété. En bas, cette unité se compose d'un réseau de failles normales conjuguées avec un faible décalage vertical des réflecteurs d'environ 0.05 s TWT. Ces failles affectent les niveaux turbiditiques de l'Éocène Moyen à Supérieur (traits fins noirs), et les dépôts antérieurs, avec un décalage constant le long des failles. L'amortissement du rejet vertical s'effectue dans les formations plus récentes. Les réflecteurs pp et m1 ont été datés au Plio-Pléistocène et Miocène Inferieur, respectivement.

### IV.1.2. Interprétation

Nous venons de voir que la déformation affectant la séquence paléogène est singulière (système de failles normales conjuguées à fort pendage, faible décalage vertical, et de courte longueur d'onde). Dans cette section, nous allons discuter à quel processus géologique cette déformation pourrait se rattacher. Une origine tectonique est la première chose qui vient à l'esprit. Les failles sont normales, nous n'avons pas trouvé de faille inverse datant de cette époque, suggérant ainsi un régime extensif. Cette phase est d'ampleur régionale comme le montre l'étendue de la zone de déformation (Fig. IV.5). La déformation ne se localise pas dans

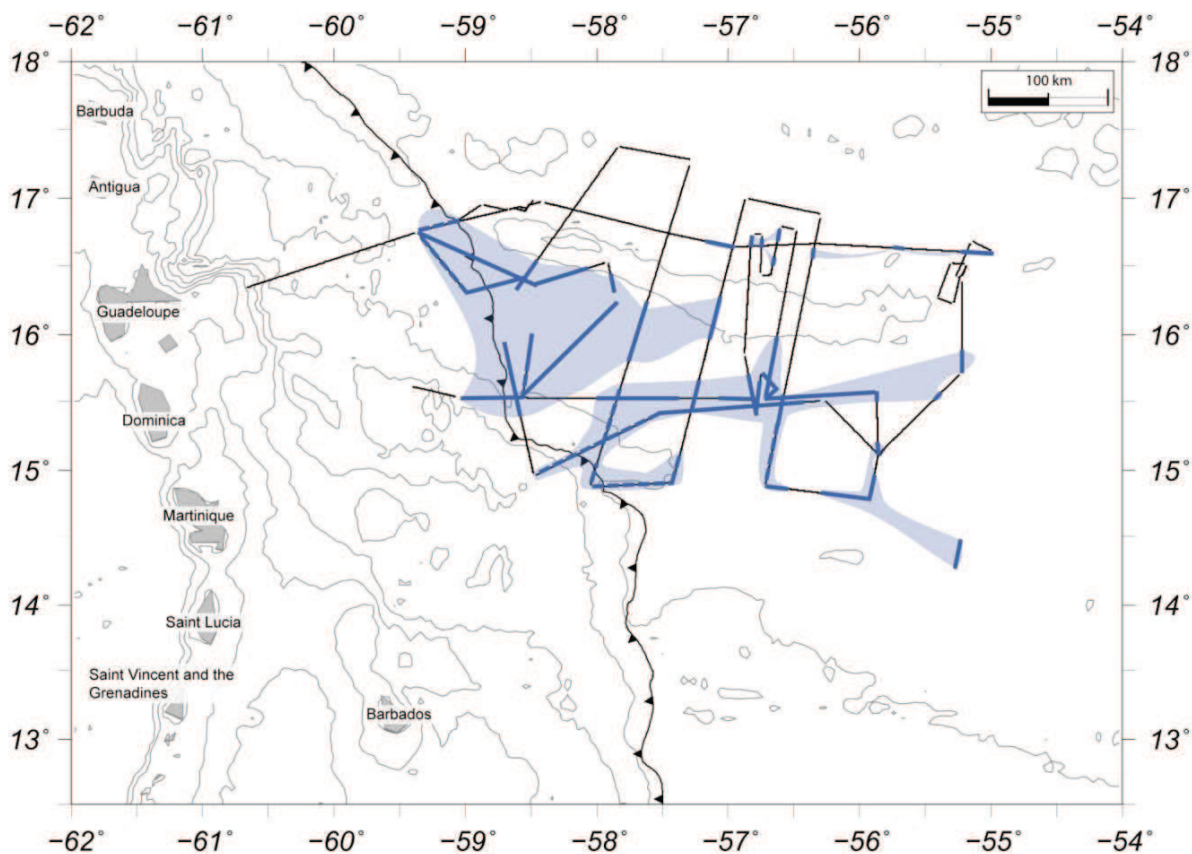
un domaine en particulier. Nous pouvons d'ores et déjà écarter une origine liée à la fabrication de la croûte océanique car le système en failles normales conjuguées a une longueur d'onde deux fois plus courte et certaines failles normales sont perpendiculaires à la direction des collines abyssales (Nord-Sud). Sur l'ensemble de la zone affectée par ce réseau de failles normales, nous ne voyons pas de gradient d'intensification de la déformation, elle reste homogène sur l'ensemble de la zone d'étude. Les failles ne se localisent pas aux bordures des petits hauts de socle mais plutôt au dessus des hauts de socle (Fig. IV.2 et Fig. IV.3). De plus, nous avons montré que cette déformation s'est produite à l'Oligocène, sur un temps relativement court (10 Ma).



**Figure IV.4.** Zoom du profil Anti. 112 (voir Fig. IV.1 pour localisation). Les failles normales affectant l'Unité 1 sont reprises en compression par la dernière phase tectonique au Quaternaire (trait blanc). A) et B) représentent l'état actuel. A) profil non-interprété. B) profil interprété. C) et D) correspondent à l'état de la couverture sédimentaire au Miocène Inférieur en effectuant une mise à plat du réflecteur m1. C) profil non-interprété. D) profil interprété. E.V., exagération verticale x 3.5. Echelle verticale en temps double (s TWTT).



On retrouve cette déformation dans tout le Bassin de Tiburon, aussi bien sous le prisme d'accrétion de la Barbade (Moore et al., 1995 et cette étude) qu'à l'extrême Est du bassin, vers 55°W. Ainsi un large domaine de l'ordre de 500 km de long et 150 km de large est affecté par cette déformation (Fig. IV.5). On retrouve ces structures dans la Fosse de Barracuda mais en plus faible proportion en raison de l'étroitesse de la Fosse et de la faible pénétration de la sismique à des fortes profondeurs.



**Figure IV.5.** Carte représentant la présence du réseau de failles normales affectant l'Unité 1 avec des isocontours bathymétriques tous les à 1000 m (trait gris). Les failles interprétées sur les données sismiques sont indiquées avec traits bleus foncés, tandis que les failles supposées sont en traits bleus discontinus et leur étendue potentielle avec des zones en bleu clair. Cette déformation s'étend sur un large domaine de l'ordre de 500 km de long et 150 km de large.

Ceci joue en défaveur d'une déformation due au refroidissement de la lithosphère engendrant la contraction de la croûte océanique, car la déformation n'est active qu'à l'Oligocène soit environ 35 Ma après la formation de la croûte océanique. Or, c'est dans les premières dizaines de millions d'années que la subsidence est la plus rapide. A cette époque, cette région se situant loin de la zone d'influence de la subduction, une tectonique extensive pourrait être induite par des mouvements divergents entre les deux plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud. Or, les modèles cinématiques (Pindell et al., 1988 ; Müller et al., 1999) ne prédisent des mouvements transtensifs entre les deux plaques américaines que jusqu'à la transition Paléocène-Eocène, des mouvements transpressifs leur succédant depuis la fin de l'Eocène. L'hypothèse d'une origine tectonique n'est donc pas satisfaisante.



Des processus sédimentaires pourraient être à l'origine de telles structures. Elles sont préférentiellement localisées là, où l'épaisseur de l'Unité 1 est importante. Il n'y a aucun lien entre la répartition (épaisseur) des sédiments quaternaires et ces structures. La faible propagation de cette déformation dans les niveaux supérieurs (post Éocène) montre que ce phénomène est ancien et rapide. La taille de grain, relativement fine dans cette Unité 1 (Blanc et al., 1988 ; Beck et al., 1990 ; Tribble, 1990), est d'autant plus favorable à des processus sédimentaires comme la diagénèse.

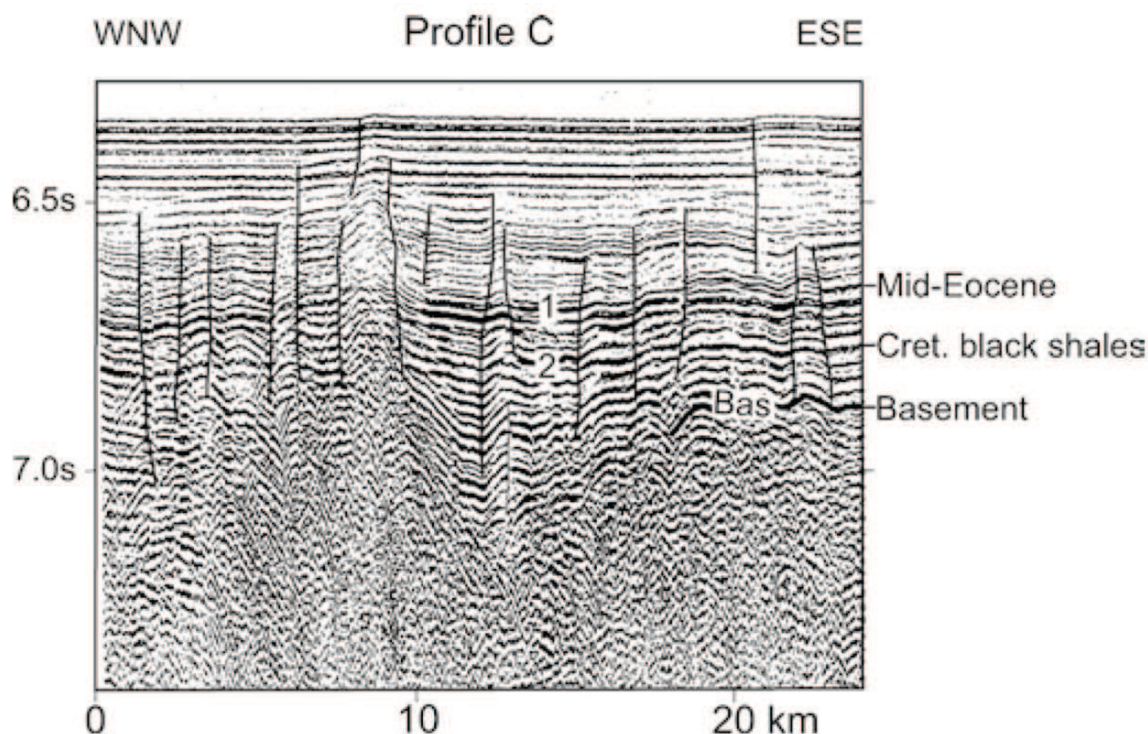
La présence de failles normales, s'enracinant sur des structures du socle, a déjà été montrée sous le prisme d'accrétion et au ODP Site 672 (Shipboard Scientific Party, 1988 ; Moore et al., 1995). Moore et al. (1995) proposent que ces failles normales soient la conséquence de la compaction différentielle au dessus de hauts de socle. Cette hypothèse est en accord avec le fait que la déformation semble s'être produite peu de temps après le dépôt des sédiments datant de l'Eocène Moyen à Supérieur. La faible amplitude des mouvements verticaux le long de ces failles normales va dans ce sens aussi. Cependant, la contrainte principale liée à la charge sédimentaire est plus forte dans les creux que sur les hauts de socle (i.e. l'épaisseur de sédiments est plus importante dans les creux que sur les hauts). Si un tel processus avait eu lieu, on s'attendrait à observer ces structures bordant les petits hauts de socle avec le toit de la faille côté graben et le mur côté haut du socle, or ce n'est pas le cas.

Un dernier processus sédimentaire semble plus convainquant, une expulsion de fluides via un réseau de fracture très dense. L'intervalle Eocène Moyen à Supérieur se caractérise par une alternance de sédiments pélagiques et turbiditiques distaux dans lesquels des évidences de présence de fluides ont été décrites (Blanc et al., 1988 ; Tribble, 1990). Les sédiments éocènes sont riches en smectite d'origine volcanogénique. Une proportion importante en smectite tend à être corrélée avec l'augmentation de la porosité, sans doute due à la capacité des argiles à absorber une quantité importante d'eau interstratifiée (Tribble, 1990). Au cours de la diagénèse, la conversion des smectites en illites libère une grande quantité d'eau. Ainsi, la fracturation se produirait là où la résistance est la plus faible, c'est-à-dire, où l'épaisseur sédimentaire est la moins importante, sur les petits hauts de socle. Ce type de déformation a été observé dans le Bassin de Sierra Leone par Jones (2003) (Fig. IV.6). Dans cette région, les failles présentent un décalage vertical de ~100 m et un espacement d'environ 1 à 3 km. Ces failles sont présentes au dessus d'un socle très discontinu sans affecter la partie supérieure de la couverture sédimentaire (ou sporadiquement). Jones (2003) relie ce style de déformation à des échappements de fluides.

## IV.2. Déformation au Néogène : liée à la mise en place de la Ride de Tiburon

Nous avons déjà montré (Chapitre III et Pichot et al., 2012) que la Ride de Tiburon se met en place au cours du Miocène Moyen à Supérieur. L'âge de surrection de cette ride a été mis en évidence par les arguments suivants : alors que l'épaisseur de l'Unité 1 est équivalente de part et d'autre de la Ride de Tiburon, l'Unité 2 montre des géométries singulièrement différentes. Au Sud de la Ride, l'épaisseur sédimentaire de l'Unité 2 est nettement supérieure (environ 1,2 km, Fig. III.33) par rapport au Nord (en moyenne, 0,2 s TWTT, soit ~200 m, Fig. III.17). Dans les deux domaines (Nord et Sud de la Ride) les sédiments reposent, de manière non-conforme,

sur des sédiments d'âge Miocène Moyen-Supérieur à Pliocène Inférieur. Nous allons, à présent, nous intéresser à l'enregistrement sédimentaire du Bassin de Tiburon, lors de la mise en place de la ride. Comment la sédimentation a-t-elle enregistré cette phase tectonique ? Jusqu'où se propage l'activité tectonique néogène dans le Bassin de Tiburon ?



**Figure IV.6.** Profil sismique réflexion situé au Nord du Bassin de Sierra Leone montrant de failles faiblement espacées, qui affectent principalement la base de la couverture sédimentaire et s'enracinent sur le socle (en anglais basement). Exagération verticale x 17.

Afin d'étudier cette déformation au Néogène, nous avons effectué une mise à plat du réflecteur pp d'âge Plio-Pléistocène, correspondant au toit de l'Unité 2. En effet nous avons déjà montré qu'il existe une phase de déformation au Quaternaire s'initiant il y a 2,3 Ma (Chapitre III et [Patriat et al., 2011](#) ; [Pichot et al., 2012](#)). Mettre à plat les réflecteurs anté-Plio-Pléistocène (2,3 Ma) nous permet de nous abstraire de cet épisode de déformation et donc, de regarder la géométrie des sédiments, avant cette dernière phase de déformation. Il faut, toutefois, être vigilant quant à l'interprétation que l'on peut tirer d'une telle méthode puisqu'elle suppose que les sédiments se déposent à plat sur les couches sédimentaires antérieures. Mais dans le cas présent, le caractère gravitaire du remplissage sédimentaire du Bassin de Tiburon au Quaternaire, nous conforte sur la pertinence de l'utilisation de cette méthode. Elle devrait aboutir à une bonne approximation de la géométrie des sédiments à la fin du Néogène et donc, du relief existant à cette époque. Nous avons divisé l'Unité 2 en deux intervalles : un inférieur, entre les réflecteurs m1 (Miocène Inférieur) et m2 (Miocène Moyen à Supérieur), et un supérieur, entre les réflecteurs m2 et pp (Plio-Pléistocène). Nous passerons en revue d'Est en Ouest la géométrie observée des réflecteurs sismiques, au sein de ces intervalles pour quatre profils sismiques, d'orientation Nord-Sud, qui traversent l'ensemble du Bassin de Tiburon (Anti.36-35, [Fig. IV.7](#) ; Anti.112, [Fig. IV.8](#) ; Anti.9, [Fig. IV.10](#) ; Anti.701, [Fig. IV.11](#), voir [figure IV.1](#) pour localisation).

## IV.2.1. Description

### IV.2.2.1. Intervalle inférieur

Au profil Anti.36-35 (Fig. IV.7) cet intervalle ne présente pas de variation d'épaisseur majeure. Son épaisseur moyenne est d'environ 0,06 s TWTT (~60 m) avec un léger épaissement dans les dépressions au pied des hauts de socle. Ces faibles variations d'épaisseur peuvent s'expliquer par des processus de compaction. En effet, il y a une bonne correspondance entre les niveaux les plus épais de cette séquence et la présence importante de sédiments anté-Miocène (entre les CDP 1 et 1300, Anti.35, Fig. IV.7).

Cet intervalle possède une épaisseur quasi-constante sur l'ensemble du profil Anti. 112 (Fig. IV.8) avec une épaisseur d'environ 0,09 s TWTT (soit ~90 m), excepté à l'extrême Nord où m2 semble reposer en *onlap* sur m1 (entre les CDP 5100 et 5500, Fig. IV.8). Il n'a pas été possible de repérer le réflecteur m1 à l'extrême Sud du profil.

Au profil Anti.9 (Fig. IV.9), l'intervalle est isopaque avec une épaisseur d'environ 0.05 s TWT (soit ~50 m, Profil Anti. 9). Les réflecteurs m1 et m2 semblent absents entre les CDP 1550 et 2250 (Fig. IV.9). Ce domaine devait correspondre à un haut topographique au moment du dépôt de cette séquence. Compte tenu du faciès sismique chaotique à l'abord de la Ride de Tiburon, le réflecteur m2 n'a pas pu être identifié à l'extrême Sud du profil (entre les CDP 1 et 1100, Fig. IV.9).

L'épaisseur sédimentaire, dans cet intervalle, est semblable au profil Anti.701 (Fig. IV.10). Elle est faible et isopaque (0,05 s TWTT, soit ~50 m) sur l'ensemble du profil, excepté peut être, à l'extrême Sud où le faciès sismique est trop chaotique sur le flanc Nord de la Ride de Tiburon pour permettre une identification de ces deux réflecteurs (Profil Anti. 701, Fig. IV.10).

### IV.2.2.2. Intervalle supérieur

Au profil Anti.36-35, la quasi-totalité du fond de la mer est couverte par les sédiments au cours de cet intervalle (excepté au CDP 1400, Anti.35, Fig. IV.7). Entre les réflecteurs m2 et pp, l'épaisseur sédimentaire est plus importante (0,12 s TWT en moyenne, soit ~120 m) avec des variations plus fortes qu'au stade précédent (intervalle inférieur). La plus forte épaisseur est atteinte au Sud-Ouest (0,3 s TWTT, entre les CDP 1 et 750, Anti.36, Fig. IV.7). Dans cette zone les sédiments ne se répartissent plus de la même manière qu'entre les réflecteurs m1 et m2. Le dépôt en *offlap* du réflecteur m3 sur m2 (vers le CDP 800, profil Anti.36, Fig. IV.7) suggère un soulèvement du socle (situé au CDP 1040, profil Anti.36, Fig. IV.7). Il n'y a pas d'évidence d'accidents structuraux ici, les géométries de la couverture sédimentaire (entre les CDP 1 et 1040, profil Anti.36, Fig. IV.7) suggèrent que le réajustement crustal pourrait être de type flexural.

Au profil Anti.112 (Fig. IV.8), cet intervalle est globalement de même épaisseur qu'au stade précédent (0,08 s TWTT, Fig. IV.8). L'épaisseur sédimentaire est quasi isopaque avec un léger épaissement vers le Nord (entre les CDP 1800 à 2750, Fig. IV.8) montrant ainsi un faible effet de la subsidence entre les deux hauts de socle (CDP 1600 et 3750, Fig. IV.8). On remarque l'apparition d'une faille inverse à vergence nord qui affecte les réflecteurs m1 et m2 (CDP 3450, Fig. IV.8). Vers le Sud le profil montre un enregistrement sédimentaire très différent du



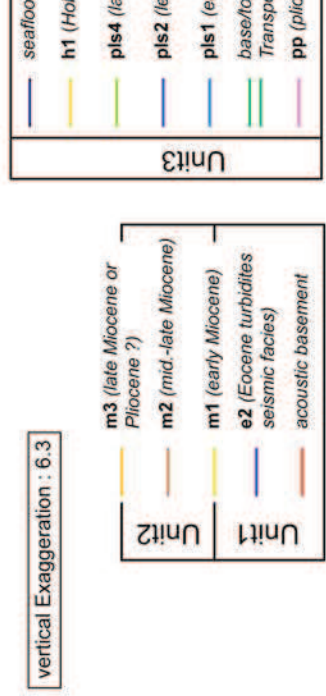
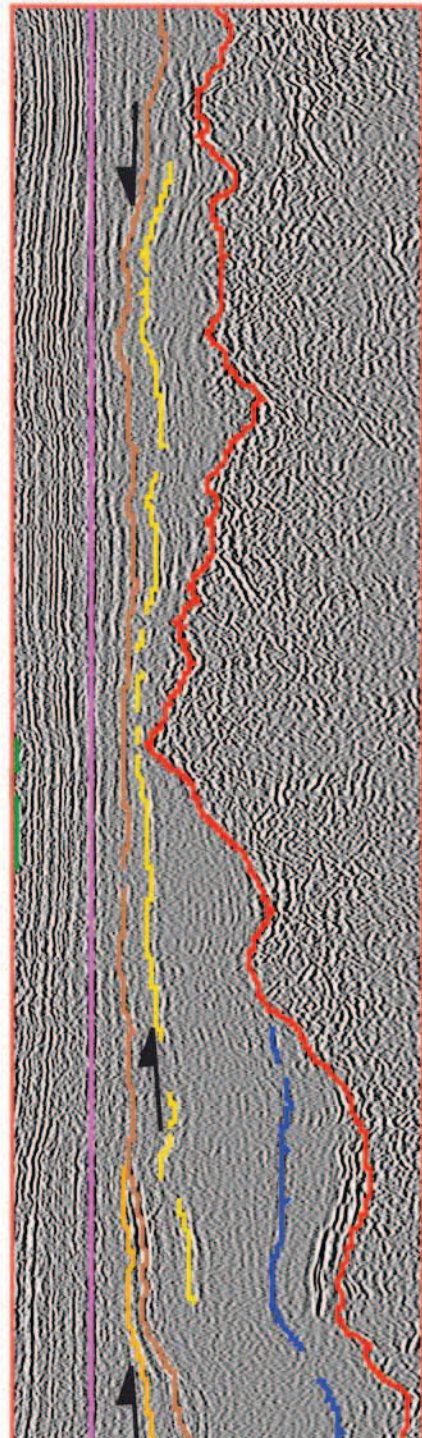
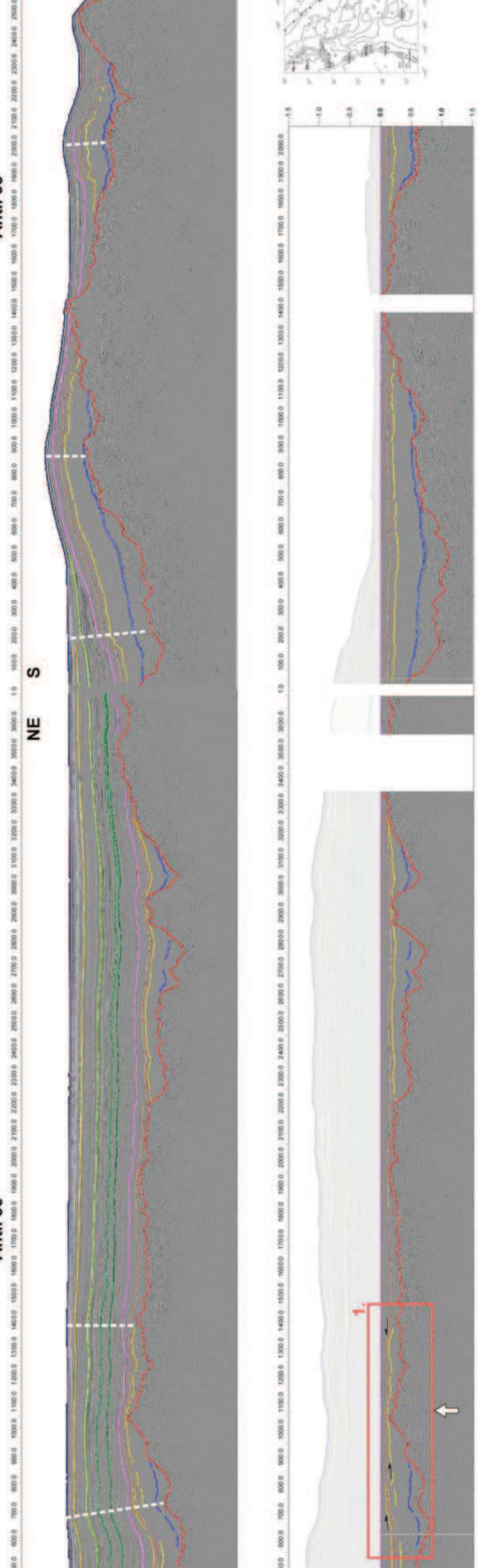
reste. Entre les réflecteurs m2 et pp, on passe d'une épaisseur de 0,08 s TWT à 0,25 s TWT (entre les CDP 1 et 1400, Fig. IV.8). Ce domaine est limité au Nord par une structure avec un fort rejet vertical estimé à ~250 m (CDP 1500, Fig. IV.8) Cette structure à flanc Sud très penté et à vergence Sud semble indiquer un jeu normal permettant une forte sédimentation au toit de cette structure. Nous attribuons l'âge de cet accident majeur à la fin du Miocène ou au début du Pliocène. Plus au Sud les réflecteurs reposent en *onlap* sur le réflecteur m2.

Au profil Anti.9 (Fig. IV.9), les sédiments dans l'intervalle supérieur montrent une géométrie différente par rapport à l'intervalle inférieur. Des variations d'épaisseur sont observées dans la moitié Sud du profil (0,2 s TWTT au CDP 1450, Profil Anti. 9, Fig. IV.9) par rapport au Nord (~0,1 s TWTT). Le réflecteur m3 a été identifié entre les CDP 1350 et 2950. Il recouvre une partie du haut de socle entre les CDP 1550 et 2250. Il se termine en *onlap* sur le réflecteur m2, à ses extrémités Sud et Nord respectivement, au CDP 1350 et 2950. Dans la moitié Sud du profil, de par l'aspect chaotique de la base de la couverture sédimentaire (Unité 1 et Unité 2) et la base du MTD qui érode une partie du toit de l'Unité 2 (réflecteurs pp), la géométrie du réflecteur m3 suggère que ce domaine correspondait à un haut topographique pendant la période entre m1 et m2, puis s'est mis à subsider au moins entre les CDP 1350 et 2000 entre m2 et m3 (Fig. IV.9). Plus au Nord, au voisinage du CDP 3600, une structure compressive se développe de type pli déjeté à vergence vers le Nord (Fig. IV.9). Son flanc Nord est marqué par une faille inverse à vergence vers le Nord, s'enracinant dans le socle qui affecte l'Unité 1 et l'intervalle entre m1 et m2. Cette structure continue à se développer au Quaternaire.

Comme pour les autres profils, cet intervalle présente des variations d'épaisseurs maximales dans la moitié Sud du profil Anti.701 (Fig. IV.10), entre les CDP 2600 et 4400, passant de 0,1 s TWTT au Nord du CDP 4400, pour atteindre jusqu'à 0,2 s TWT au CDP 3500. Au voisinage du CDP 3300, une structure en surrection se développe affectant l'Unité 1 et les réflecteurs m1, m2 et m3. Cette structure est plicative et assez symétrique. L'aspect chaotique du faciès sismique rend l'interprétation structurale de cette structure délicate. Des *onlaps* accompagnés d'une épaisseur de sédiments plus importante dans les charnières de cette structure (traits pointillés noirs sur la Fig. IV.10) sont observés dans cet intervalle. Plus au Nord, entre les CDP 4200 et 5300, cet intervalle s'amincit définissant ainsi un léger bombement limité par des *onlaps* aux bordures. Au CDP 5800, une faille inverse à vergence vers le Nord et un pendage autour de 40° se développe affectant les réflecteurs m1 et m2.

Anti. 36

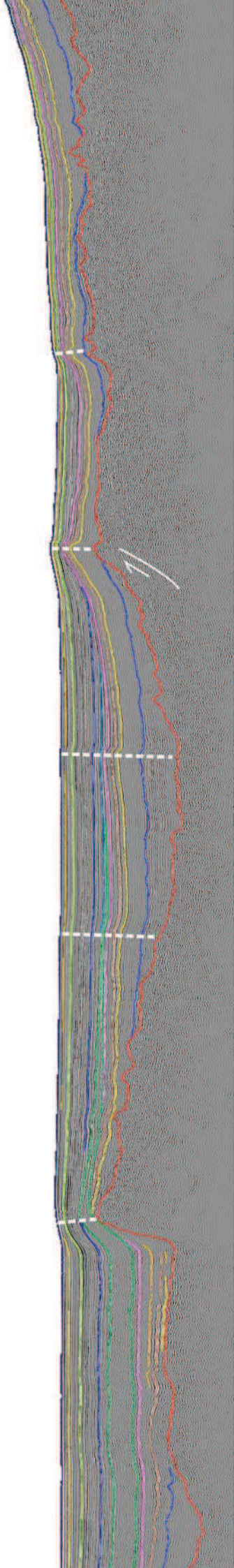
Anti. 35



36 et 35 (voir Fig. IV.1 pour localisation). Le profil du haut correspond à la section sismique interprétée, et en bas, au profil avec la mise à plat du réflecteur pp (Plio-Pleistocène) aboutissant à une base de déformation quaternaire. Voir texte pour la description des profils. Les plis présents dans la couverture sédimentaire sont indiqués en traits pointillés blancs. Voir



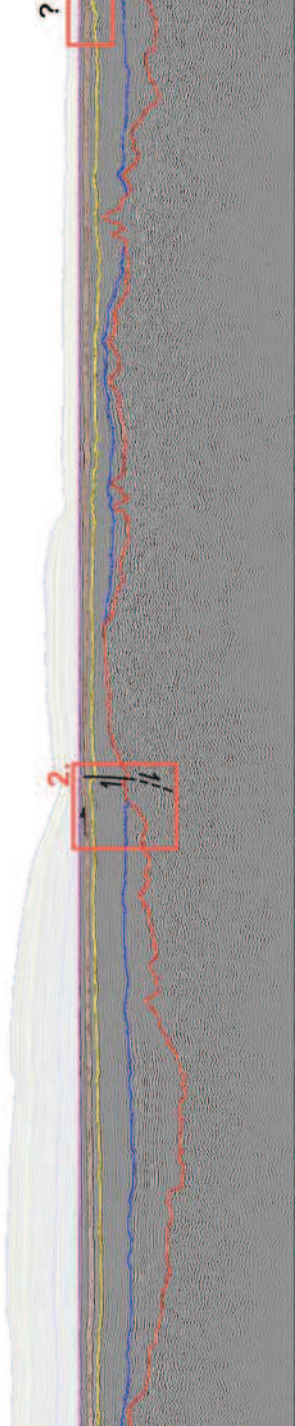
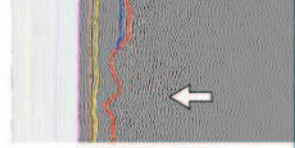
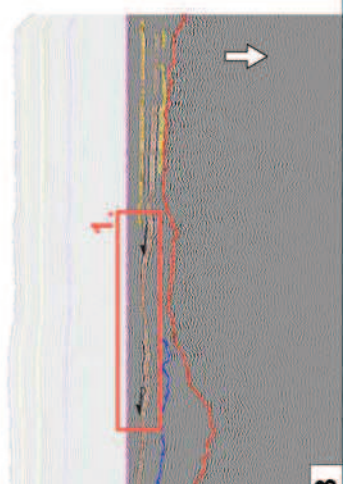
NE



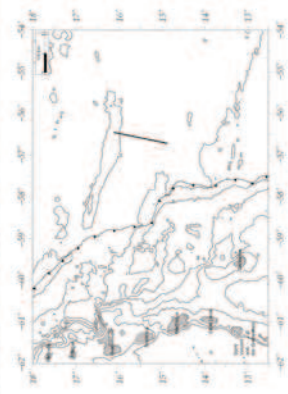
DM 127.275063

AHL 015.400285 AHL 038.54248

0 500.0 600.0 700.0 800.0 900.0 1000.0 1100.0 1200.0 1300.0 1400.0 1500.0 1600.0 1700.0 1800.0 1900.0 2000.0 2100.0 2200.0 2300.0 2400.0 2500.0 2600.0 2700.0 2800.0 2900.0 3000.0 3100.0 3200.0 3300.0 3400.0 3500.0 3600.0 3700.0 3800.0 3900.0 4000.0 4100.0 4200.0 4300.0 4400.0 4500.0 4600.0 4700.0 4800.0 4900.0 5000.0

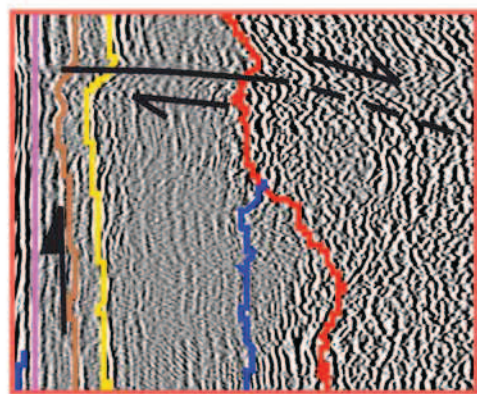
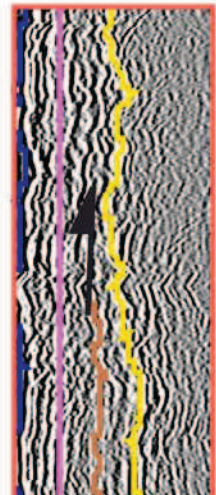
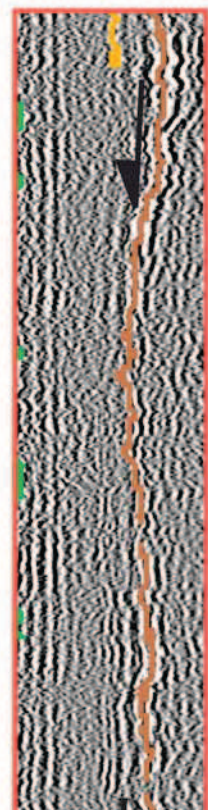
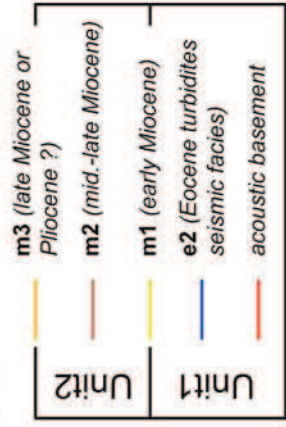
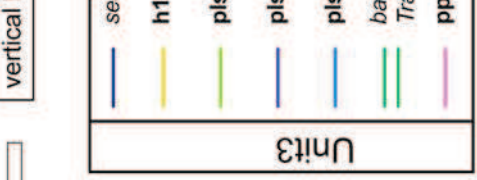


3



20 km

vertical

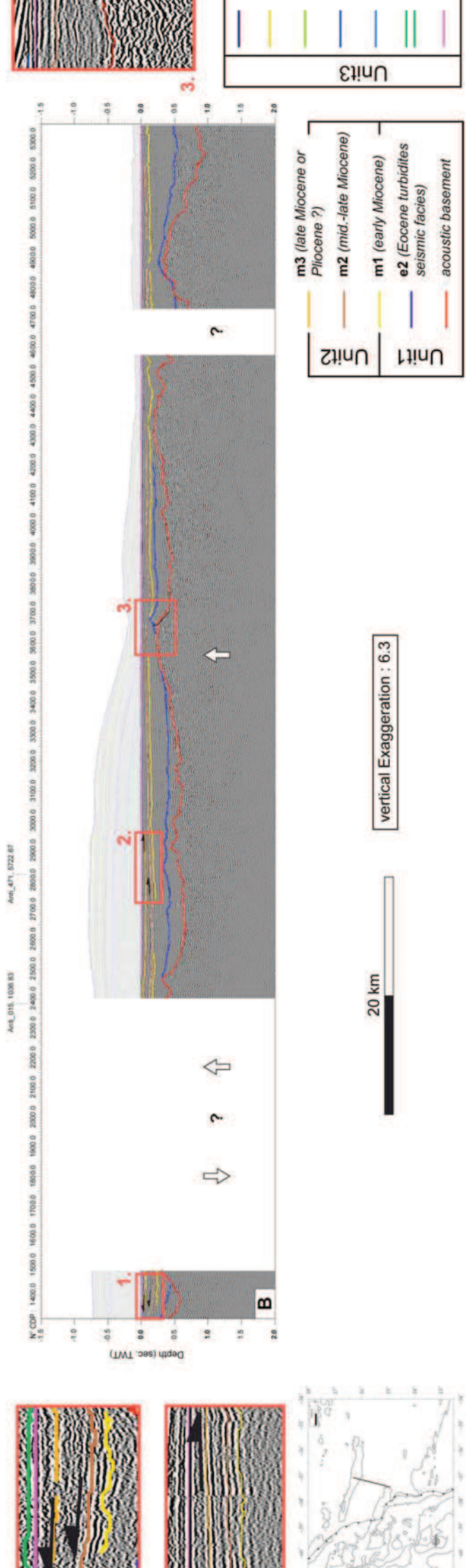
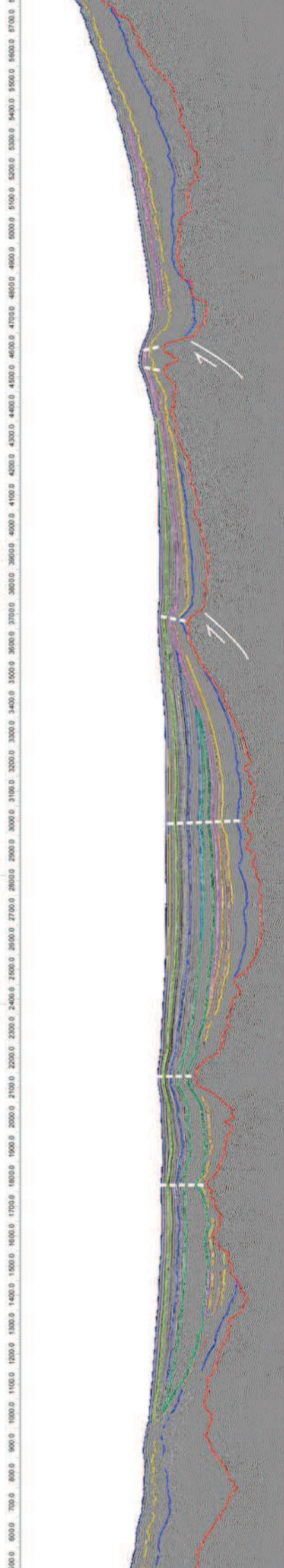


2.



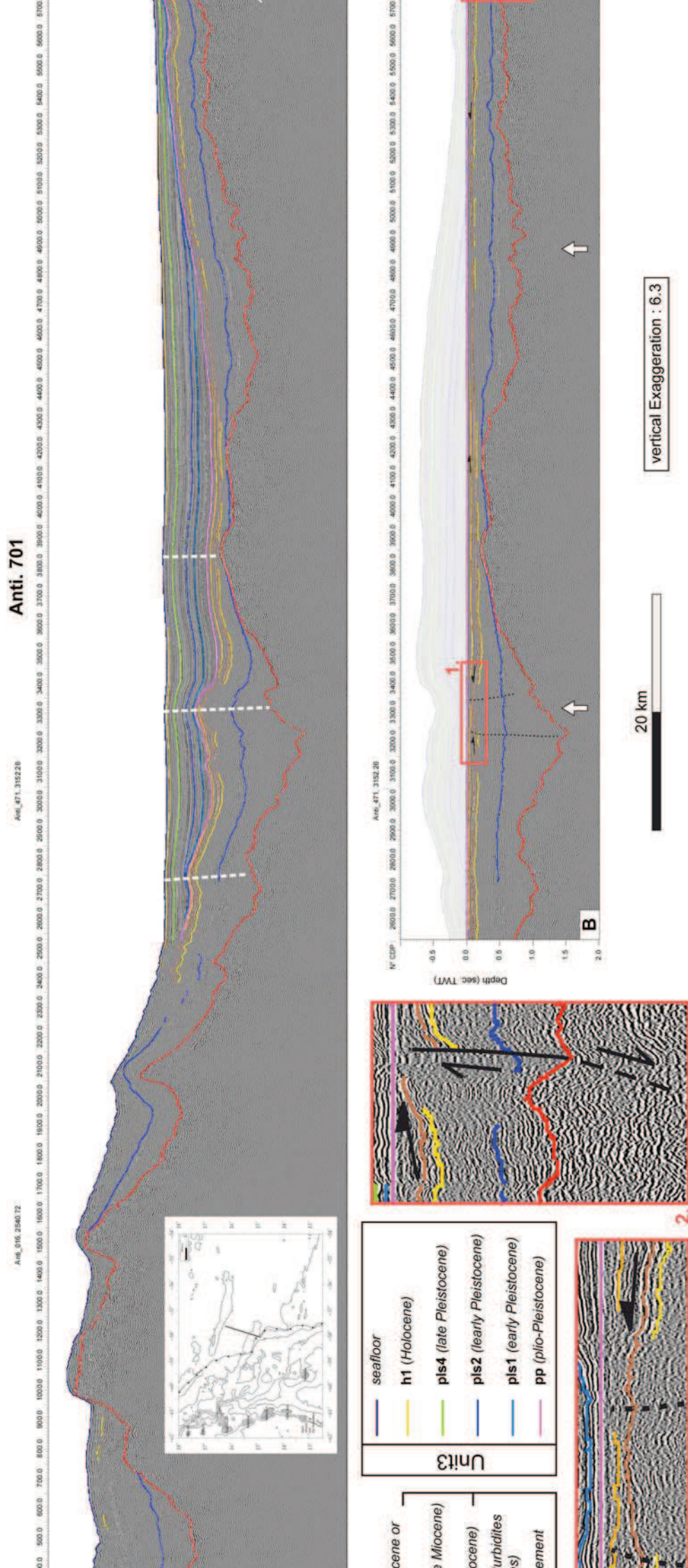
### Anti. 9

Anti\_015\_1036.83      Anti\_471\_5722.87



9 (voir Fig. IV.1 pour localisation). Le profil du haut correspond à la section sismique interprétée, et en bas, au profil avec la mise à plat du réflecteur pp (Plio-Pliocène) aboutissant à une bordure de faille. Les traits blancs indiquent des traits pointillés blancs. Les traits blancs indiquent des chevauchements. Les traits blancs indiquent des chevauchements.

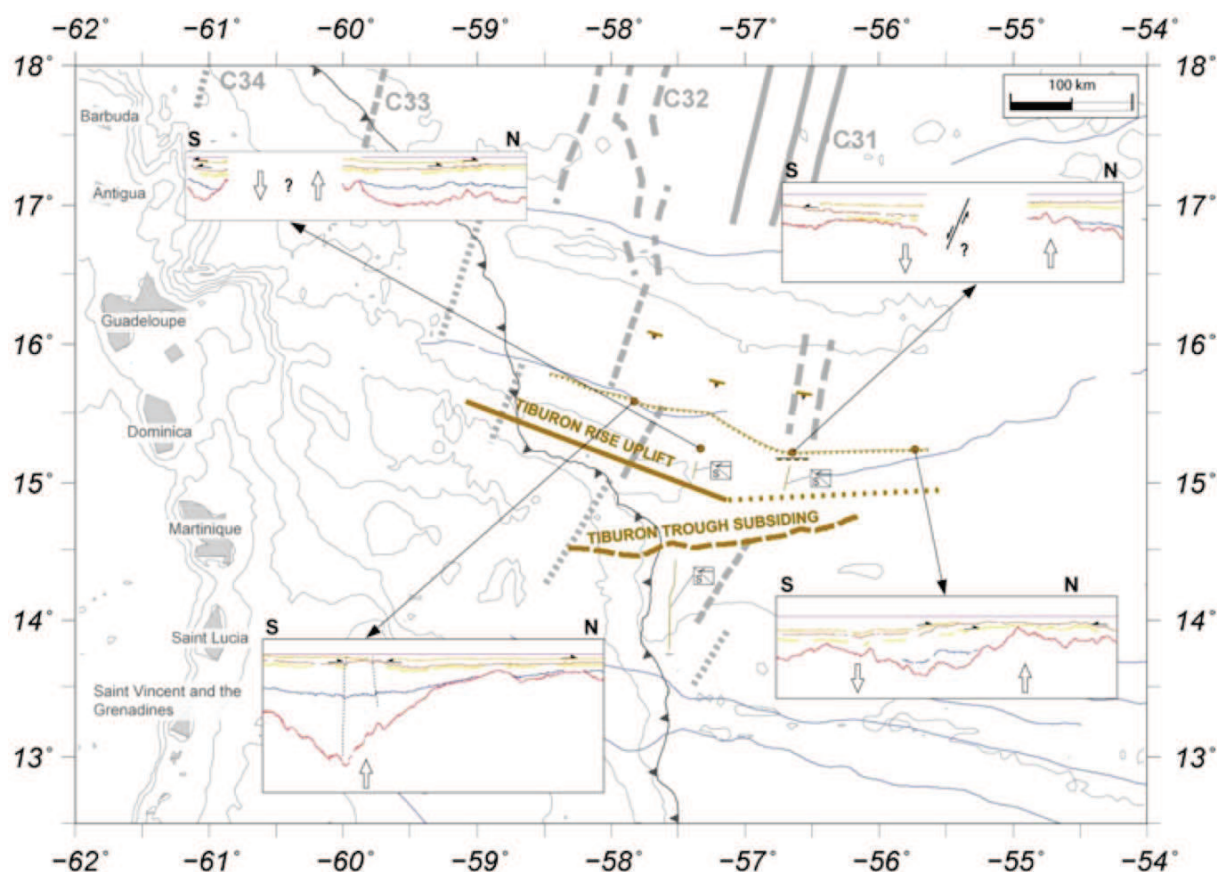




Anti 701 (voir Fig. IV.1 pour localisation). Le profil du haut correspond à la section sismique interprétée, et en bas, au profil avec la mise à plat du réflecteur pp (Plio-Pleistocène) aboutissant à une boucle. On voit donc avant la dernière phase de déformation quaternaire. Les plis présents dans la couverture sédimentaire sont indiqués en traits pointillés blancs. Les traits blancs indiquent des chevauchements de description des profils.

## IV.2.2. Interprétation

L'étude détaillée de quatre profils traversant la majeure partie du Bassin de Tiburon, nous a permis de mettre en évidence deux grandes tendances dans la répartition spatio-temporelle des sédiments au cours du Néogène (Fig. IV.11). Deux intervalles se distinguent à travers l'ensemble du bassin. L'âge de ces réflecteurs (m1, m2 et pp) n'est pas bien contraint par les forages, la majeure partie du Miocène appartient au premier intervalle tandis que la fin du Miocène et le Pliocène correspondent à la seconde.



**Figure IV.11.** Carte représentant la déformation au Miocène Supérieur. En trait marron gras le soulèvement de la Rive de Tiburon, au Miocène Moyen à Supérieur et en pointillé, son prolongement vers l'Est. Au Sud de la ride, la subsidence de la Fosse de Tiburon est indiquée par les pointillés marron gras. La ligne crénelée au Nord de la Rive de Tiburon correspond à une structure le long de laquelle on observe des mouvements verticaux. Elle correspond à la limite nord de la déformation pendant cette phase Miocène Moyen à Supérieur. Les extraits sismiques encadrés montrent quelques exemples des mouvements verticaux le long de cette limite. Quelques failles inverses de faible ampleur sont présentes vers le flanc Sud de Barracuda. Les anomalies magnétiques (Westbrook et al., 1984) sont indiquées en traits gris. Les zones de fracture sont représentées en traits fins bleus.

Dans l'ensemble des profils étudiés, le Miocène possède une épaisseur quasi constante, relativement faible entre 50 et 90 m environ. La quasi-totalité de la topographie du socle est comblée à cette période, à l'exception de quelques hauts de socle présents au Sud du Bassin de Tiburon (profils Anti.112 et Anti.9, Figs. IV.8 et IV.9, respectivement), et à l'Est (profil Anti.36-35, Fig. IV.7) où le comblement des hauts de socle, dans cette dernière zone, ne sera achevé



qu'à la fin du Pliocène. Aucun accident dans le socle n'est observé à cette époque. Si quelques variations d'épaisseur sont visibles entre les réflecteurs m1 et m2, elles sont vraisemblablement contrôlées par des phénomènes de compaction locale.

La seconde partie du Néogène présente des variations d'épaisseur plus importantes entre ~150 et ~300 m environ avec une accumulation localisée préférentiellement au pied du flanc Nord de la Ride de Tiburon. Des mouvements verticaux de socle s'initient à cette période. Les structures qui en résultent sont variables (voir section IV.2.2.2.). Pour la plupart, ces structures sont localisées au Sud des profils, situées approximativement à 50 km au Nord de la Ride de Tiburon le long d'une structure que la reconnaissance des anomalies magnétiques (Westbrook et al., 1984) et la cartographie des zones de fracture montrent comme étant une ancienne zone de fracture (Fig. IV.11). Quelques structures, de plus faible ampleur se mettent en place un peu plus vers le Nord, excepté au profil Anti.36-35. Elles correspondent toutes à des structures compressives soit en plis déjetés soit en failles inverses ou les deux, avec des vergences vers le Nord (Fig. IV.11).

La caractérisation du remplissage sédimentaire néogène dans le Bassin de Tiburon, selon deux grandes tendances, est en accord avec les premiers résultats portant sur la période de surrection de la Ride de Tiburon (Chapitre III et Pichot et al., 2012). Ainsi pendant la majeure partie du Miocène, le Bassin de Tiburon évolue dans un contexte tectoniquement calme où une sédimentation (intervalle inférieur), d'épaisseur quasi constante, entre ~90 et ~50 m, se dépose avec une vitesse de l'ordre de 6 m/Ma, sur une période entre le Miocène Inférieur, (23 Ma) et la transition Miocène Moyen à Supérieur (11,6 Ma); soit 11,4 Ma. Les sédiments datant du Miocène Supérieur-Pliocène (deuxième intervalle) montrent des variations d'épaisseur beaucoup plus grandes que pour la séquence précédente, entre ~150 et ~300 m. Des mouvements verticaux de socle ont été mis en évidence par la présence d'*onlaps* et d'espaces d'accommodation nouvellement créés, permettant un nouveau mode de remplissage sédimentaire et la croissance de failles inverses (Fig. IV.11).

L'âge de cette déformation est tout à fait en accord avec celui de la forte subsidence constatée dans la Fosse au Sud de la ride (Chapitre III et Pichot et al., 2012). De part et d'autre de la ride, les sédiments reposent de manière non-conforme sur des sédiments d'âge Miocène Moyen-Supérieur à Pliocène Inférieur. La ride commence à se soulever à la fin du Miocène. Alors qu'au Sud la subsidence de la Fosse de Tiburon atteint ~1 km (Sumner et Westbrook, 2001 ; Pichot et al., 2012), du côté nord de la ride, cette déformation n'entraîne que des mouvements verticaux relativement faibles (jusqu'à ~250 m).

A l'exception de quelques failles inverses qui semblent se développer à cette période, vers 15,5°N de latitude, aucune déformation n'est observée au-delà d'une zone de fracture située à 50 km au Nord de la Ride de Tiburon. Cette zone de fracture possède une orientation parallèle à la Ride de Tiburon. La réactivation de cette zone de fracture s'accompagne d'un style de déformation très variable. Elle marque ainsi la limite Nord de la déformation néogène (Fig. IV.11).

Le manque de données autour de la Ride de Tiburon et, notamment au Sud, est à déplorer. En effet, il semble nécessaire de comparer les domaines septentrionaux et méridionaux de cette ride afin de mieux comprendre le contexte tectonique dans lequel la mise en place de la ride s'est opérée. Des interrogations demeurent : Comment la Fosse de Tiburon qui borde le flanc

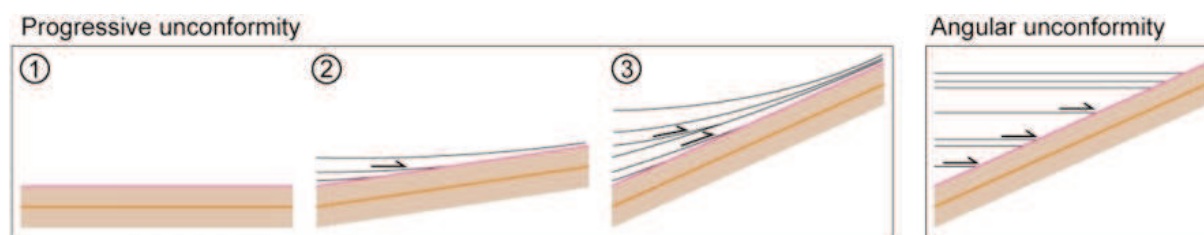
Sud de la ride a-t-elle évolué au cours du Néogène ? La déformation est-elle plus intense au Sud qu'au Nord, ou bien est-elle localisée principalement sur la Ride de Tiburon ?

### IV.3. Déformation au Quaternaire associée à la mise en place de la Ride de Barracuda

#### IV.3.1. Structures actives dans le Bassin de Tiburon

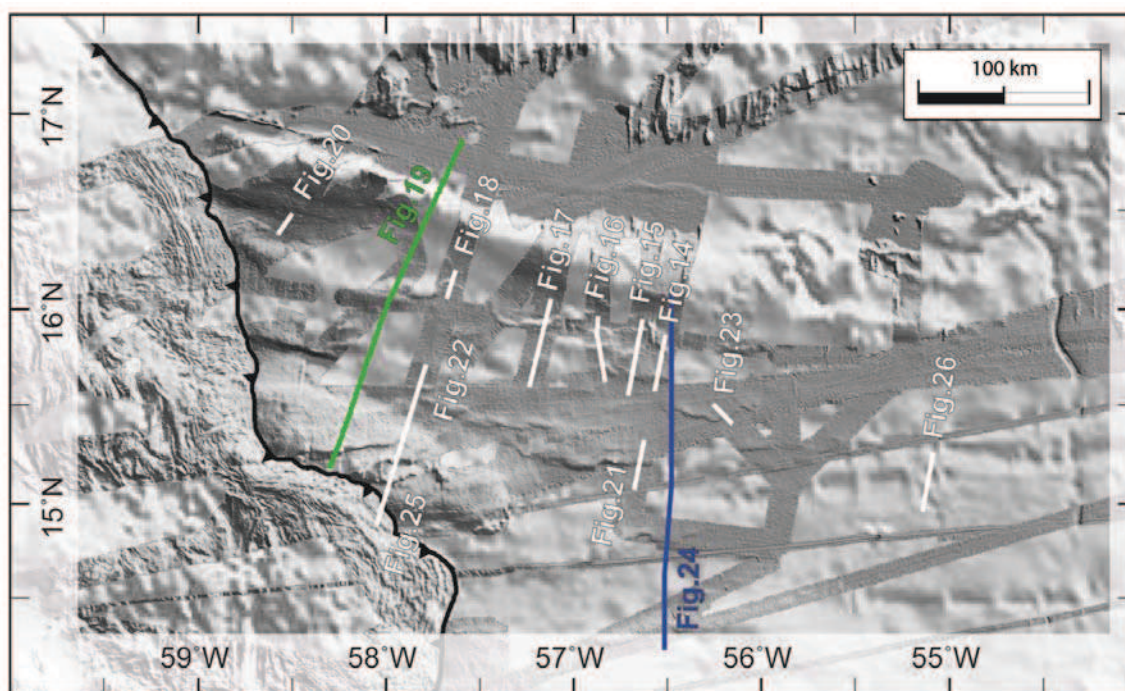
##### IV.3.1.1. Description

L'Unité 3 s'exprime très bien dans le Bassin de Tiburon. Elle se caractérise par une épaisse séquence sédimentaire remplissant approximativement la moitié du bassin (Chapitre III, Fig. III.21). La base de cette unité est définie par une discordance progressive d'ampleur régionale. Cette discordance est dite progressive car, ce qui la distingue d'une discordance angulaire classique (le long de laquelle les sédiments butent sur un substrat possédant un pendage différent), c'est que les sédiments se déposent au fur et à mesure sur un substrat en surrection. Le pendage des couches sédimentaires est différent au sein de cette séquence (Fig. IV.12). Dans cette section, nous allons passer en revue le type de structures qui se développent à cette période dans le Bassin de Tiburon (cf. Fig. IV.13).



**Figure IV.12.** Schéma illustrant une discordance progressive (à gauche). La croissance de la structure s'effectue pendant la sédimentation. A la fin de cette période de déformation les sédiments *onlap* le socle avec un pendage différent (stade 3). Schéma illustrant une discordance angulaire (à droite). Les sédiments ont le même pendage après que le socle ait basculé.

Au profil Anti.112 (Fig. IV.14), un pli déjeté, avec un plan axial dirigé vers le Nord, est présent (CDP 3450), suivi par un autre pli légèrement déjeté vers le Nord et basculé vers le Sud (CDP 4130, Fig. IV.14). La déformation observée au profil Anti.39 (Fig. IV.15) se caractérise par les structures suivantes : un pli faiblement déjeté basculé vers le Sud (CDP 500), un pli symétrique avec un axe vertical légèrement incliné vers le Nord (CDP 1000) et une faille inverse à vergence vers le Nord (CDP 1530). Les profils Anti.44-43 montrent eux aussi une série de plis symétriques avec un axe vertical (Fig. IV.16). Le profil Anti.9 (Fig. IV.17) montre un pli déjeté vers le nord (CDP 3650). Le réflecteur e2 montre une faille inverse à faible rejet vertical s'initiant sur le flanc nord de cette structure. Cette faille n'est plus active depuis le dépôt du réflecteur m2 (Miocène Moyen à Supérieur). Nous avons observé que la surrection du bloc crustal (CDP 4550) empêche le dépôt de l'Unité 3. L'intervalle entre le réflecteur m1 et pp s'amincit au toit de cette structure indiquant un mouvement précoce au Néogène. La géométrie de la couverture sédimentaire décrit un pli droit.



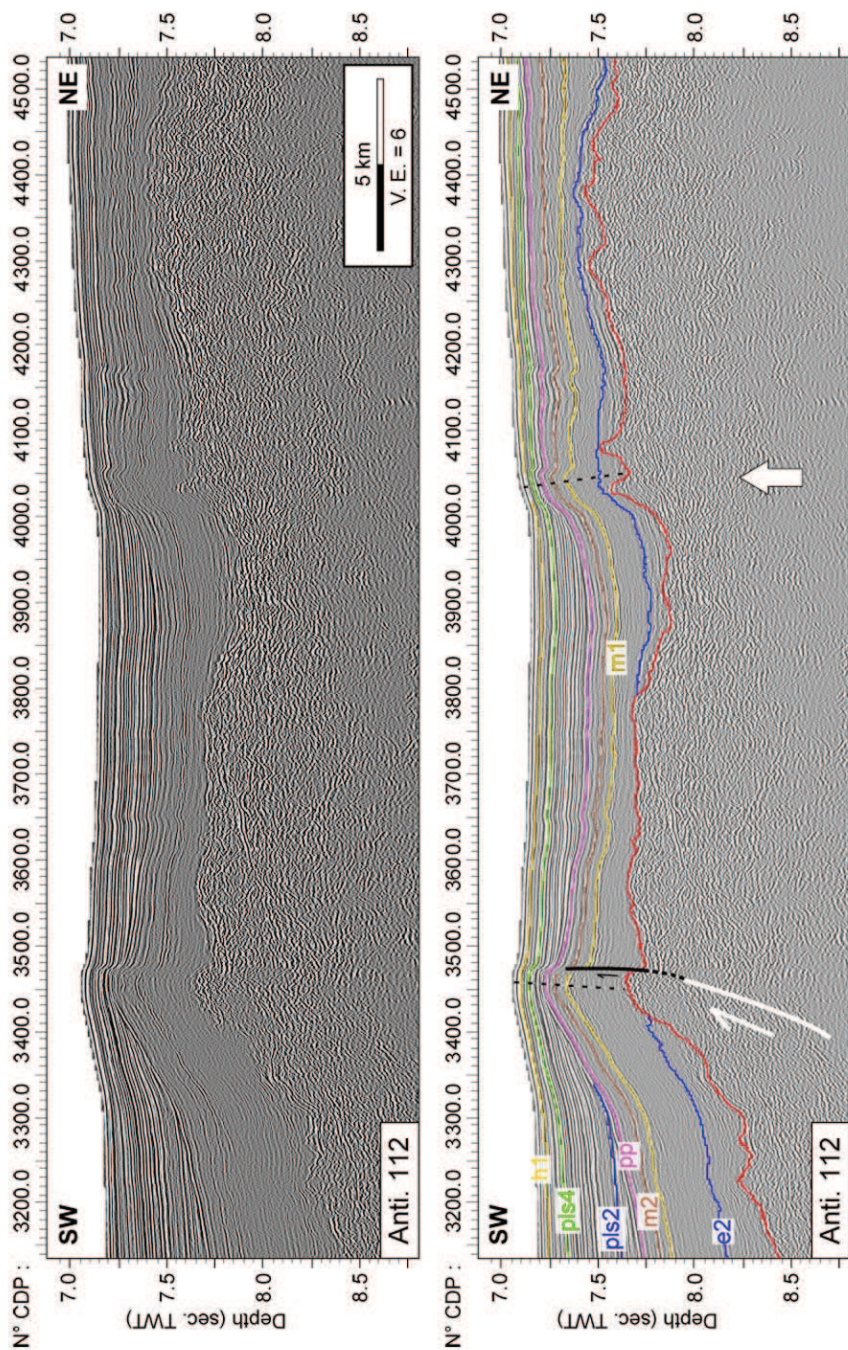
**Figure IV.13.** Carte bathymétrique compilée à partir de sondeur multi faisceaux et données altimétriques satellitaires (Smith and Sandwell, 1997) sur laquelle est représentée la localisation des profils évoqués à la section IV.3.1.1.

Nous avons déjà mentionné la présence d'une faille inverse (à vergence nord) sur le profil Anti.701 (CDP 5800, section IV.2.2.2. **Fig. IV.10**). Au Quaternaire cette structure continue à se développer en formant un pli droit dans la partie supérieure de la couverture sédimentaire (**Fig. IV.18**). Le profil RC1701 montre un bloc en surrection au pied de la Ride de Barracuda. Une faille inverse semble être présente le long de son flanc sud avec une vergence Nord (**Fig. IV.19**). Le profil Anti.5 (**Fig. IV.20**) présente une faille inverse à vergence Nord (CDP 600, **Fig. IV.20**). Cette structure s'enracine dans le socle et traverse l'ensemble de la couverture sédimentaire.

Nous avons évoqué dans la section IV.2.2, la présence de structures majeures au Nord de la Ride de Tiburon s'initiant dès le Miocène moyen à supérieur. Ces structures sont reprises en compression par cette déformation quaternaire (**Figs. IV.21** et **IV.22**). Les sédiments quaternaires sont plissés au dessus de ces structures. La discordance pléistocène inférieur est bien exprimée au niveau de ces structures (Anti.701, **Fig. IV.22**).

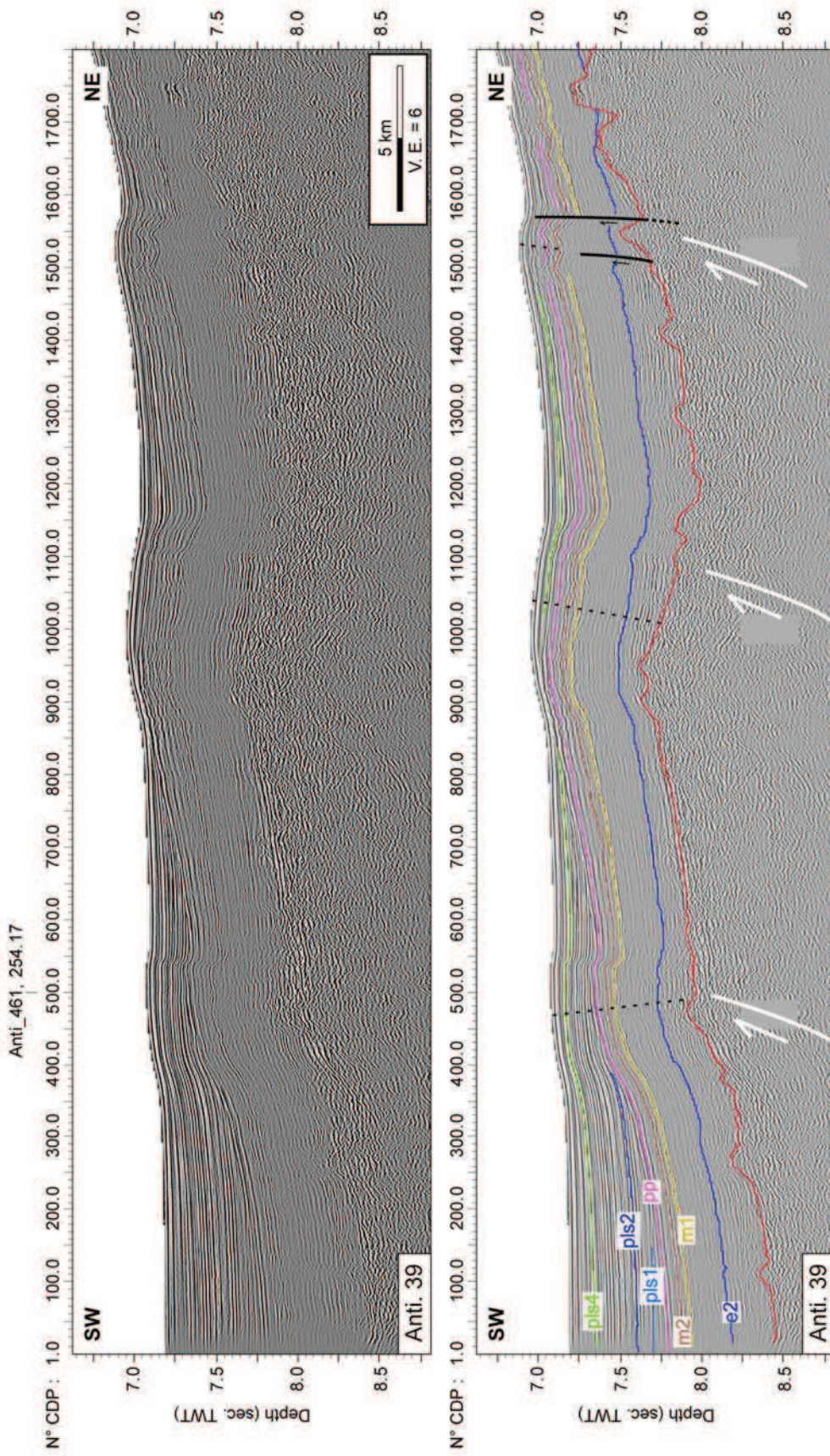
A l'Est du Bassin de Tiburon, le profil Anti.14 (**Fig. IV.23**) montre une faille inverse affectant l'ensemble de la couverture sédimentaire et s'enracinant dans le socle. Cette structure n'est active qu'au cours du Quaternaire, les réflecteurs m1, m2 et pp enregistrent la même quantité de soulèvement. Le profil EQUAP 72 publié par Peter et Westbrook (1976) à l'Est de la Ride de Tiburon est le seul à s'étendre aussi loin vers le Sud (**Fig. IV.24**). A partir de ce profil on voit clairement une structure anticlinale actuellement en surrection au sud de 15°N. Ce profil nous montre que la déformation quaternaire se propage loin vers le Sud jusqu'à la latitude de la Ride de Tiburon.





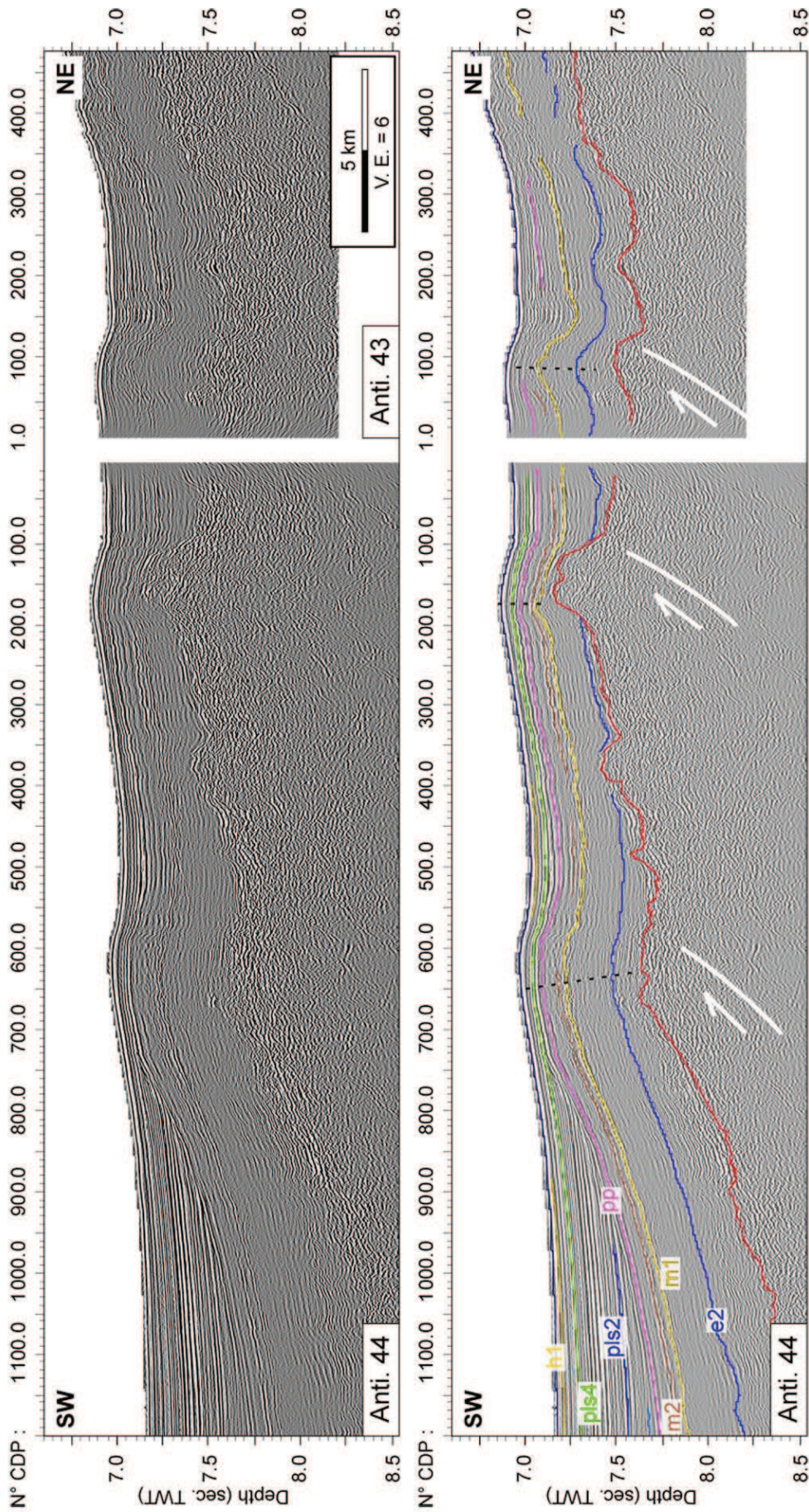
**Figure IV.14.** Section du profil Anti. 112 (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. e2, réflecteur de l'Eocène Supérieur. m1, réflecteur du Miocène Inferieur. m2, réflecteur du Miocène Moyen-Supérieur. pp, réflecteur de la limite Plio-Pleistocène. pls2 et pls4, réflecteurs du Pleistocène. h1, réflecteur Holocène. La direction du mouvement vertical affectant le socle est indiquée par des flèches blanches. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis. Le réflecteur correspondant au toit du socle est indiqué en rouge. V.E., exagération verticale x 6.





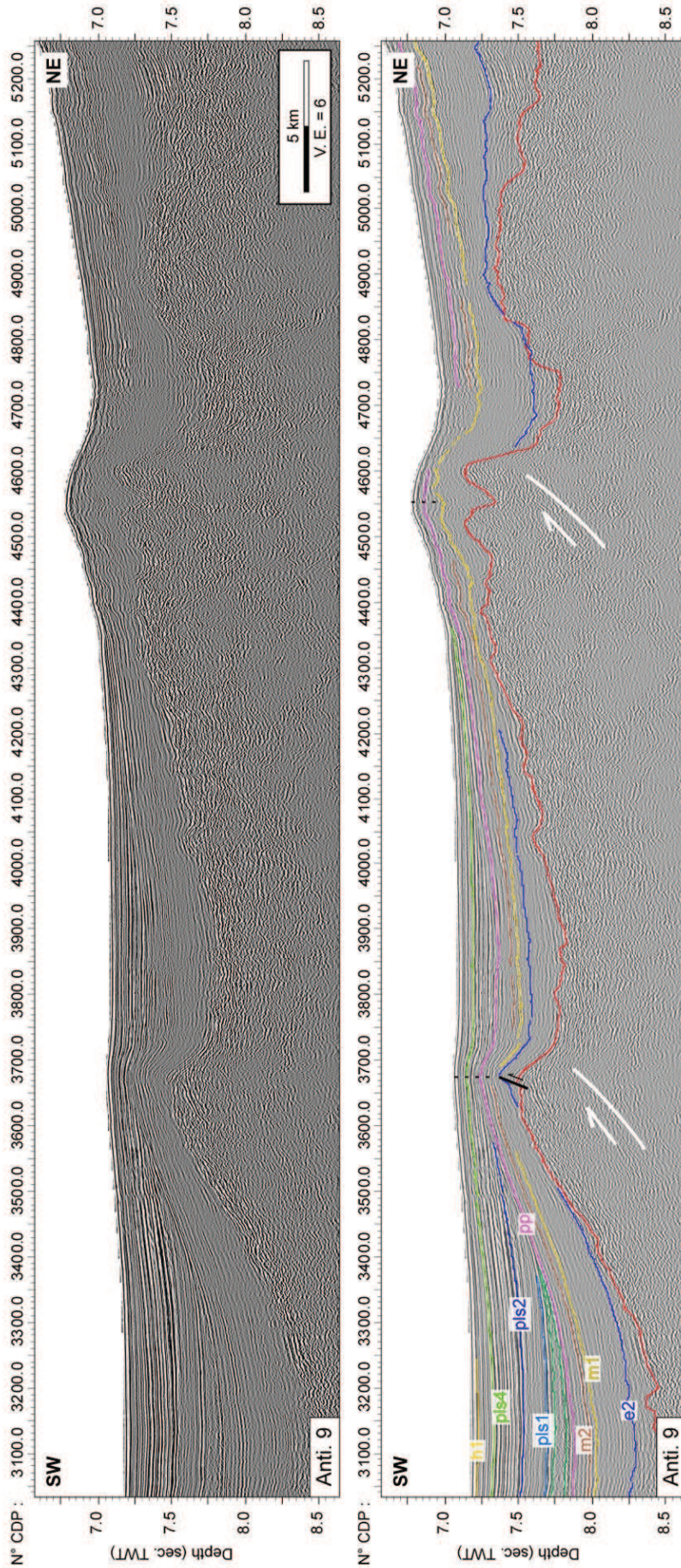
**Figure IV.15.** Section du profil Anti. 39 (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. e2, réflecteur de l'Éocène Supérieur. m1, réflecteur du Miocène Inférieur. m2, réflecteur du Miocène Moyen-Supérieur. pp, réflecteur de la limite Plio-Pleistocène. pls2 et pls4, réflecteurs du Pleistocène. h1, réflecteur Holocène. La direction du mouvement vertical affectant le socle est indiquée par des flèches blanches. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis. Le réflecteur correspondant au toit du socle est indiqué en rouge. V.E., exagération verticale x 6.





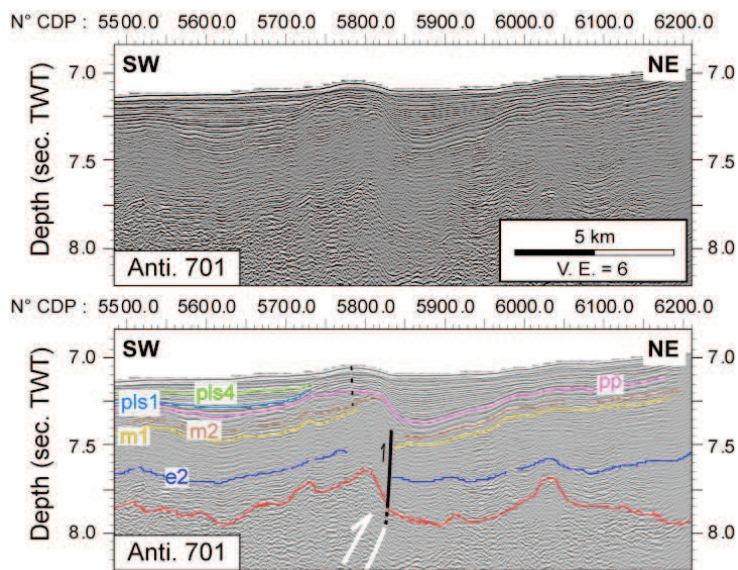
**Figure IV.16.** Section du profil Anti. 44-43 (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. e2, réflecteur de l'Éocène Supérieur. m1, réflecteur du Miocène Inférieur. m2, réflecteur du Miocène Moyen-Supérieur. pp, réflecteur de la limite Plio-Pléistocène. pls2 et pls4, réflecteurs du Pléistocène. h1, réflecteur Holocène. La direction du mouvement vertical affectant le socle est indiquée par des flèches blanches. Les traits pointillés indiquent l'axe des pls. Le réflecteur correspondant au toit du socle est indiqué en rouge. V.E., exagération verticale x 6.



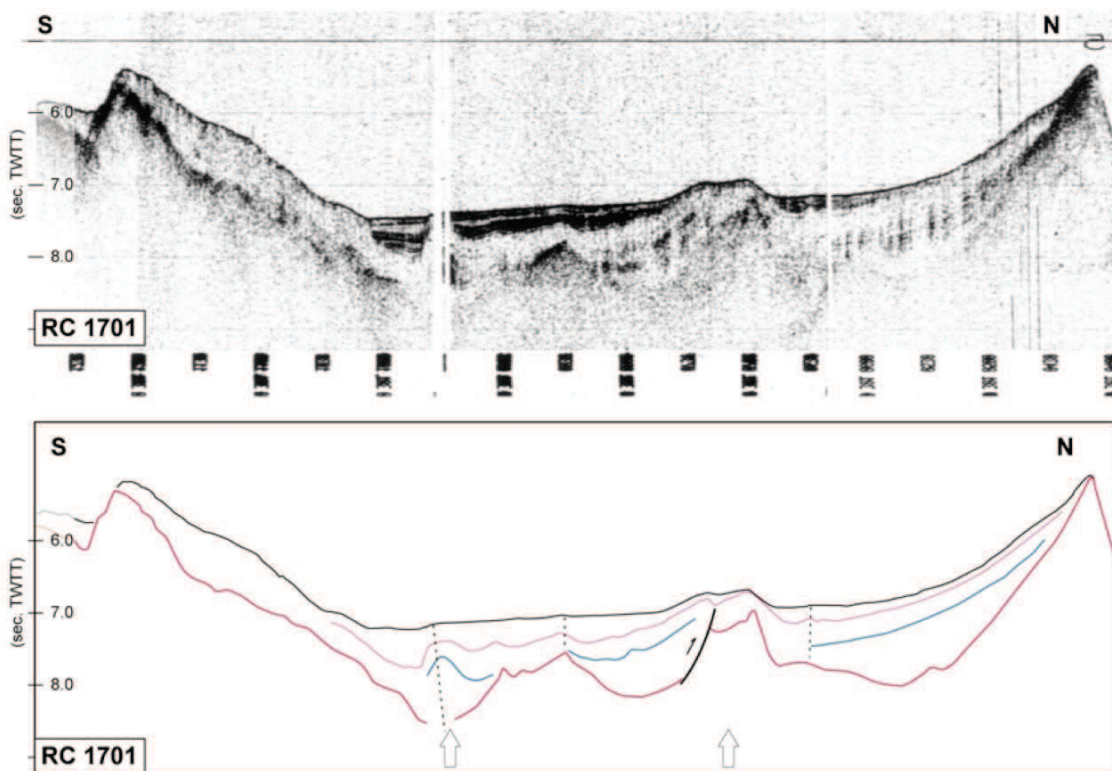


**Figure IV.17.** Section du profil Anti. 9 (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. e2, réflecteur de l'Eocène Supérieur. m1, réflecteur du Miocène Inférieur. m2, réflecteur du Miocène Moyen-Supérieur. pp, réflecteur de la limite Plio-Pléistocène. pls2 et pls4, réflecteurs du Pleistocène. h1, réflecteur Holocène. La direction du mouvement vertical affectant le socle est indiquée par des flèches blanches. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis. Le réflecteur correspondant au toit du socle est indiqué en rouge. V.E., exagération verticale x 6.

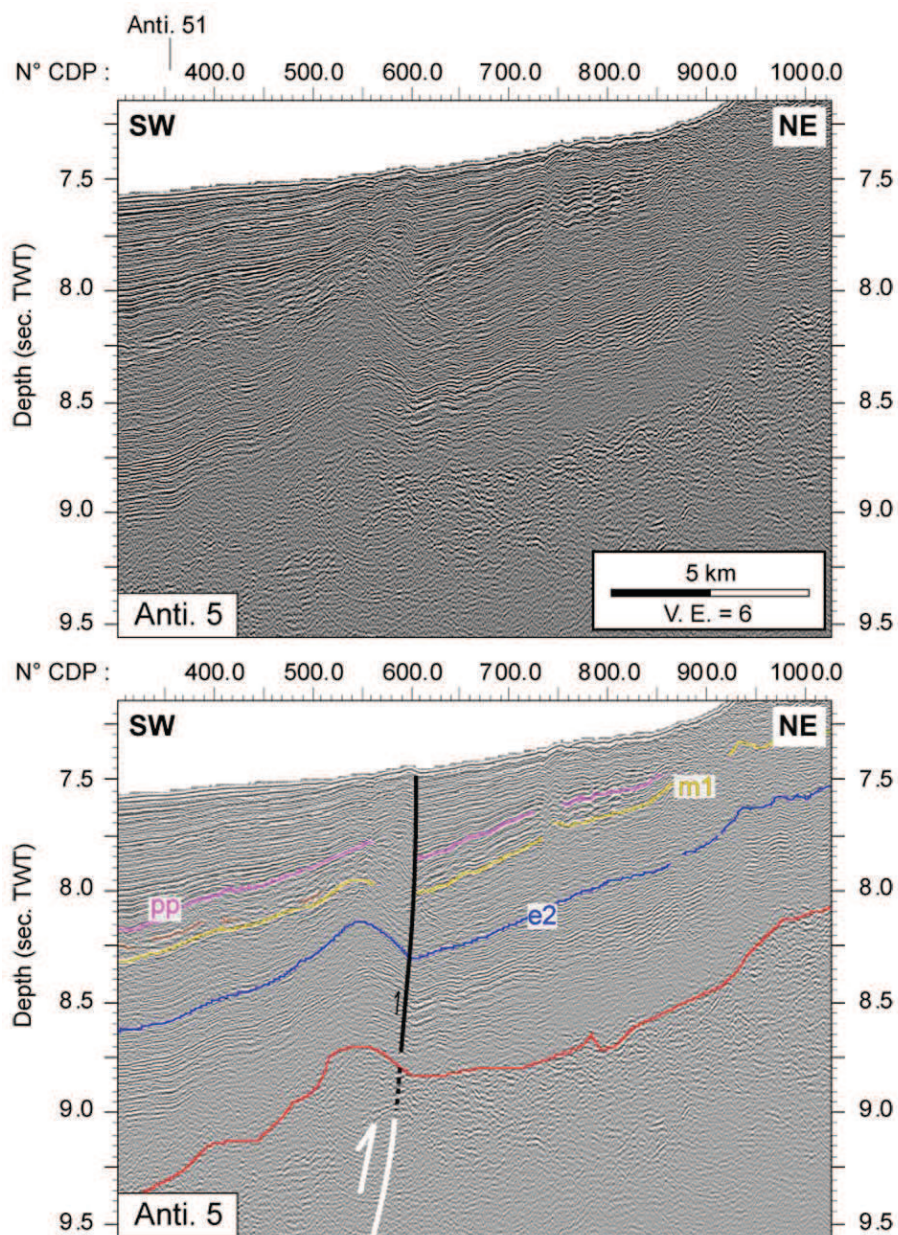




**Figure IV.18.** Section du profil Anti. 701 (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut profil non-interprété, en bas les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. e2, réflecteur de l'Eocène Supérieur. m1, réflecteur du Miocène Inferieur. m2, réflecteur du Miocène Moyen-Supérieur. pp, réflecteur de la limite Plio-Pléistocène. pls2 et pls4, réflecteurs du Pleistocène. h1, réflecteur Holocène. La direction du mouvement vertical affectant le socle (en rouge) est indiquée par des flèches blanches. V.E., exagération verticale x 6.

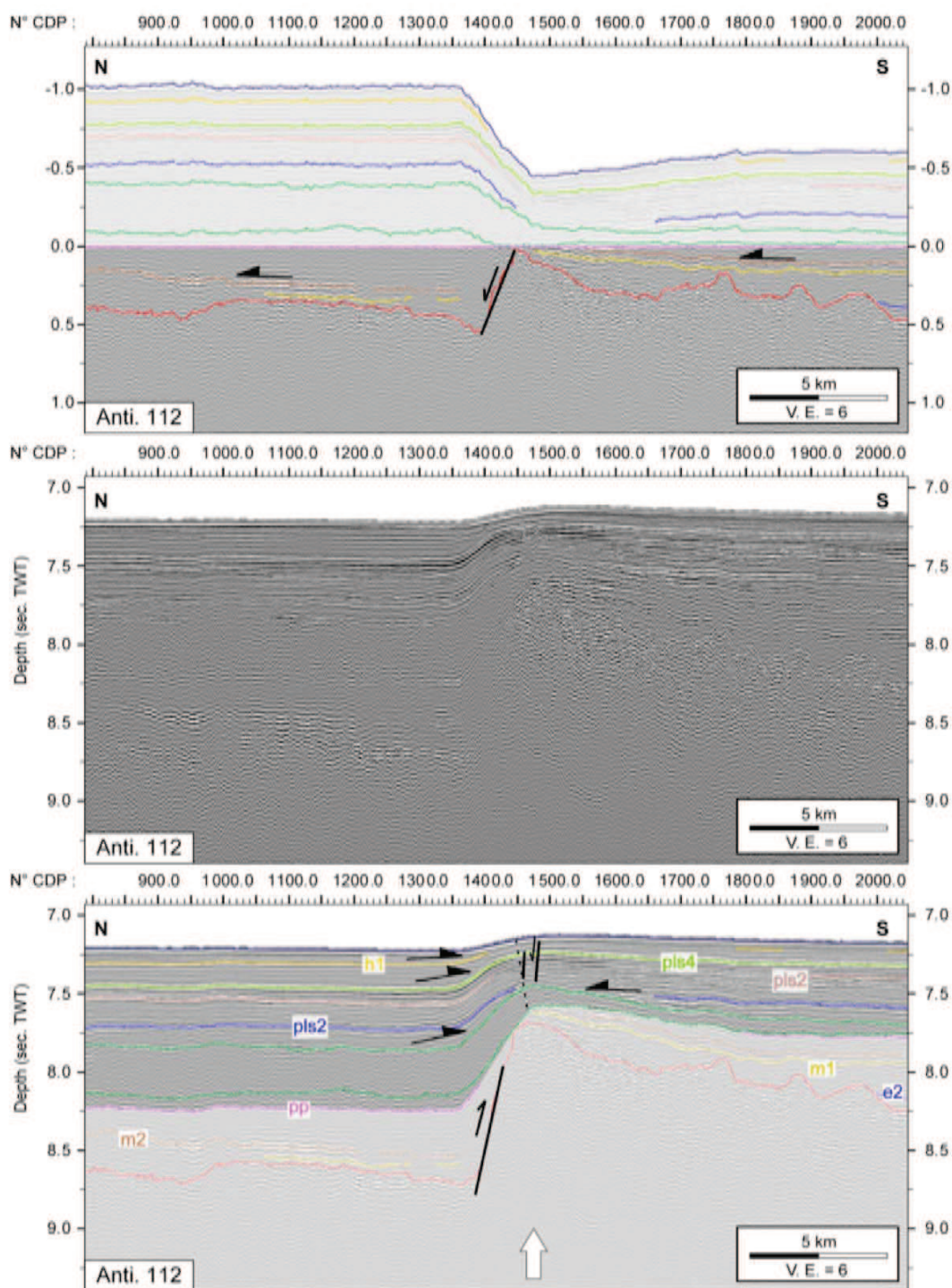


**Figure IV. 19.** Profil RC 1701 (voir Fig. IV.13 pour localisation) avec au Nord, la Ride de Barracuda et au Sud, la Ride de Tiburon. En haut profil non-interprété, en bas les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. Les réflecteurs sont, de haut en bas, le fond de la mer en noir, le pp en rose, le e2 en bleu et le socle en rouge. La direction du mouvement vertical affectant le socle est indiquée par des flèches blanches. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis.

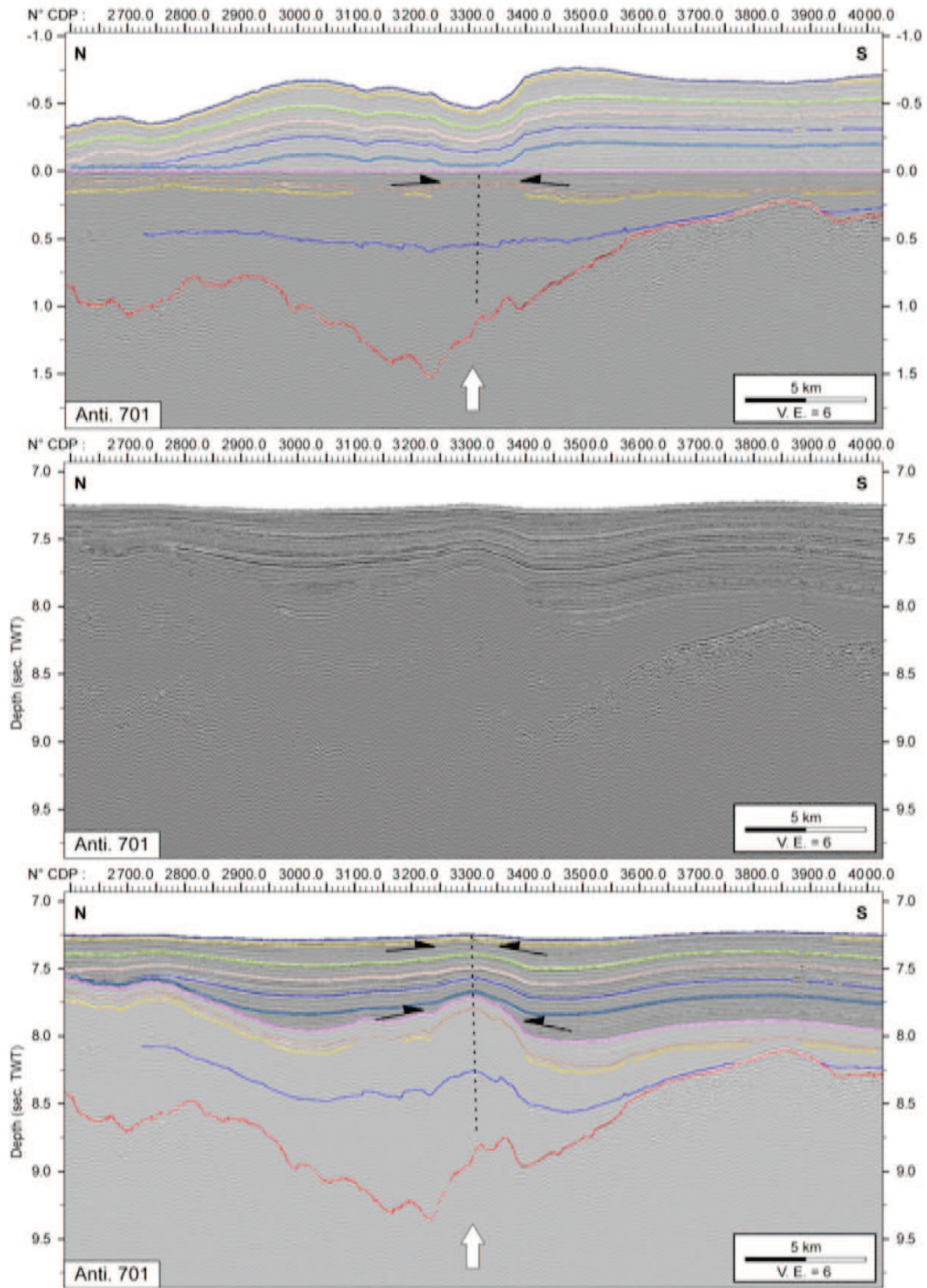


**Figure IV.20.** Section du profil Anti. 5 (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. e2, réflecteur de l'Eocène Supérieur. m1, réflecteur du Miocène Inferieur. m2, réflecteur du Miocène Moyen-Supérieur. pp, réflecteur de la limite Plio-Pléistocène. pls2 et pls4, réflecteurs du Pléistocène. h1, réflecteur Holocène. La direction du mouvement vertical affectant le socle (en rouge) est indiquée par des flèches blanches. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis. Le réflecteur correspondant au toit du socle est indiqué en rouge. V.E., exagération verticale x 6.



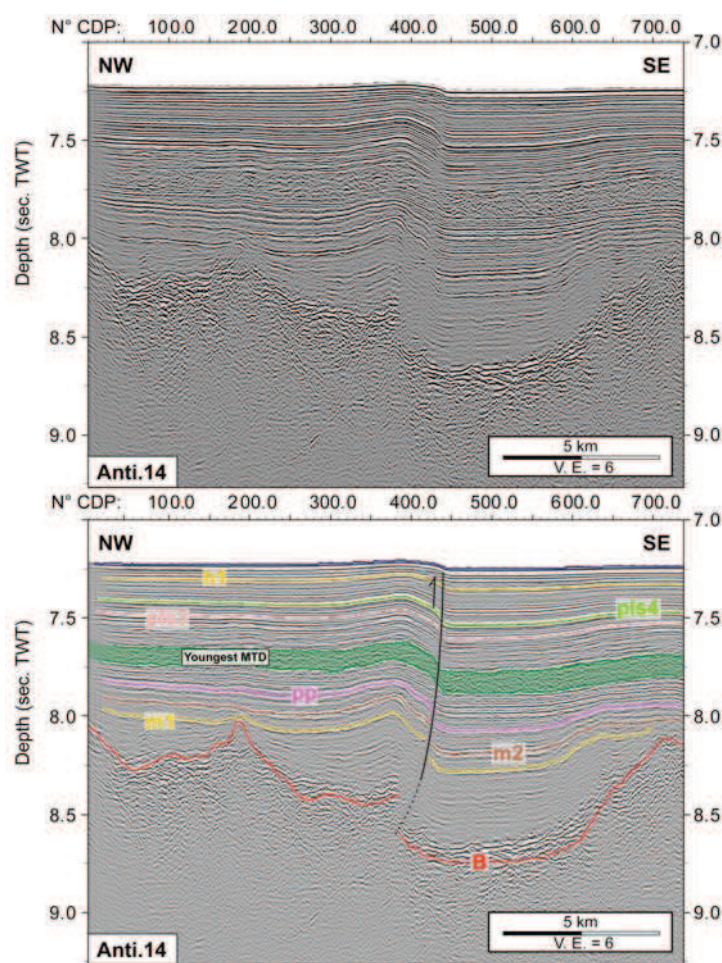


**Figure IV.21.** Section du profil Anti. 112 montrant la réactivation quaternaire de la structure Néogène (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut, profil montrant la mise à plat au Pléistocène Inférieur (réflecteur pp). Au centre, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. e2, réflecteur de l'Eocène Supérieur. m1, réflecteur du Miocène Inférieur. m2, réflecteur du Miocène Moyen-Supérieur. pp, réflecteur de la limite Plio-Pléistocène. pls2 et pls4, réflecteurs du Pléistocène. h1, réflecteur Holocène. La direction du mouvement vertical affectant le socle (en rouge) est indiquée par des flèches blanches. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis. Le réflecteur correspondant au toit du socle est indiqué en rouge. V.E., exagération verticale x 6.



**Figure IV.22.** Section du profil Anti. 701 montrant la réactivation quaternaire de la structure néogène (voir Fig. IV. 13 pour localisation). En haut, profil montrant la mise à plat au Pléistocène Inférieur (réflecteur pp). Au centre, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. Voir texte pour discussion. La direction du mouvement vertical affectant le socle est indiquée par une flèche blanche. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis. Le réflecteur correspondant au toit du socle est indiqué en rouge. V.E., exagération verticale x 6.



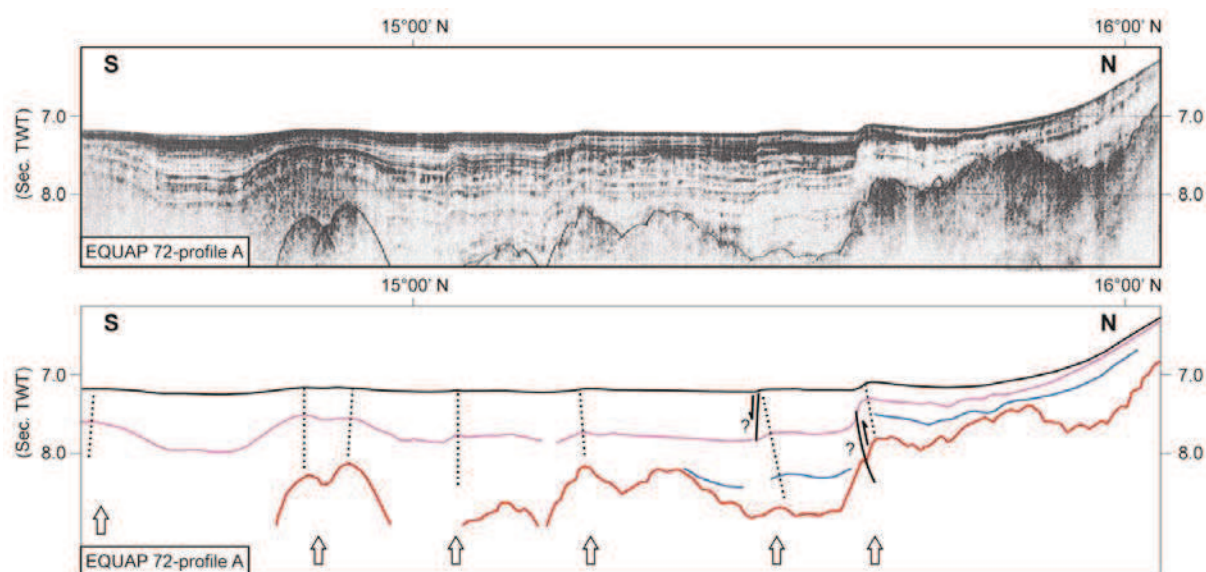


**Figure IV.23.** Profil Anti. 14. Montrant la déformation Quaternaire à l'Est du Bassin de Tiburon (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut, profil montrant la mise à plat au Pléistocène inférieur (réflecteur pp). Au centre, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. m1, réflecteur du Miocène Inferieur. m2, réflecteur du Miocène Moyen-Supérieur. pp, réflecteur de la limite Plio-Pléistocène. pls2 et pls4, réflecteurs du Pleistocène. h1, réflecteur Holocène. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis. Le réflecteur correspondant au toit du socle est indiqué en rouge. V.E., exagération verticale x 6.

Le profil Anti.701 (Fig. IV.25) montre une faille inverse (CDP 2100) et des plis anticlinaux qui affectent la couverture sédimentaire et le socle au pied de la Ride de Tiburon. La géométrie du réflecteur e2 indique que l'accident le plus septentrional n'existait pas à l'Éocène moyen à supérieur (CDP 2100, Fig. IV.25). Les escarpements lacérant la Ride de Tiburon sont identifiables sur la sismique (profil Anti.701; Fig. IV.25). En profondeur, la qualité de la sismique ne nous permet pas de déterminer clairement la nature de ces structures (bloc basculé ou chevauchement).

Des structures similaires actives au Quaternaire sont observées au nord du profil EP 129 (Fig. IV.26) et joueraient plus en faveur de blocs basculés. Compte tenu de la géométrie des sédiments antérieurs au Plio-Pléistocène, plus épais vers le mur des failles, ces structures ont déjà été actives avant le Quaternaire. Cependant, le faciès sismique hautement perturbé à la base de la couverture sédimentaire ne nous permet pas de définir précisément le type de déformation associé à ces structures. Nous ne pouvons pas exclure qu'il puisse s'agir de chevauchements.

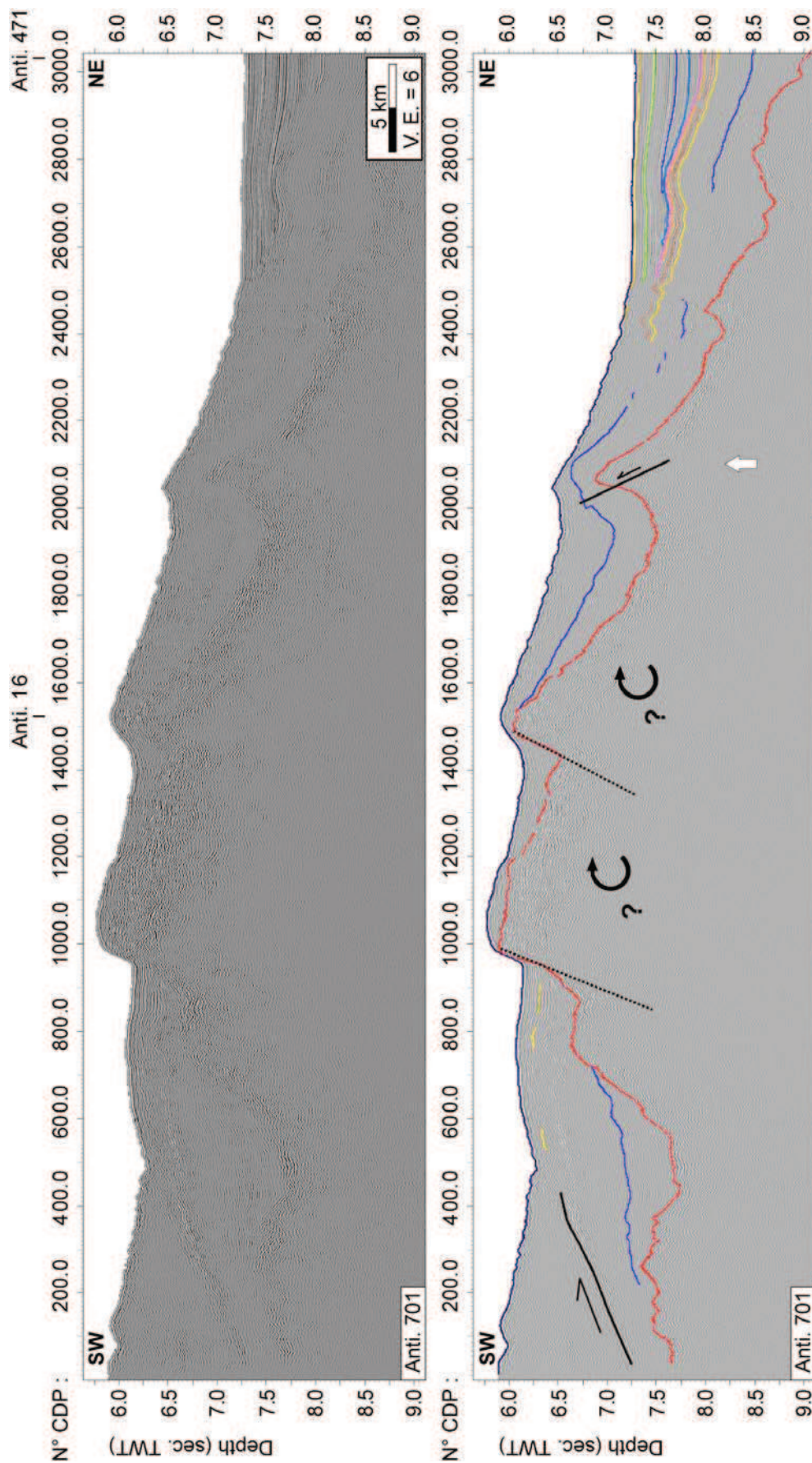




**Figure IV.24.** Profil EQUAP 72 (Peter et Westbrook, 1976). En haut, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs (de haut en bas, fond de la mer, pp, e2 et le socle) ont été interprétés ainsi que les accidents majeurs déformant la couverture sédimentaire au Quaternaire. Les traits pointillés indiquent l'axe des plis.

#### IV.3.1.2. Interprétation

Le Quaternaire se caractérise ainsi par une discordance progressive datée du Pléistocène Inférieur (2,3 Ma) montrant un basculement progressif du flanc Sud de la Ride de Barracuda. Ce basculement s'accompagne de chevauchements dans le socle à vergence vers le Nord le long du flanc Sud de la Ride et affectent la couverture sédimentaire (des plis droits déjetés vers le Nord et des failles inverses à vergence majoritairement vers le Nord, Fig. IV.14 à Fig. IV.20). Ces structures impliquent des mouvements verticaux de socle de l'ordre de 0,6 s TWTT (~600 m) et 0,7 s TWTT (~700 m) calculés respectivement sur les profils Anti. 112 et Anti. 9 (Figs. IV.14 et IV.17, respectivement). Cette phase de déformation s'étend vers le Sud. Des failles inverses apparaissent au centre du Bassin de Tiburon affectant l'ensemble de la couverture sédimentaire (Anti.14, Fig. IV.23). Les structures actives à la fin du Néogène sont réactivées en compression à cette période (Fig. IV.21 et Fig. IV.22). La discordance progressive est présente sur le flanc Sud de la Ride de Tiburon (Anti.701, Fig. IV.10). Des blocs basculés sont réactivés vers 15°N à l'Est du bassin ainsi que sur la Ride de Tiburon (Fig. IV.25 et Fig. IV.26). La Ride de Tiburon est donc aussi réactivée, dans une moindre mesure, par cette phase de déformation.

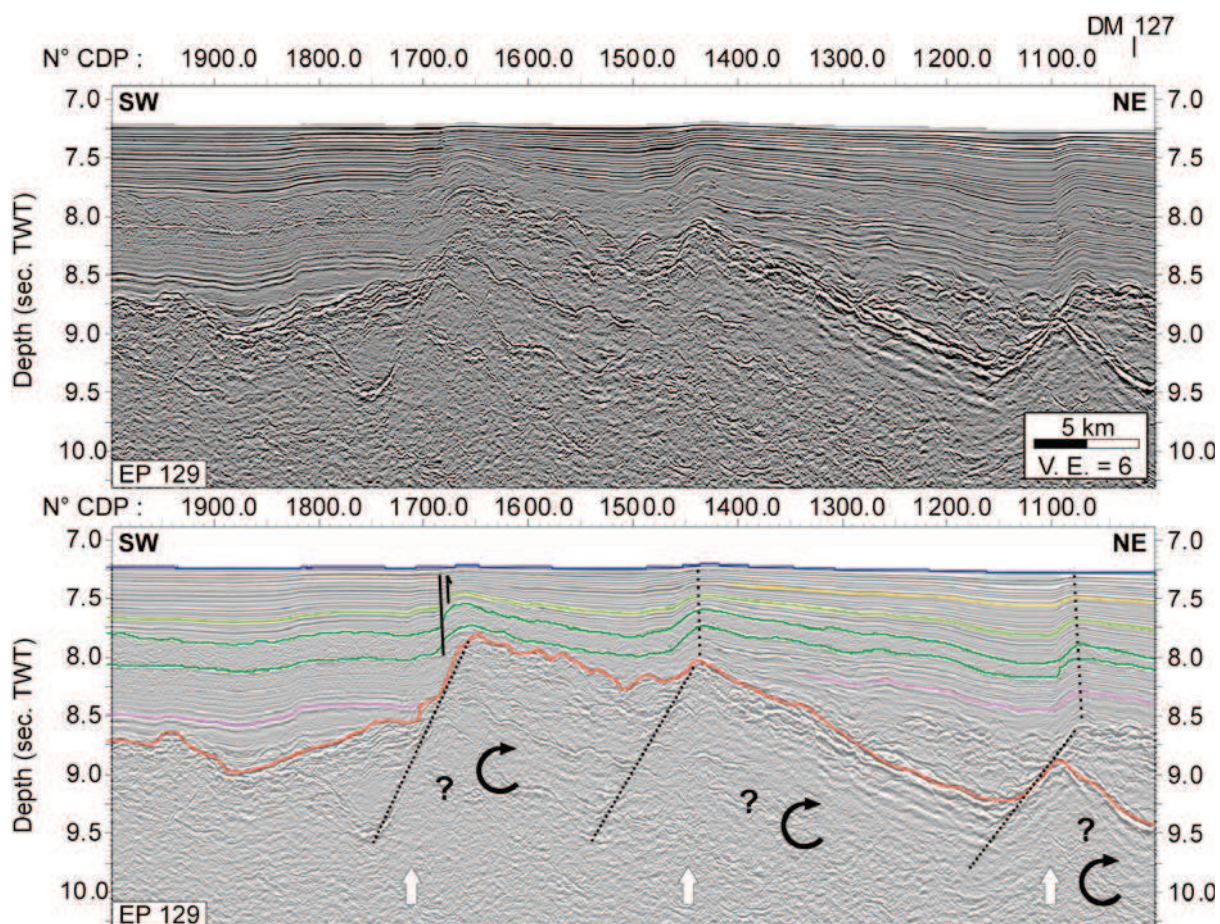


**Figure IV.25.** Section du profil 701 (voir Fig. IV.13 pour localisation). Les escarpements situés sur la Ride de Tiburon, visibles en bathymétrie, sont bien identifiés en sismique. En haut, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs sont représentés.



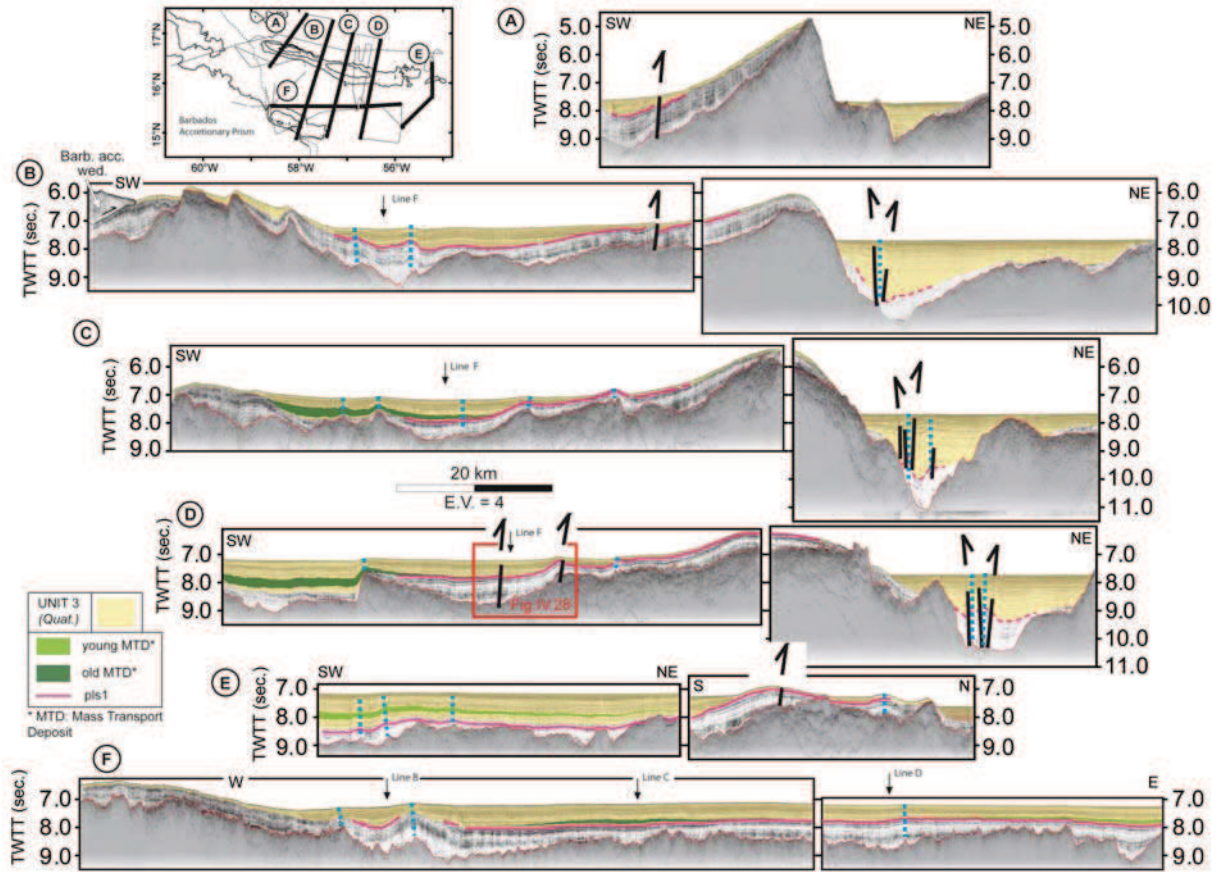
Cette phase de déformation se répartit donc sur une large zone d'environ 200 km de large et semble s'amortir vers l'Est (i.e. le profil Anti.36-35, Fig. IV.7, indique une déformation moins intense que sur les profils à l'Ouest). Les structures, qui caractérisent cette phase de déformation, montrent un contexte en compression (Fig. IV.27). Nous n'avons pas repéré de structures présentant des évidences d'extension. En général, le pendage des failles dépasse les  $30^\circ$  comme le montre la figure IV.28 où le pendage des failles est entre  $55^\circ$  et  $75^\circ$ . La forte verticalité de ces failles impose une composante décrochante associée à cette phase de déformation. Cette déformation quaternaire affectant le Bassin de Tiburon serait donc de type transpressif.

Les données bathymétriques nous indiquent que ces structures identifiées par la sismique s'exprime parfaitement à la surface du fond de la mer. Les axes de ces reliefs présentent une orientation Est-Ouest, donc obliques par rapport à l'axe des rides. En revanche, ces accidents sont alignés parallèlement aux rides (Fig. IV.29). Ainsi, la surrection de la Ride de Barracuda s'accompagne d'une déformation transpressive dextre affectant la couverture sédimentaire et se repérant en surface par des plis en échelons. L'identification des zones de fracture par les données gravimétriques et magnétiques (Westbrook et al., 1984) nous montre que ces plis en échelon semblent suivre la direction de celles-ci (Fig. IV.29).

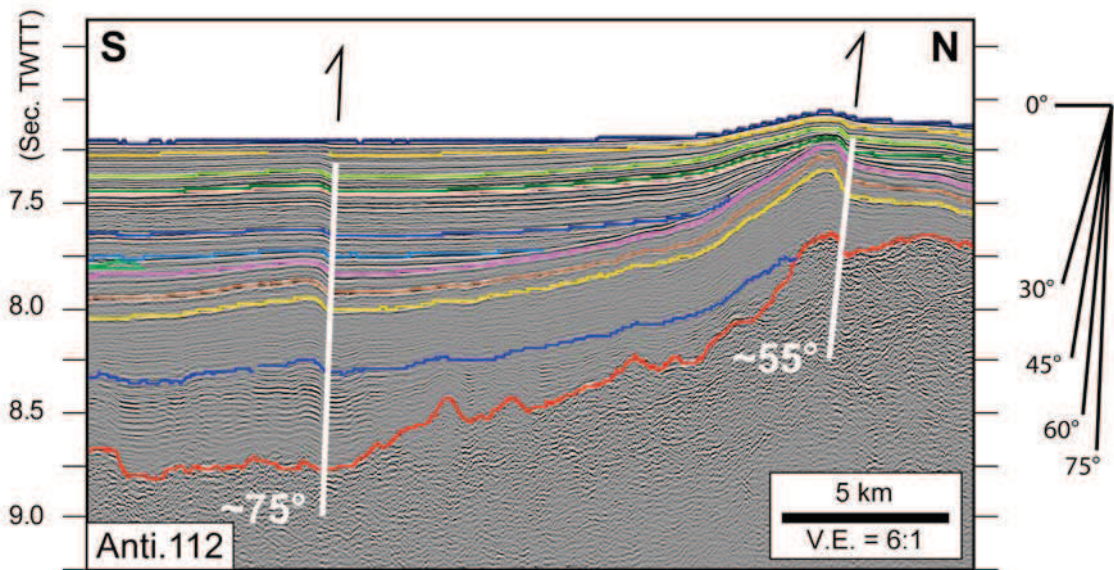


**Figure IV.26.** Section du profil EP 129 (voir Fig. IV.13 pour localisation). En haut, profil non-interprété, en bas, les principaux réflecteurs sont représentés.

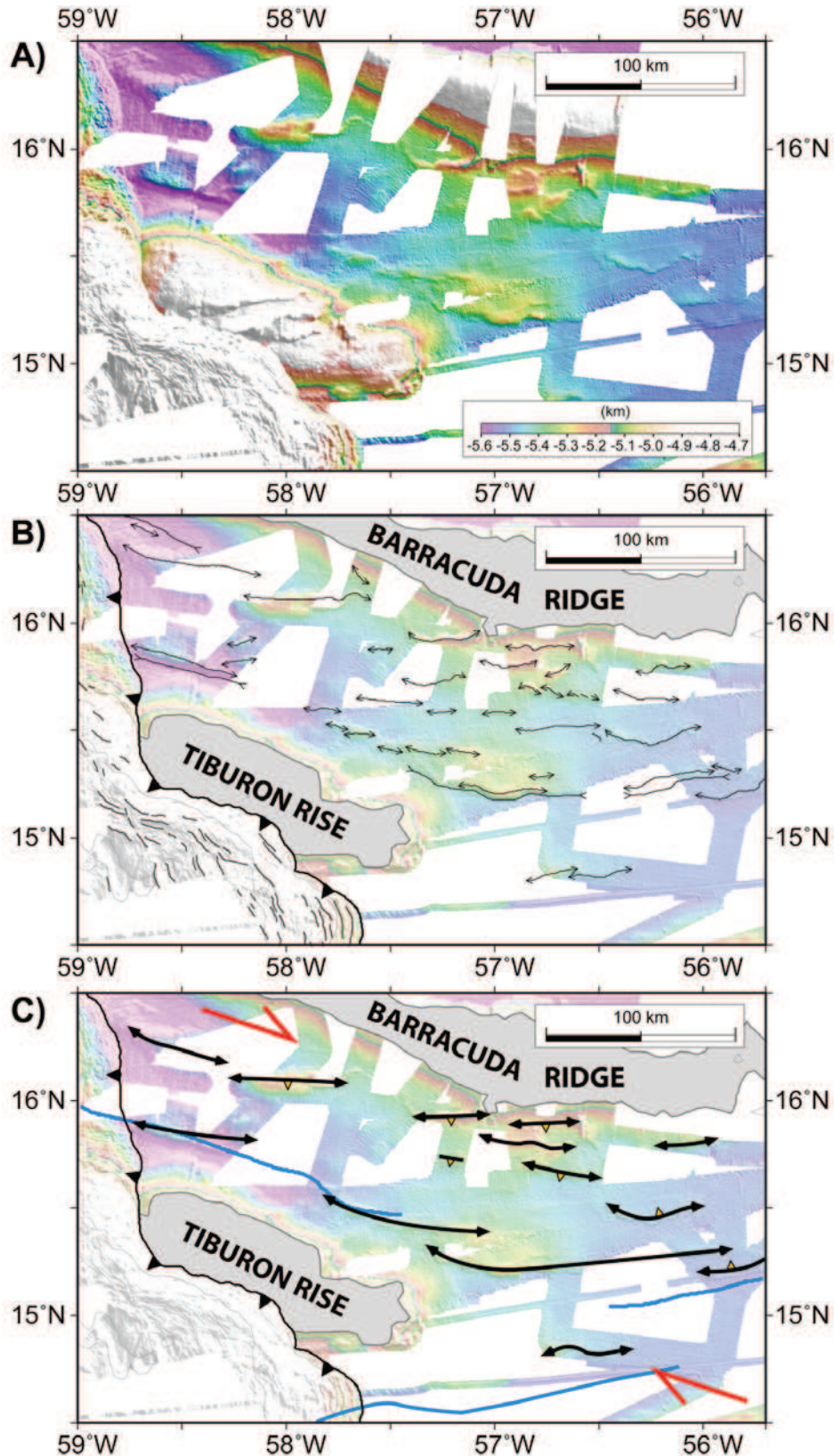




**Figure IV.27.** Interprétations sismiques des principaux profils Antiplac traversant les rides de Tiburon et Barracuda (voir Fig.III.21 pour le détail). Déformation quaternaire affectant la couverture sédimentaire avec en pointillés bleus, les axes des plis et en noir, les failles majeures.



**Figure IV.28.** Section du profil Anti.112 (voir Fig.IV.27 pour localisation, cadre rouge). Le pendage des failles (en blanc) est supérieur à 30° suggérant une composante décrochante associée à la déformation quaternaire.



**Figure IV.29.** Carte structurale. A) Carte bathymétrique multifaisceaux. B) Interprétation des structures principales. C) Interprétation du style de déformation. L'alignement des structures selon une direction NW-SE et la direction des axes de ces structures (E-W) suggèrent un contexte tectonique en transpression dextre. Les zones de fractures sont représentées en bleu. Le front du prisme est représenté en traits gras noirs avec des triangles.



## IV.3.2. Structures actives dans la Fosse de Barracuda

### IV.3.2.1. Description

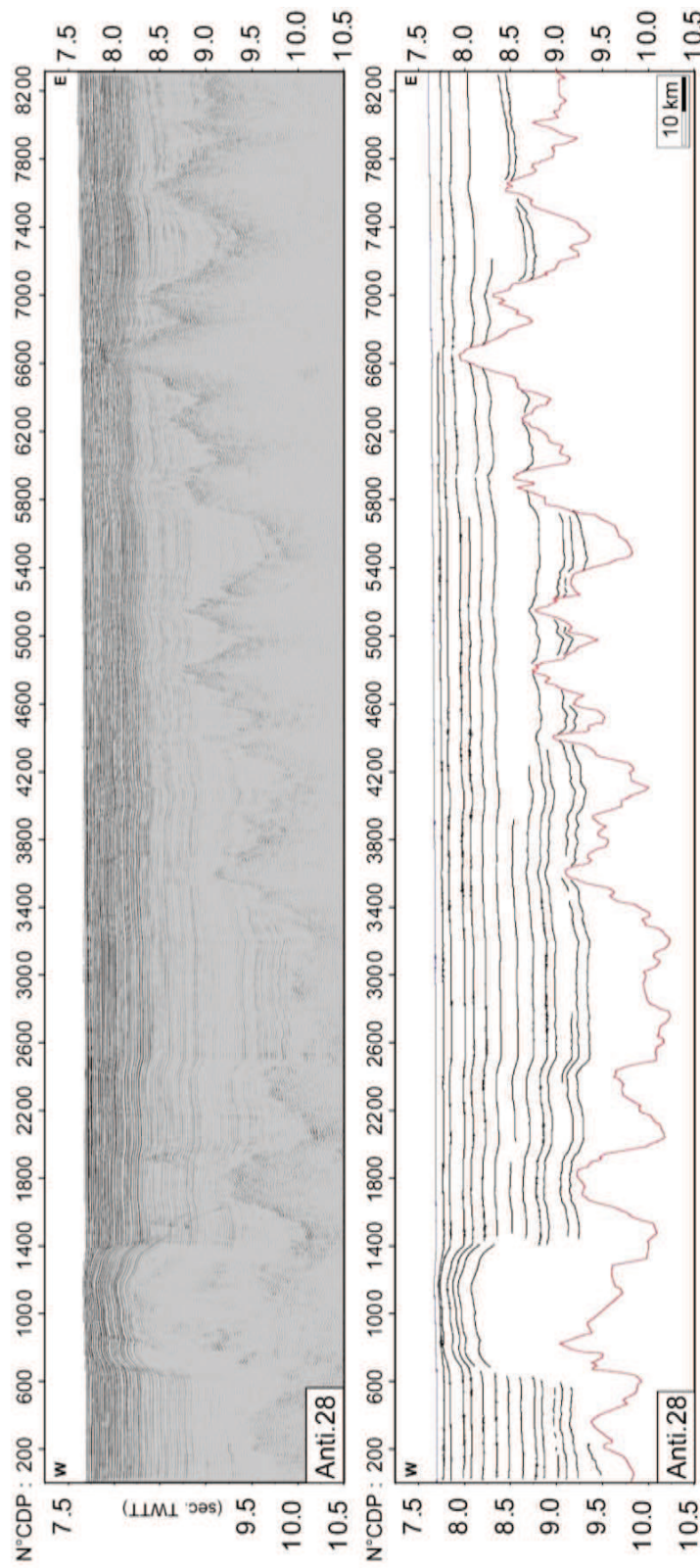
La Fosse de Barracuda est étroite, atteignant une largeur entre 30 km à l'Est et 22 km à l'Ouest, et jusqu'à 50 km en son centre. Le flanc Sud de la Fosse est très abrupt (correspondant au flanc nord de la Ride de Barracuda) et le flanc Nord est moins escarpé. Il existe un haut de socle présent sur l'ensemble des profils, localisés, soit au centre de la fosse, soit à l'aplomb du flanc Sud, décrivant une marche d'escalier. Les faciès sismiques de la couverture sédimentaire sont décrits dans le chapitre précédent (Chapitre III). Les profils 28 et 27 ont une orientation Est-Ouest le long de l'axe de la fosse (Figs. IV.30 et IV.31). Les réflecteurs se terminent en biseaux aux extrémités Est et Ouest de la fosse. L'épaisseur sédimentaire est maximale au centre de la fosse (entre 57°3W et 56°W). L'ensemble des profils sismiques Antiplac d'orientation Nord-Sud traversant la Fosse de Barracuda, sont décrits ci-dessous (Figs. IV.32 à IV.40). Avant de nous intéresser aux profils localisés au centre de la fosse, nous présenterons d'abord les profils situés aux extrémités Est et Ouest.

Le profil Anti.30 (à l'Est, Fig. IV.32) ne montre pas de déformation importante. Seule la base de la colonne sédimentaire est faiblement inclinée vers le Sud (Fig. IV.32). Quelques failles normales affectent la base de la couverture sédimentaire. Au centre de la fosse, un haut de socle s'est légèrement soulevé déformant la partie basale de la couverture sédimentaire (structure en pop up), située au dessus de cette structure. La partie supérieure de la couverture sédimentaire n'est pas affectée par ces petits mouvements verticaux. Les réflecteurs sont bien continus et isopaques.

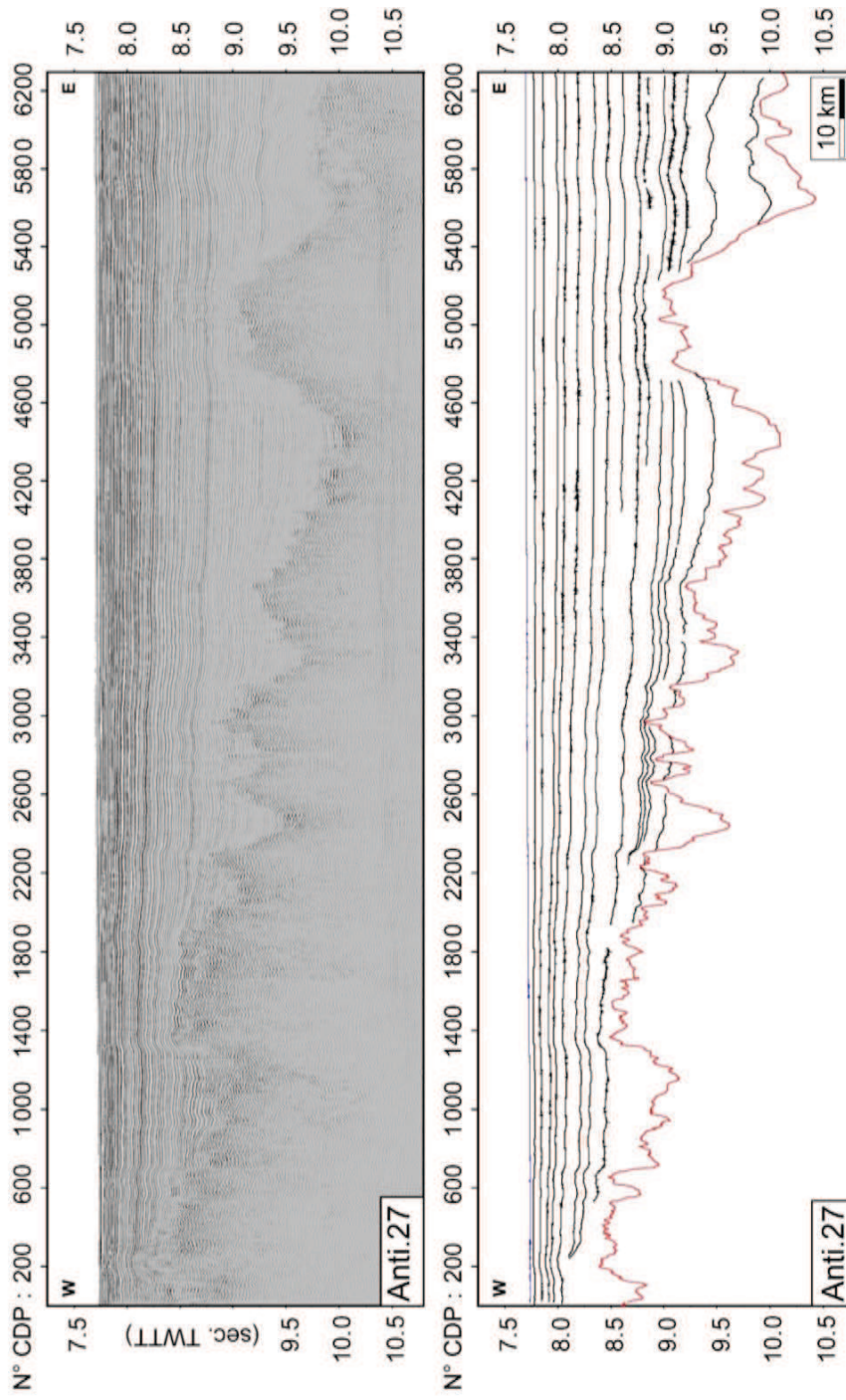
Le profil Anti.5, situé à l'extrême Ouest de la zone d'étude (Fig. IV.33), montre une stratification des sédiments sub-horizontale. La dépression, limitée par deux hauts de socle, est beaucoup plus étroite qu'à l'Est. Le haut de socle situé au centre de la fosse (CDP 2800, Fig. IV.33) atteint la surface de la couverture sédimentaire. Son flanc Nord est limité par une faille normale. La bathymétrie nous indique que cette microstructure est continue avec une direction parallèle à la ride depuis 58°W jusqu'au front du prisme d'accrétion (59,3°W). En sismique, les réflecteurs situés à l'aplomb de cette microstructure ne sont plus sub-plats mais sont légèrement basculés vers le Nord et montrent des onlaps et une diminution d'épaisseur en direction de la microstructure. Ceci nous indique que cette microstructure subit encore actuellement une faible surrection qui n'affecte que très localement la couverture sédimentaire.

Les profils situés au centre de la ride (Anti.111, Anti.39, Anti.41, Anti.421, Anti.43, Anti.901 et Anti.7) montrent une couverture sédimentaire déformée localement. Au profil Anti.111 (Fig. IV.34) l'ensemble de la couverture sédimentaire présente une déformation caractérisée, du Nord au Sud, par une structure en pli-faille avec un pendage d'environ 70° s'accompagnant par des plis déjetés avec des vergences vers le Sud. Ces structures s'enracinent dans le socle avec un faible rejet vertical. Une faille inverse s'enracine sur le flanc Nord du haut de socle (centré vers le CDP 1900, Fig. IV.34) et décale la partie médiane de la série sédimentaire. Le flanc Sud de la Fosse est marqué par la présence d'un haut de socle (probablement le prolongement oriental est de la microstructure décrite au profil Anti.5). La géométrie des sédiments de part et d'autre de ce haut de socle nous indique qu'il est en surrection. La géométrie des failles et notamment leur pendage suggère un style de déformation du type transpressive montrant des structures en fleur.

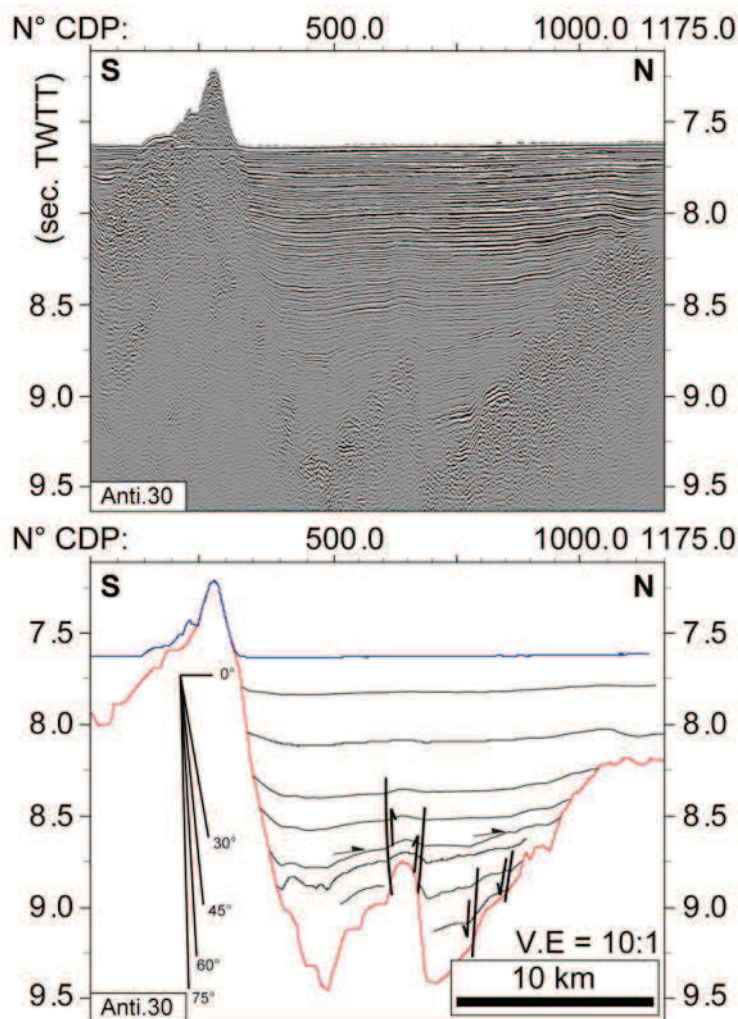




**Figure IV.30.** Profil Anti.28 représentant la Fosse de Barracuda, L'épaisseur sédimentaire est maximale au centre de la fosse (vers l'Ouest) et décroît nettement vers l'Est. Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s TWT.



**Figure IV.31.** Profil Anti.27 représentant la Fosse de Barracuda, L'épaisseur sédimentaire est maximale au centre de la fosse (vers l'Est) et décroît nettement vers l'Ouest. Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s 'TWTT'.



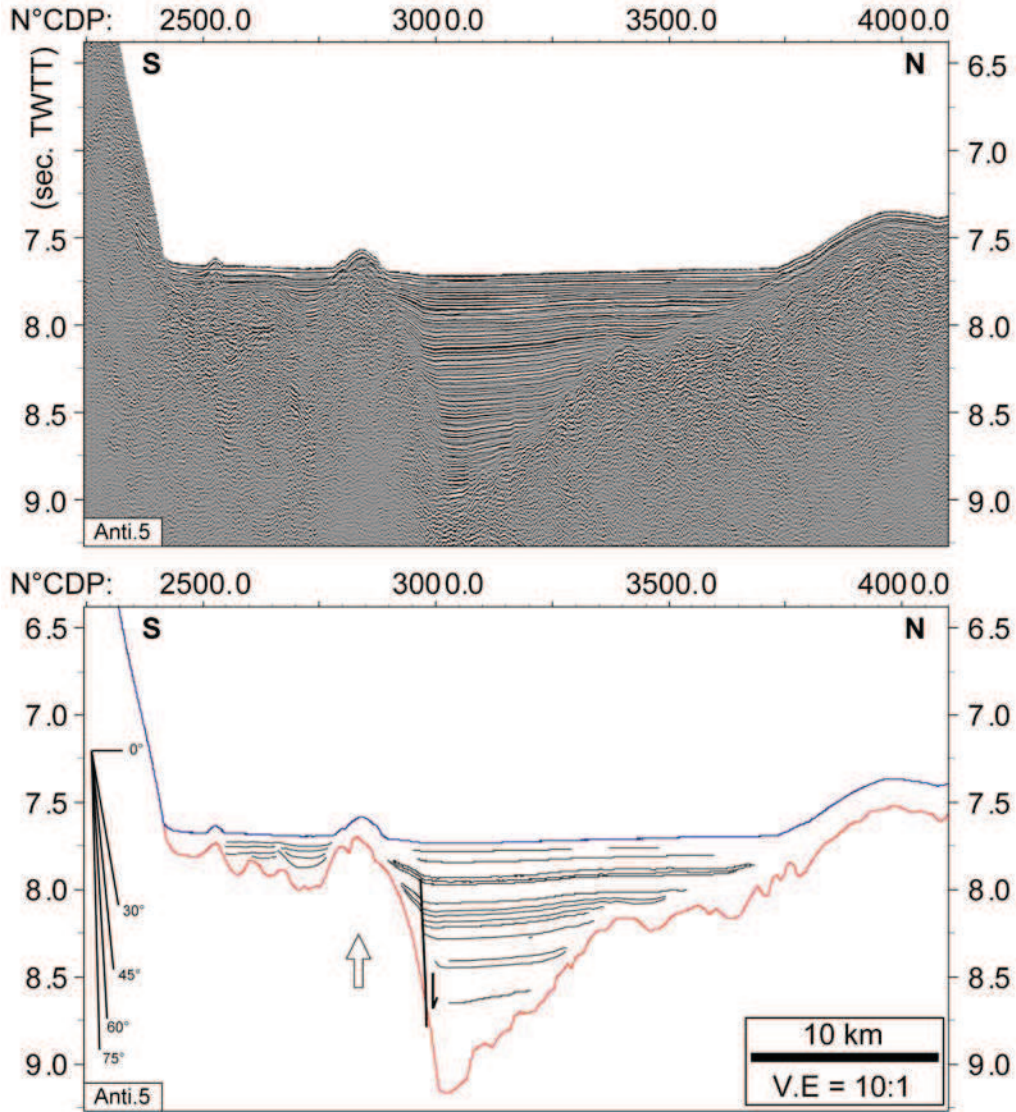
**Figure IV.32.** Profil Anti.30 représentant la Fosse de Barracuda, au centre et le haut de socle secondaire vers le CDP 250 (le flanc Nord de la ride se situe plus au Sud, n'est pas visible sur cette figure). Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s TWTT.

Sur le profil Anti.39 (Fig. IV.35), la déformation est localisée au centre de la Fosse. La zone déformée se caractérise par un système de failles inverses conjuguées, individualisant un anticlinal, et avec un pendage de 70° (CDP 4700 et 4900, Fig. IV.35).

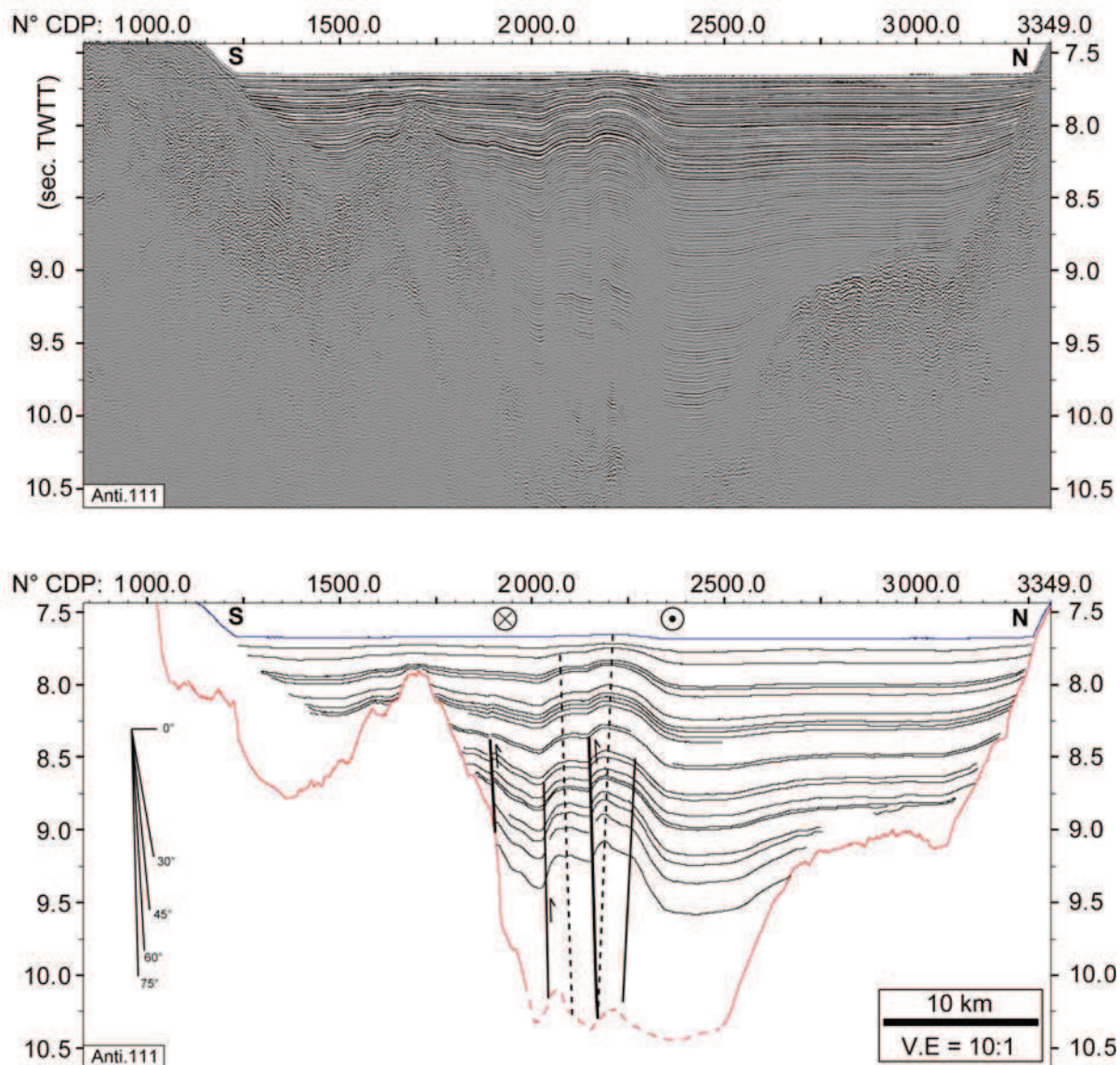
Le profil Anti.41 montre une structure plicative asymétrique à vergence vers le Nord avec un flanc long au Sud et un flanc court vers le Nord (Fig. IV.36). L'épaisseur sédimentaire est plus importante au Nord qu'au Sud. Le socle est déformé au centre de la Fosse montrant un fort rejet vertical (1,5 s TWT). Ce changement abrupt de géométrie dans le socle suggère une rupture franche affectant le socle en jeu inverse à vergence vers le Nord (CDP 1200, Fig. IV.36). Une faille inverse est identifiée dans la couverture sédimentaire au CDP 1100 avec un pendage d'environ 55°. Au Nord, une discordance est clairement identifiable sous laquelle les réflecteurs reposent conformément au socle de la fosse. Au-dessus de celle-ci, les réflecteurs reposent en onlaps. Malgré la faible pénétration des données sismiques pour imager la base de la couverture sédimentaire, au centre de la fosse, un chevauchement crustal vers le CDP 1100 est envisageable. La description du profil Anti.421 (Fig. IV.37) est très similaire à celle



observée au profil Anti.41. Ainsi, il existe un fort contraste de profondeur du socle entre le Nord et le Sud. Là encore ces géométries suggèrent un chevauchement crustal à vergence vers le Nord. Des sédiments anté-déformation reposent conformément au socle dans la partie Nord de la fosse. La sédimentation se poursuit au cours de la déformation.



**Figure IV.33.** Profil Anti.5 représentant la Fosse de Barracuda, au centre, et le flanc Nord de la ride, au Sud. Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. La flèche blanche indique le mouvement vertical supposé de la microstructure. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s TWTT.

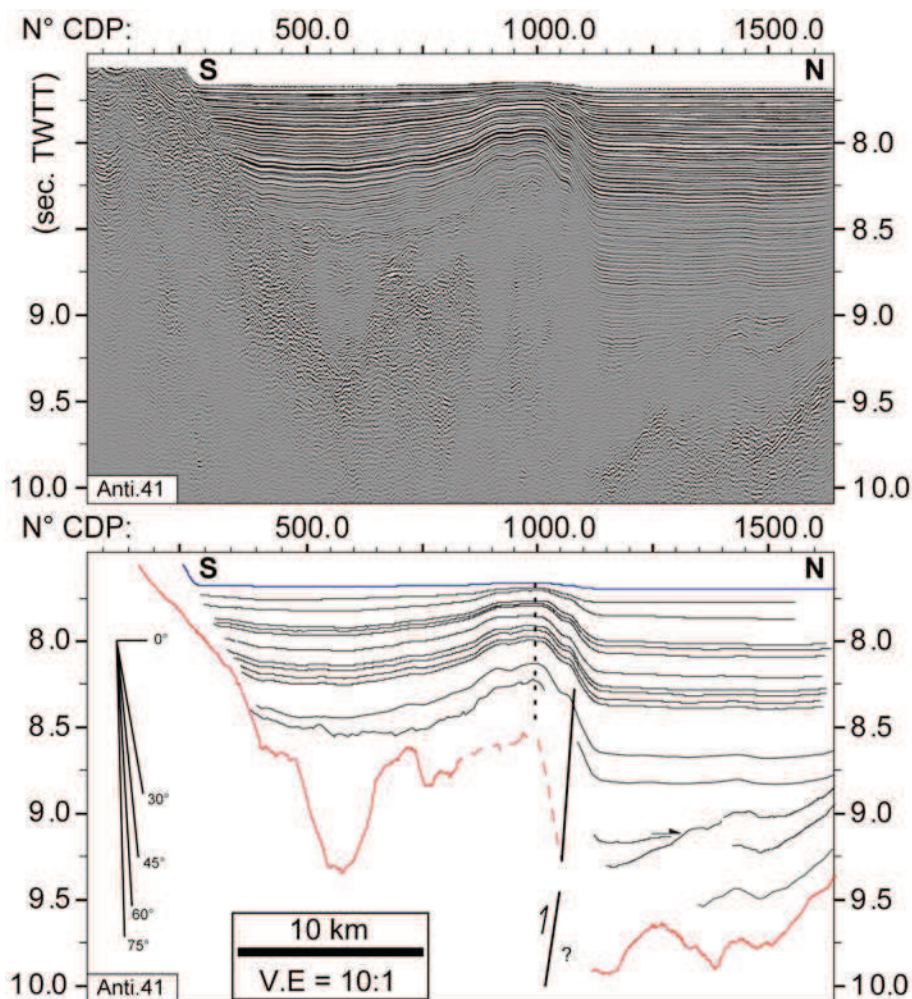


**Figure IV.34.** Profil Anti.111 représentant la Fosse de Barracuda, au centre (le flanc Nord de la ride se situe plus au Sud, n'est pas visible sur cette figure). Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. La couverture sédimentaire est affectée par une déformation de type structure en fleur, indiquant un contexte transpressif. Le sens du décrochement (dextre) est basé d'après les mécanismes aux foyers identifiés par Bergman (1986), voir Chapitre VI. Les traits continus représentent les failles et les pointillés les axes des plis. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s TWTT.

Sur le profil Anti.43 (Fig. IV.38), les sédiments sont déformés montrant une structure en plis-faille localisée sur le flanc Sud de la Fosse et s'enracinant dans le socle. Malgré la pénétration limitée de la sismique, la géométrie du socle nous suggère, là encore, un chevauchement crustal vers le Nord. La structure plicative est limitée au Sud par une faille inverse (CDP 3200, Fig. IV.38). Cette structure est asymétrique légèrement déjetée vers le Sud, à la base de la couverture sédimentaire puis, vers le Nord dans les sédiments plus récents. Cette géométrie suggère l'influence de la sédimentation au cours de la déformation. La déformation a tendance à se localiser là où la résistance est moindre (Pichot et Nalpas, 2009). Au cours du temps la répartition des sédiments modifie le profil de résistance, d'où la propagation récente de la



déformation vers le Nord. La géométrie de la déformation dans la couverture sédimentaire, traduit là encore une structure en fleur.



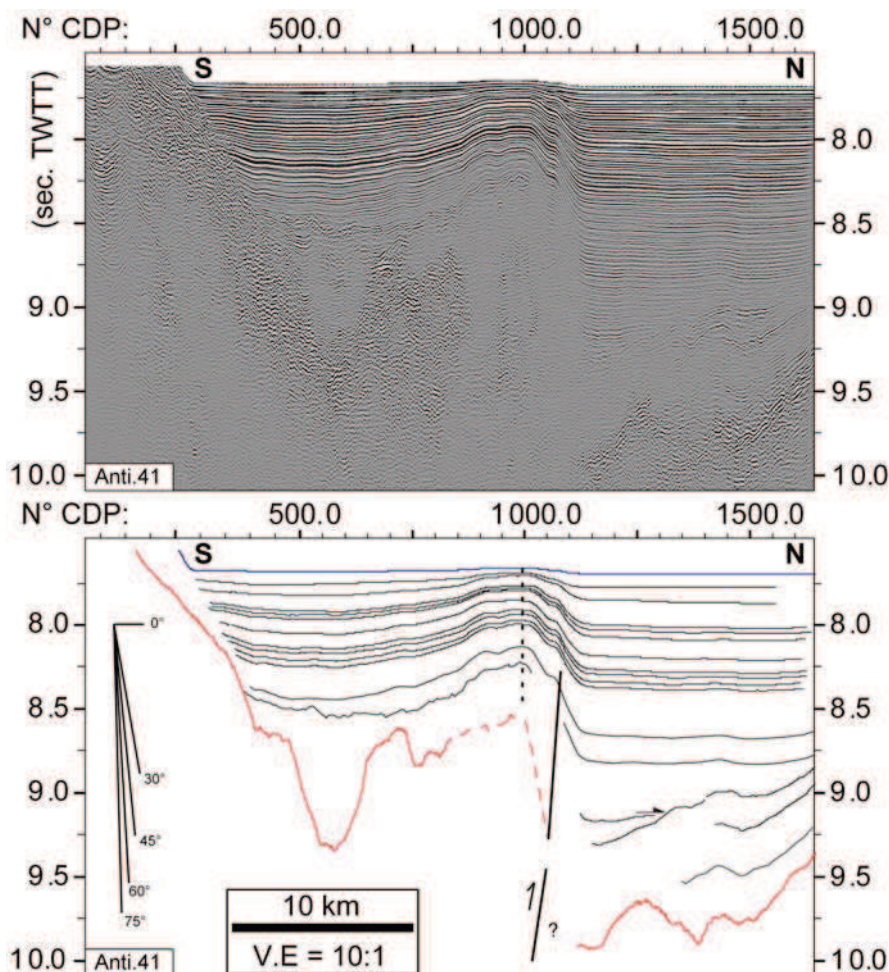
**Figure IV.35.** Profil Anti.39 représentant la Fosse de Barracuda, au centre (le flanc Nord de la ride, plus au Sud, n'est pas visible sur cette figure). Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s TWTT.

Le profil Anti.901 montre une déformation est caractérisée par des plis, à axe vertical, très localisés et liés à des mouvements de socle (Fig. IV.39). Une faille inverse longe le flanc Sud du pli majeur. Sa vergence Est vers le Sud avec un pendage de 75° (CDP 1100, Fig. IV.39). Une discordance est visible en profondeur vers 9,5 s TWT (Fig. IV.39). Elle sépare les dépôts à faciès semblable aux turbidites de l'Eocène déposés en concordance sur le socle, et les sédiments du dessus qui reposent en onlap sur la discordance. La partie supérieure de la couverture sédimentaire montre des intervalles globalement isopaques alternant avec des séquences fortement anisopaques qui reflètent la croissance de la structure jusqu' à la surface du fond de la mer. Cette déformation, très locale, possède des pendages de failles très raides, traduisant une déformation transpressive.

La qualité de la sismique au profil Anti. 7 ne nous permet pas d'analyser précisément la déformation en profondeur parce que le socle n'y est pas imagé (Fig. IV.40). Cependant, on



observe un pli symétrique ressemblant à ceux décrits au profil 901 (Fig. IV.39). Le pendage de la faille identifiée au CDP 2000 atteint environ  $75^\circ$ . Une discordance est aussi visible à la base de la couverture sédimentaire.

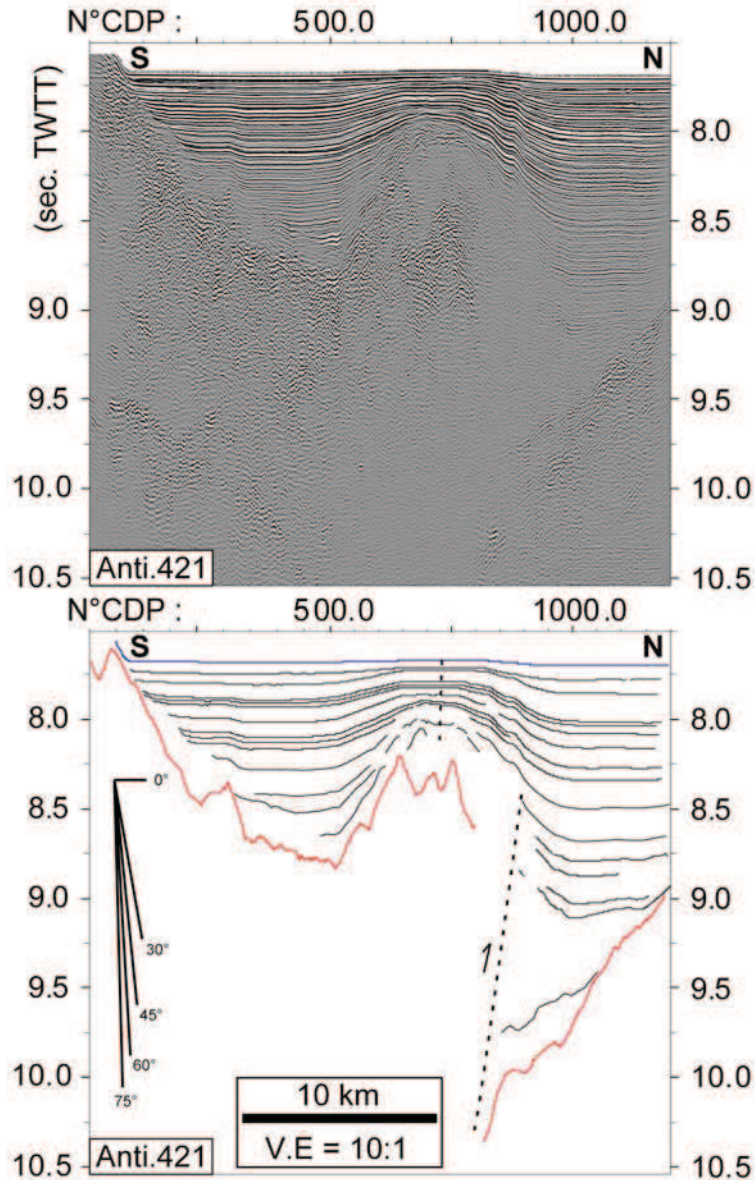


**Figure IV.36.** Profil Anti.41 représentant la Fosse de Barracuda, au centre (le flanc Nord de la ride, plus au Sud, n'est pas visible sur cette figure). Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s TWTT.

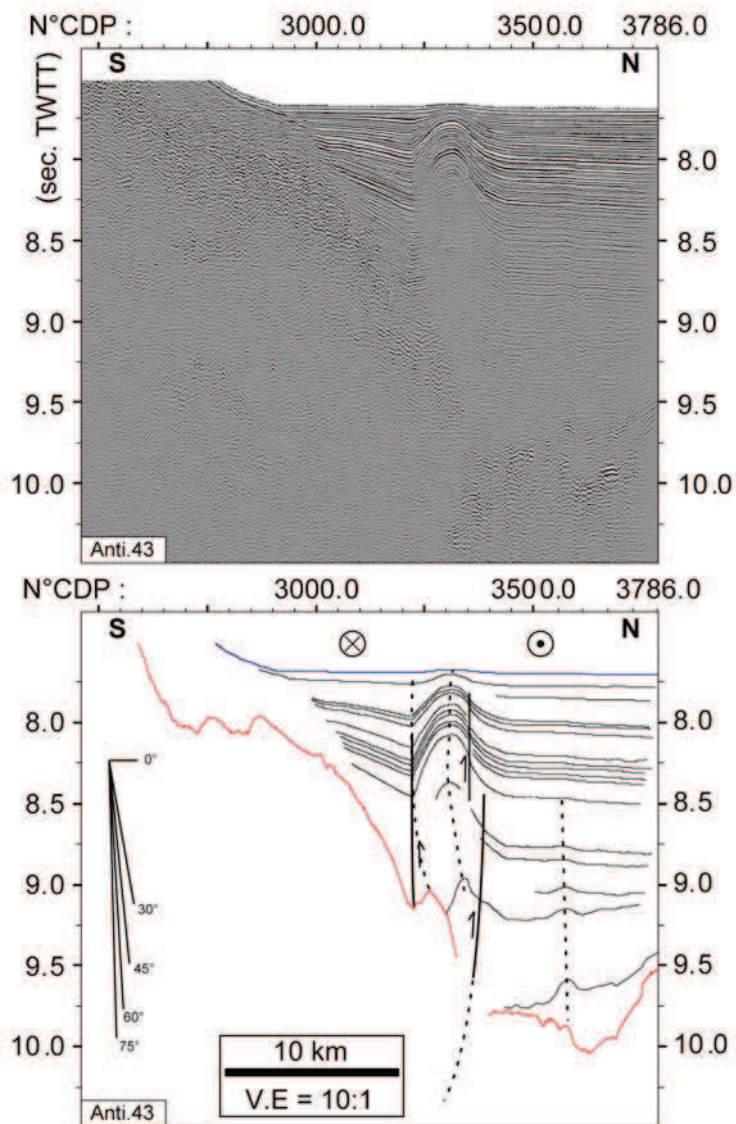
#### IV.3.2.2. Interprétation

D'une manière générale, la Fosse de Barracuda est très étroite (environ 40 km en moyenne). Une discordance a été identifiée. Elle est présente dans la partie inférieure de la couverture sédimentaire. Nous avons évoqué sa présence au chapitre précédent (Chapitre III). Tout porte à croire que les deux discordances situées de part et d'autre de la Ride de Barracuda sont corrélables entre elles. La discordance marquerait donc le début de la subsidence de la Fosse. La forme concave que présente le socle de la Fosse et le fait que les réflecteurs se terminent en biseaux vers les extrémités Est et Ouest de la Fosse, montrent que c'est en son centre qu'elle subside le plus rapidement. La couverture sédimentaire est déformée au centre de la fosse. Cette déformation est très localisée et s'enracine sur des hauts de socle au centre de la fosse. Le style tectonique montre des indices évidents de transpressions (fort pendage des failles inverses et structures en fleur) (Figs. IV. 34, IV.35, IV.38, IV.39 et IV.40). Localement, un chevauchement crustal à vergence vers le Nord a été interprété, par les données de sismiques,

au centre de la Fosse, entre les profils Anti.41 et Anti.421 (Fig. IV.36, IV.37 et IV.38), indiquant que le raccourcissement maximum se situe à cet endroit. Les accidents identifiés dans la couverture sédimentaires suivent assez bien la trace de la zone de fracture de Fifteen-Twenty à l'Est de 57°W (Fig. IV. 41). Dans sa partie occidentale, la déformation se localise plus vers le Sud, sur une microstructure, située sur le flanc Nord de la Ride et parallèle à celle-ci.

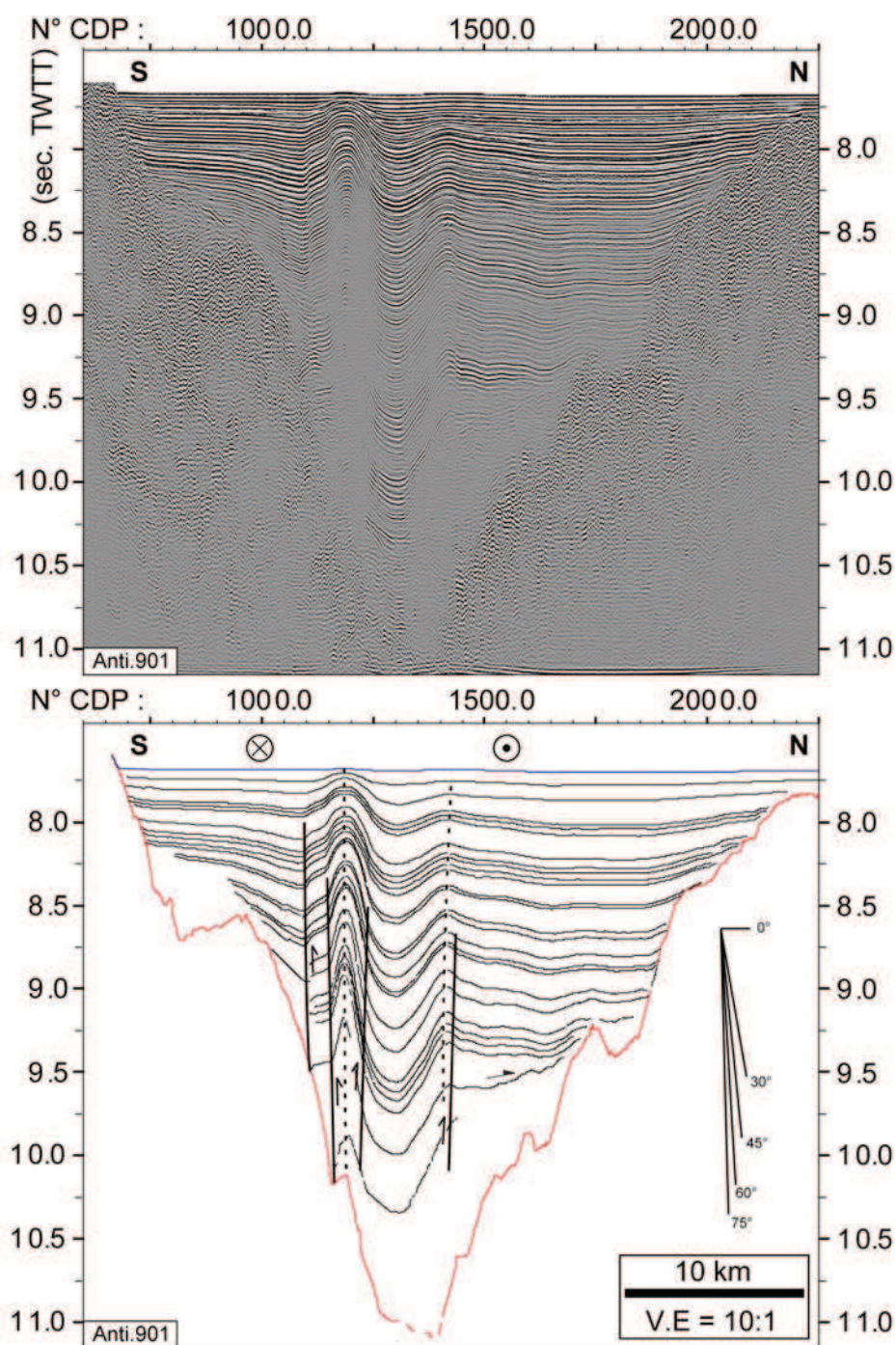


**Figure IV.37.** Profil Anti.421 représentant la Fosse de Barracuda, au centre (le flanc Nord de la ride, plus au sud, n'est pas visible sur cette figure). Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s TWTT.

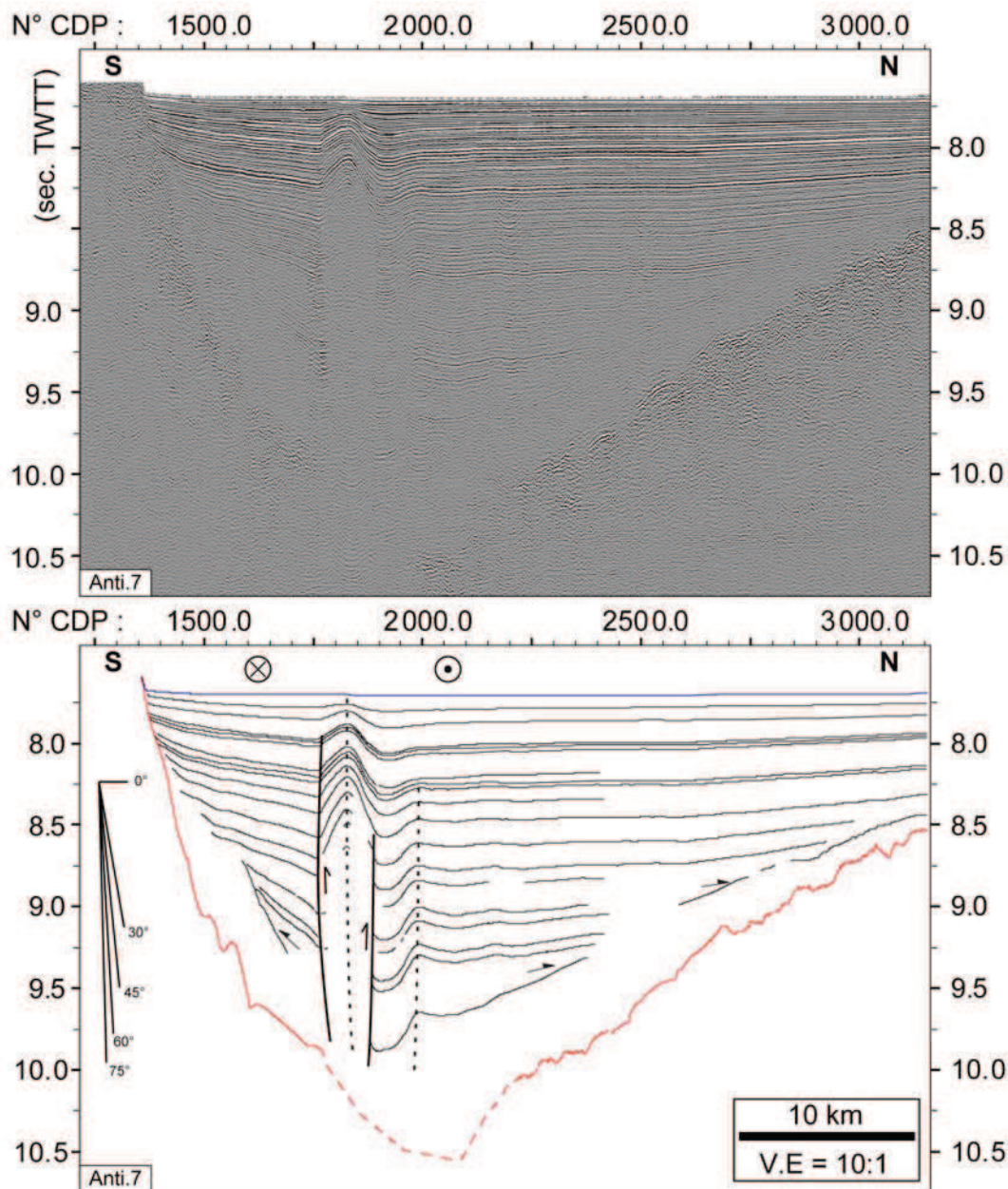


**Figure IV.38.** Profil Anti.43 représentant la Fosse de Barracuda, au centre (le flanc Nord de la ride, plus au Sud, n'est pas visible sur cette figure). Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. La couverture sédimentaire est affectée par une déformation de type structure en fleur, indiquant un contexte transpressif. Le sens du décrochement (dextre) est basé d'après les mécanismes aux foyers identifiés par Bergman (1986), voir Chapitre VI. Exagération verticale x 10. Echelle verticale en s TWTT.





**Figure IV.39.** Profil Anti.901 représentant la Fosse de Barracuda, au centre (le flanc Nord de la ride, plus au Sud, n'est pas visible sur cette figure). Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. Exagération verticale x 10. La couverture sédimentaire est affectée par une déformation de type structure en fleur, indiquant un contexte transpressif. Le sens du décrochement (dextre) est basé d'après les mécanismes aux foyers identifiés par Bergman (1986), voir Chapitre VI. Echelle verticale en s TWTT.



**Figure IV.40.** Profil Anti.7 représentant la Fosse de Barracuda, au centre (le flanc Nord de la ride, plus au Sud, n'est pas visible sur cette figure). Profil non interprété, en haut. Interprétation du profil, en bas. Exagération verticale x 10. La couverture sédimentaire est affectée par une déformation de type structure en fleur, indiquant un contexte transpressif. Le sens du décrochement (dextre) est basé d'après les mécanismes aux foyers identifiés par Bergman (1986), voir Chapitre VI. Echelle verticale en s TWTT.



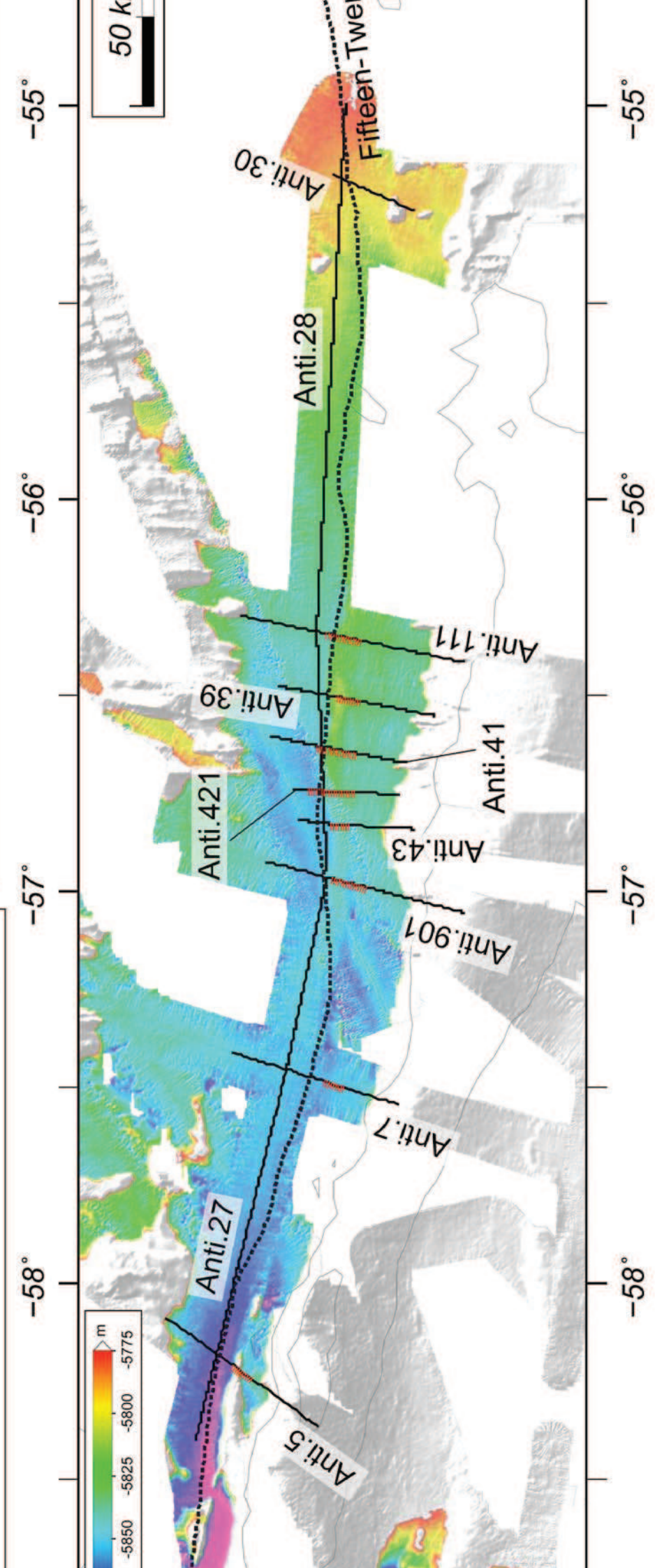
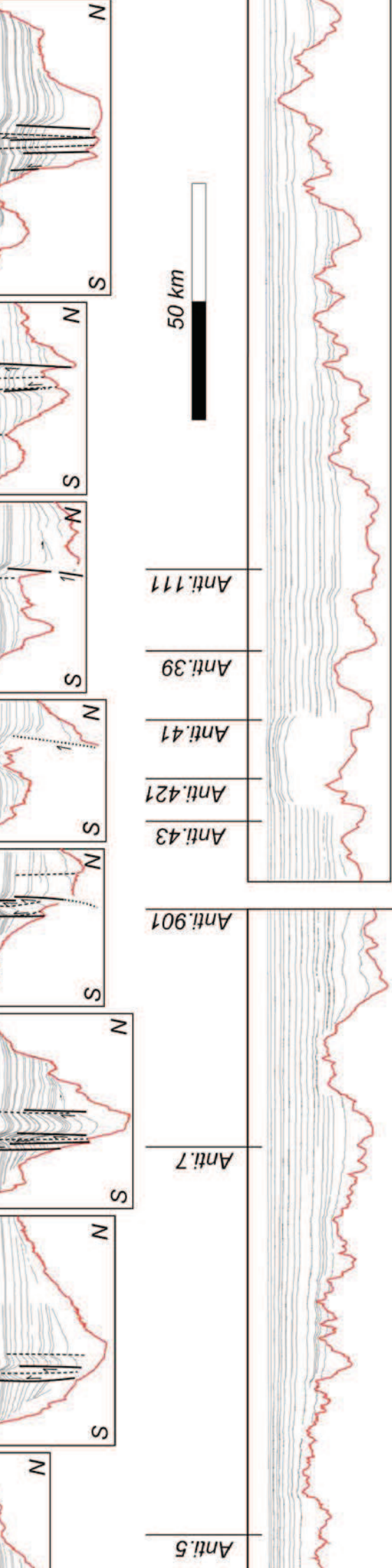


Figure 1. Carte bathymétrique de la Fosse de Barracuda. En bas, carte bathymétrique sur laquelle sont placés les profils Antiplac qui traversent la fosse. La faible pente vers l'Ouest est bien visible dans



**Structures profondes par analyse du signal gravimétrique**

---

<b>CHAPITRE V : Structures profondes par analyse du signal gravimétrique .....</b>	<b>157</b>
Abstract.....	159
V.1. Signal gravimétrique autour de la zone de fracture de Fifteen-Twenty.....	163
V.2. Résultats de la modélisation gravimétrique .....	170
V.2.1. Test 1: Influence de la densité des sédiments sur le signal gravimétrique .....	170
V.2.2. Test 2: Influence de l'épaisseur de la croûte océanique.....	172
V.2.3. Test 3: Profondeur variable du Moho .....	174
V.2.4. Test 4: Changement de densité dans la croûte.....	176
V.2.5. Test 5: Comparaison avec le domaine africain.....	179
V. 3. Discussion .....	180



## Abstract

To understand the process involved in the uplifts of the Tiburon Rise and the Barracuda Ridge it is necessary to consider the deep structure below them. The strong free air gravity anomalies present in this area, were compared with those of the oceanic crust of similar age located on the African plate along the Fifteen-Twenty fracture zone (Fig. V.1). The gravity signal of these two areas is very different, with a much higher amplitudes and greater wavelengths on the American side.

Using free air gravity data (Sandwell and Smith, 2009), we present the results of modeling at the crustal scale that incorporates the most recently obtained geological constraints (seismic reflection data of Antiplac, this study) unavailable for previous models (Birch, 1970; Müller and Smith, 1993). Gravity modelling, by its nature, leads to non-unique solutions, but does allow to test different tectonic and isostatic hypotheses. Indeed, by varying the density and/or layer geometry, a multitude of models, with very different geometries, can lead to the same gravity response. Due to the presence of the accretionary prism near the Tiburon Rise and the lack of data south of it, our models focused mostly on the Barracuda Ridge and Trough.

The first test was dedicated to study the influence of the density of the sedimentary cover on the amplitude of gravity signal along this profile, in accordance with previous work (Table V.1). The lower the density of the sedimentary cover, the higher the contrast with the density of the oceanic crust, and therefore the higher the amplitude of calculated gravity (Figure. V.9). However, the amplitude of the gravity response calculated from the model cannot reach the measured values, even though the influence of the sedimentary cover is a significant factor. In agreement with Birch (1970) and the Cenozoic history of the sedimentary fill, in the following tests (with the exception of test 2, Chapter V.2.2) we used a density of 2.33 g/cm<sup>3</sup> (Dolman, 2000) at the base of the sedimentary pile in the Tiburon Basin and the lower part of the Barracuda Trough and a density of 1.8 g/cm<sup>3</sup> (Westbrook, 1975) for the upper part of the sedimentary cover. There are no recent seismic refraction data precise enough to constrain the thickness of oceanic crust.

In the second test, we considered five different crustal thicknesses, 1 km, 3 km, 5 km, 7 km and 10 km by taking a constant density of 2.0 g/cm<sup>3</sup> in the sediments. For each test the crustal thickness is constant throughout the model (Fig. V.10). The calculated signal is almost the same from one model to another, regardless of the thickness of the crust. The discrepancies in the trend observed at the edges of the model between the measured and calculated signal are probably due to the fact that in our models, the effects of the accretionary prism of Barbados and the flexural bulge of the lithosphere are not taken into account. Based on historic seismic refraction data (Ewing and Ewing, 1959), the thickness of the oceanic crust in the Barracuda and Tiburon ridges area is abnormally thin (compared to a typical value of ~ 7 km). Our models agree with these observations. This may be the result of a low magmatic input in a region characterized by a high concentration of fracture zones.

In the third test we changed the geometry of the Moho locally to minimize the discrepancy between the calculated and measured gravimetry signal (Fig. V.11). The thickness of the crust is



arbitrarily chosen within a reasonable range of values. We constructed two models, one with the crustal thickness reaching 7 km in the northern part of the model and the other one reaching 5 km (Fig. V.12). The density of the sediments are those derived from test 1 (2.33 g/cm<sup>3</sup> for the deeper sediments and 1.8 g/cm<sup>3</sup> for the surface sediments). The densities of the oceanic crust and mantle are constant, 2.8 g/cm<sup>3</sup> and 3.3 g/cm<sup>3</sup>, respectively.

The relief north of the Barracuda Trough seems to be isostatically compensated by a locally thickened crust. However, in the southern part of the model, in order to explain the high amplitude of the observed gravimetric signal, the crust-mantle interface must present large variation. Thus, in the Barracuda Trough, the Moho is located about twenty kilometres deep. At the Barracuda Ridge, the depth of the Moho is located close to the crust-sediment interface (Fig. V.12). The crust at the Tiburon Ridge does not thin as much as the Barracuda Ridge does.

In the following tests, we locally changed the density of oceanic crust (Fig. V.13). We used the same densities as before for the sedimentary cover (2.33 g/cm<sup>3</sup> and 1.8 g/cm<sup>3</sup>) and the mantle (3.3 g/cm<sup>3</sup>) and a crustal thickness of 5 km. A good fit between measured and calculated gravimetric signal is reached for a high density of 3.1 g/cm<sup>3</sup> between Tiburon Rise and Tiburon Basin as well as in the northern flank of the Barracuda Trough and normal oceanic crust density (2.8 g/cm<sup>3</sup>) in the Barracuda Trough. A very high density, matching with the mantle (3.3 g/cm<sup>3</sup>) would be needed under the Barracuda Ridge.

We performed another test by imposing a density of normal oceanic crust (2.8 g/cm<sup>3</sup>) in the Barracuda Ridge area and adjusting the density in the rest of the crust (Fig. V.14). This modelling predicts anomalously low density values between Tiburon Rise and the Tiburon Basin (2.45 g/cm<sup>3</sup>), and north of the Barracuda Ridge (2.4 g/cm<sup>3</sup> in the Barracuda Trough, 2.5 g/cm<sup>3</sup> on its northern flank and 2.28 g/cm<sup>3</sup> further North).

Furthermore, a model crossing the Fifteen-Twenty fracture zone (along the profile Kv 16, at the African plate, Fig. V.15) has been tested by changing the geometry of the Moho, as follows: (i) a flat Moho and (ii) a crust of constant thickness of 5 km without isostatic compensation (Fig. V.15). Contrary to what we observed for the model crossing the Tiburon Rise and Barracuda Ridge, the calculated gravity signal coincides well with the measured signal without crustal thinning under the ridge and thickening within the trough (Fig. V.15).

The gravity models presented in this chapter allow us to present a discussion about the accommodation of the high relief associated with the Barracuda and Tiburon ridges at depth. Seismic data coverage is too sparse to go further at this point, and construct a model that takes into account the evolution of crustal geometry from east to west at the approach of the subduction zone. Due to the lack of seismic reflection data in the Tiburon Trough no crustal geometry models could be performed. Our gravity modeling confirms that these structures are not in isostatic equilibrium as was already suggested by Birch (1970) and Müller and Smith (1993). The seismic reflection data described in chapter IV suggest the local presence of a crustal thrusting in the Barracuda Trough. These models do not account for such geometry. The strong negative gravity anomalies measured at the Barracuda Trough could be associated with serpentinized upper mantle caused by the infiltration of seawater along fractures through the ocean crust. The abnormally thin oceanic crust beneath the Barracuda Ridge is difficult to explain. Generally a compressive deformation is not accompanied by crustal thinning at the top of the topography. Hence, this implies that crustal thinning was already present at the formation

of this portion of lithosphere. The comparison with African part of the Fifteen-Twenty fracture zone suggests a different mass distribution in depth (Fig. V.15) for an oceanic crust of similar age (Fig. V.1). Thus, we propose the hypothesis that, during the spreading period between 84 Ma and 56 Ma (magnetic anomaly C34 and C25, Fig.V.1), the thickness distribution of the oceanic crust was heterogeneous around the Fifteen-Twenty transform fault. This would have led to a smaller thickness locally on the American plate, but not on the African plate.

We showed in section III.3.1 that the current axis of the Barracuda Ridge did not coincide with the axis of the western part of the Fifteen-Twenty fracture zone. The axis of the ridge is situated slightly to the south in its the eastern part.

The Barracuda Ridge would likely experience uplift preferentially where the oceanic crust had a lower strength, that is to say where the thickness of the crust was initially thin.



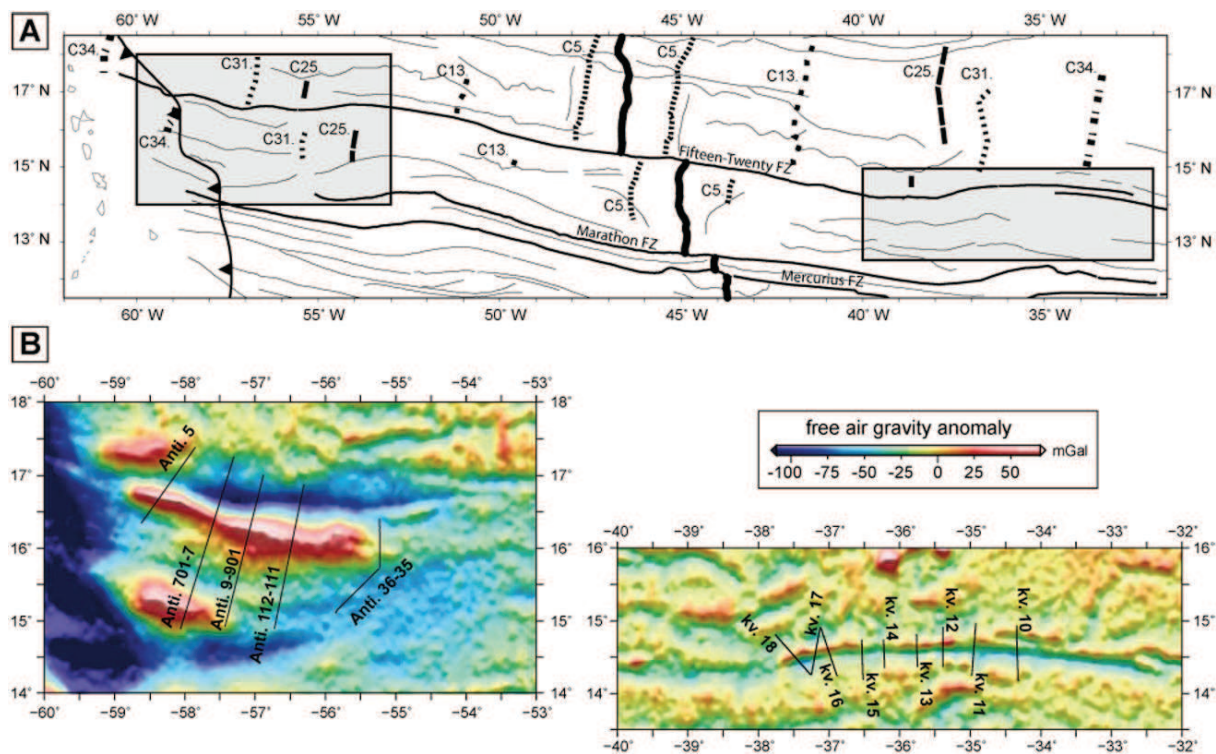


Les rides de Tiburon et Barracuda ont acquis leur relief très récemment, respectivement au Miocène Moyen à Inférieur et au Pléistocène Inférieur (Chapitre III et [Patriat et al., 2011](#) ; [Pichot et al., 2012](#)). Afin de comprendre leur mode de mise en place, il est nécessaire de s'intéresser à la structure profonde sous ces rides. Ces reliefs sous-marins sont-ils compensés isostatiquement, autrement dit, quelle est l'état de la croûte sous ces rides ? Existe-il une racine crustale sous celles-ci ? Le processus géologique responsable de leur surrection est-il encore actif ? Ces questions sont fondamentales pour comprendre leur mode de mise en place.

A notre connaissance, seulement deux études se sont intéressées à la structure profonde sous ces rides ([Birch, 1970](#) ; [Müller et Smith, 1993](#)) mais elles n'aboutissent pas aux mêmes conclusions. Dans ce chapitre, nous proposons de répondre à ces questions en se basant sur les données de gravimétrie satellitaire à l'air libre ([Sandwell et Smith, 2009](#)). A partir de ces données gravimétriques, nous présenterons les résultats de modélisations à l'échelle crustale qui bénéficient de meilleures contraintes géologiques (profils sismiques réflexion Antiplac de cette étude) que les modèles précédents ([Birch, 1970](#) ; [Müller et Smith, 1993](#)).

## V.1. Signal gravimétrique autour de la zone de fracture de Fifteen-Twenty

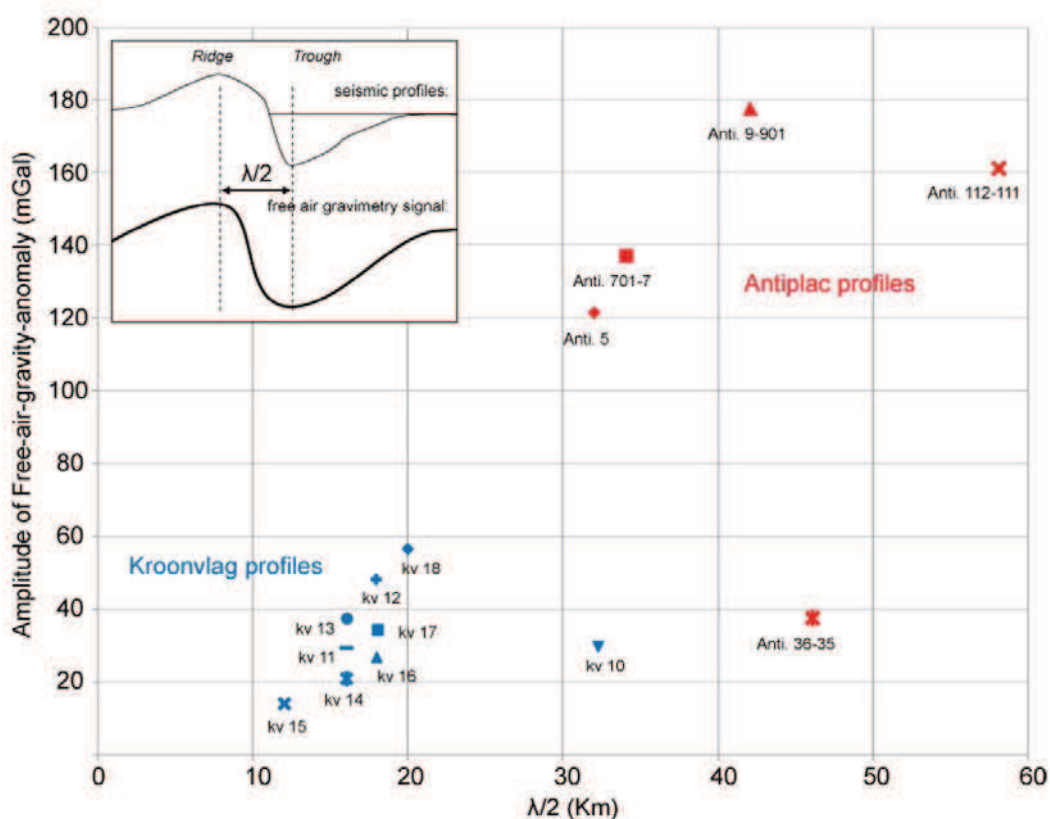
Il est communément admis que les rides de Barracuda et de Tiburon tirent leurs premières origines des zones de fracture accrétées à la dorsale médio-atlantique ([Westboork, 1982](#) ; [Westbrook et al., 1984](#) ; [Roest et Collette, 1986](#)). Pour comprendre l'origine actuelle des fortes anomalies de gravimétrie à l'air libre, présentes au voisinage des rides de Barracuda et de Tiburon, le domaine atlantique a été comparé avec son homologue, situé sur la plaque africaine. Pour cela, les reconnaissances des anomalies magnétiques reportées par [Klitgord et Schoutten \(1986\)](#) au voisinage de la zone de fracture de Fifteen-Twenty (reconnue en gravimétrie) ont été utilisées. Cela nous a permis de comparer de part et d'autre de la dorsale médio-atlantique une croûte océanique de même âge, le long de la zone de fracture de Fifteen-Twenty ([Fig. V.1](#)). Ainsi le domaine américain se compose, du Nord au Sud, d'une fosse (Fosse de Barracuda) suivie d'une ride (Ride de Barracuda) alors que le domaine africain est caractérisé par une ride au Nord suivie d'une fosse au sud. Ceci nous renvoie à une topographie de zone de fracture classique dans l'Atlantique Central comme l'ont décrite [Mulder et Collette \(1984\)](#). Le long de la zone de fracture, une ride est présente du côté où l'âge de la croûte est le plus ancien et une fosse est présente du côté où la croûte est la plus jeune ([Fig. I.27](#)).



**Figure V.1.** A) Carte représentant, en gris, deux domaines de croûte océanique de même âge de part et d'autre de la dorsale médio-atlantique, le long de la zone de fracture de Fifteen-Twenty. L'âge de la croûte est déterminé à partir des anomalies magnétiques (Klitgord et Schouten, 1986). B) Comparaison de la carte gravimétrique à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009) de ces deux domaines homologues. A gauche, partie occidentale de la zone de fracture de Fifteen-Twenty sur la plaque américaine sur laquelle sont situées les rides de Barracuda et de Tiburon avec les principaux profils sismiques Antiplac d'orientation N-S, et à droite, la partie orientale de la zone de fracture de Fifteen-Twenty sur la plaque africaine, avec les profils du programme Kroonvlag (Roest et Collette, 1986). L'amplitude des anomalies gravimétriques est bien supérieure côté américain que côté africain.

**Figure V.1.** A) Oceanic crust map nearby the Fifteen-Twenty Fracture Zone (FZ). Ages are derived from magnetic anomalies (Klitgord and Schouten, 1986). B) Comparison of free air gravity anomaly map (Sandwell and Smith, 2009) for two homologues areas (grey squares in Fig. V.1.A): on the left, the Barracuda Ridge (B) and Tiburon Rise (T) with main Antiplac N-S seismic lines in the western part of the Fifteen-Twenty FZ; on the right, eastern part of the Fifteen-Twenty FZ with the location of the main seismic profiles from the Kroonvlag project (Roest and Collete, 1986). This image shows that the free air gravimetric anomaly is higher in the American than in the African side of the Fifteen-Twenty FZ.

Le graphique présenté à la **figure V.2** rend compte des amplitudes du signal gravimétrique pic à pic (depuis la crête de la ride jusqu'au point bas dans la fosse) en fonction de la demi-longueur d'onde de ce signal d'après les profils représentés à la **figure V.1B**. Sur la plaque africaine, les points sont tous regroupés dans une fenêtre comprise entre 10 et 56 mGal et 12 à 20 km (à l'exception du profil Kv. 10). En revanche, dans le domaine américain, l'amplitude du signal gravimétrique est toujours supérieure à 120 mGal pour une demi-longueur d'onde entre 32 et 58 km. Le signal gravimétrique de ces deux domaines est très différent, avec une amplitude plus forte et une longueur d'onde plus grande, côté américain.



**Figure V.2.** Graphique comparant l'amplitude du signal gravimétrique pic à pic (depuis la crête de la ride jusqu'au point bas dans la fosse) de par rapport à la demi-longueur d'onde de ce signal, des parties orientale et occidentale de la zone de fracture de Fifteen-Twenty sur les deux domaines homologues (données Antiplac, valeurs en rouge ; données Kroonvlag, valeurs en bleu).

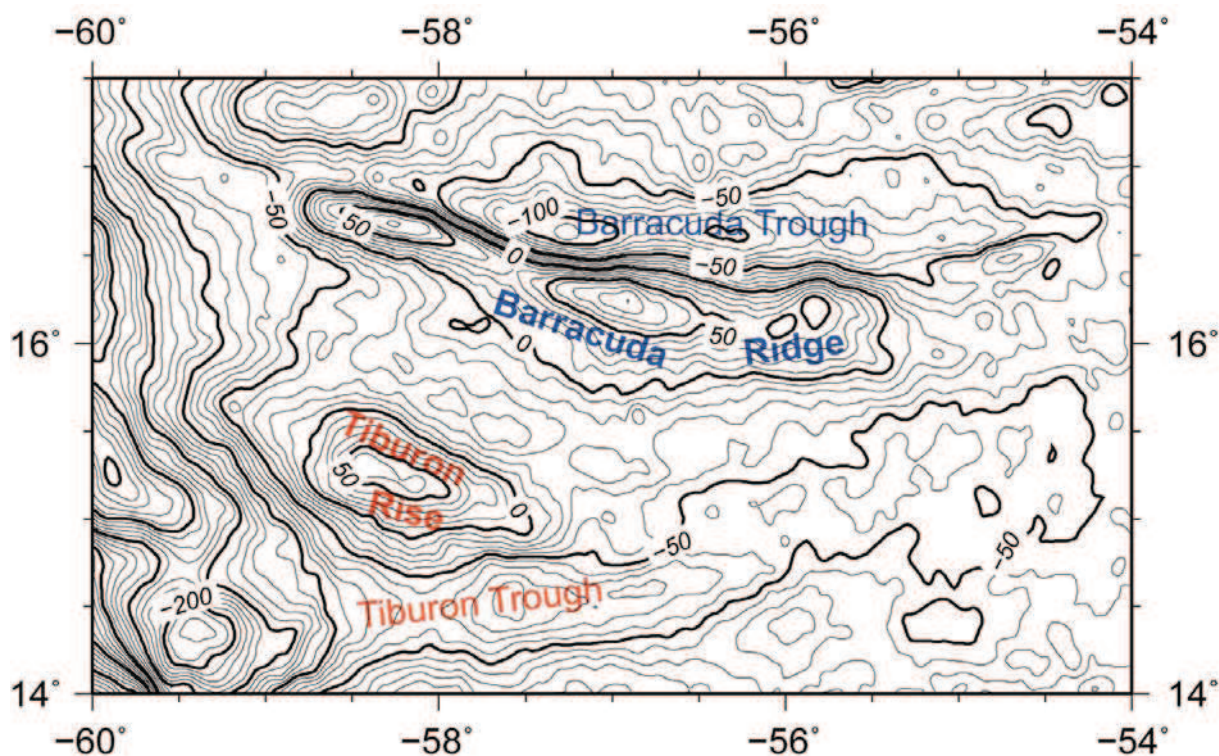
Il est très probable que la zone de fracture de Fifteen-Twenty, située sur le domaine américain, possédait initialement une structure semblable à celle située sur la plaque africaine. La zone de fracture, située à l'Est de la dorsale médio-atlantique, fait partie intégrante de la plaque africaine. Elle n'aurait donc pas subi de déformation majeure depuis sa formation. L'amplitude importante du signal gravimétrique au niveau des rides de Barracuda et de Tiburon témoignerait d'une évolution différente dans le domaine américain.

Nous avons vu qu'aux reliefs anormaux, que constituent les rides de Barracuda et de Tiburon, étaient associées des variations d'amplitude très importantes du signal gravimétrique. Au sommet de la Ride de Barracuda, l'anomalie gravimétrique à l'air libre atteint 90 mGal et -116 mGal dans la Fosse de Barracuda. La Ride de Tiburon atteint une valeur de 68 mGal et de -99 mGal dans la Fosse de Tiburon (Fig. V.3).

Les données de sismique réflexion de la campagne Antiplac nous permettent d'imager seulement la couverture sédimentaire et le toit de la croûte océanique. A notre connaissance, il n'existe pas de données de sismique réfraction récentes, permettant de reconnaître avec précision la position de la base de la croûte sous ces rides, définie par la discontinuité de Mohorovičić (ou Moho). Deux études antérieures ont tenté d'expliquer ces fortes anomalies gravimétriques sous ces rides par des modélisations à l'échelle crustale, celle de Birch (1970) et celle de Müller et Smith (1993). Le premier modèle (Birch, 1970) se base sur des données de

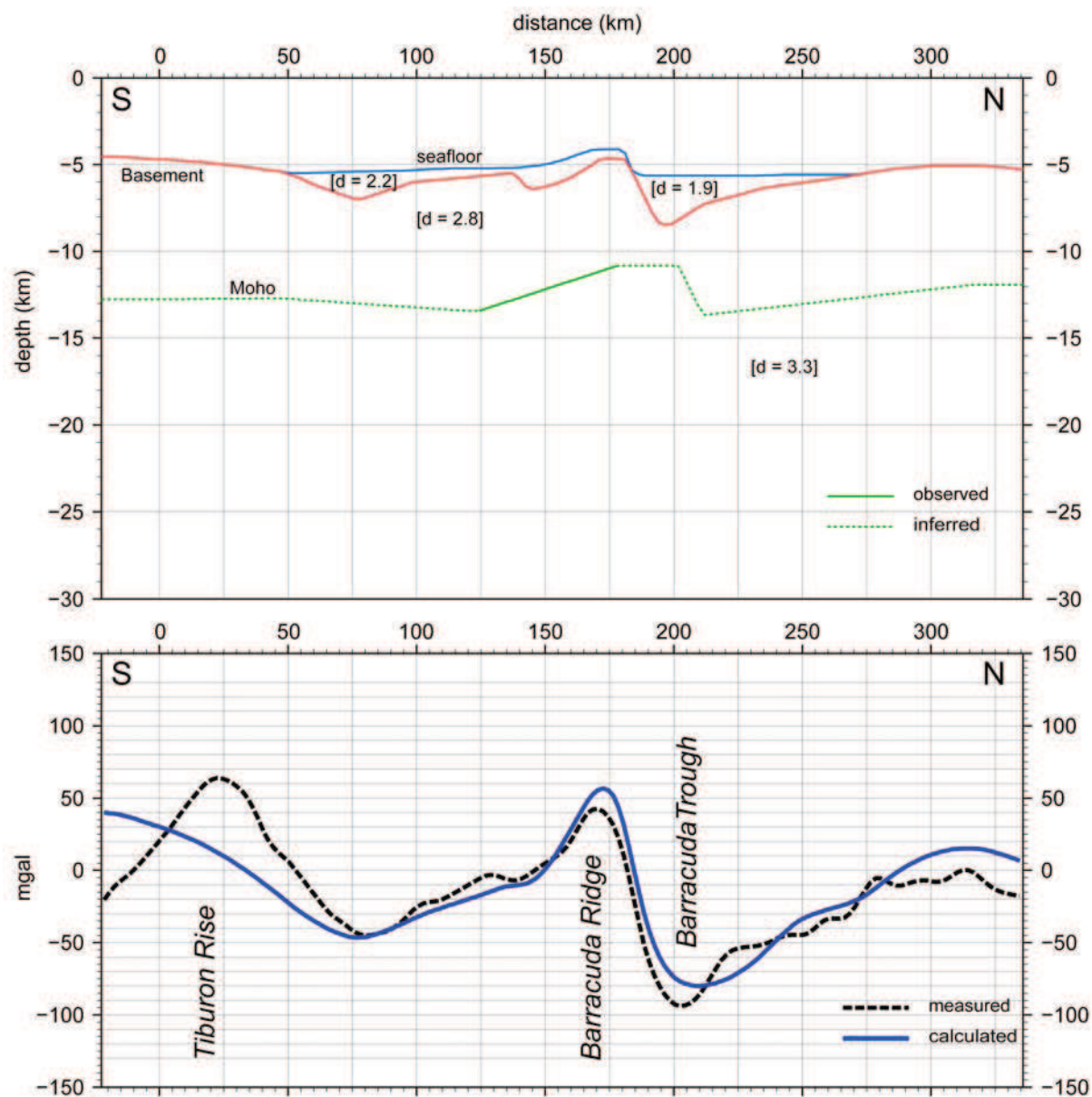


sismique réflexion et réfraction (Ewing et Ewing, 1959 ; Birch, 1969). Les profils, utilisés par cet auteur, traversent la Ride de Barracuda. Les profils 3 et 4 de Birch (1970) sont très proches du profil Anti.7, ce qui va nous permettre de les comparer (Figs. V.4 et V.5). Pour construire ses modèles, Birch (1970) a utilisé une densité différente de part et d'autre de la Ride de Barracuda, soit  $2,2 \text{ g/cm}^3$  au Sud et  $1,9 \text{ g/cm}^3$  au Nord. La croûte et le manteau ont une densité de  $2,8 \text{ g/cm}^3$  et  $3,3 \text{ g/cm}^3$ , respectivement. D'après la géométrie des couches géologiques et leur densité correspondante, un signal gravimétrique à l'air libre théorique est calculé, puis comparé avec le signal gravimétrique réel mesuré (Figs. V.4 et V.5). La géométrie du modèle est dite satisfaisante si le signal théorique est proche du signal mesuré (à 10 mGal près). Birch (1970) explique la formation de la Ride de Barracuda, et de sa fosse associée, par un contexte extensif en faille normale, le mur de la faille correspondant au flanc Nord de la ride (Fig. V.6).

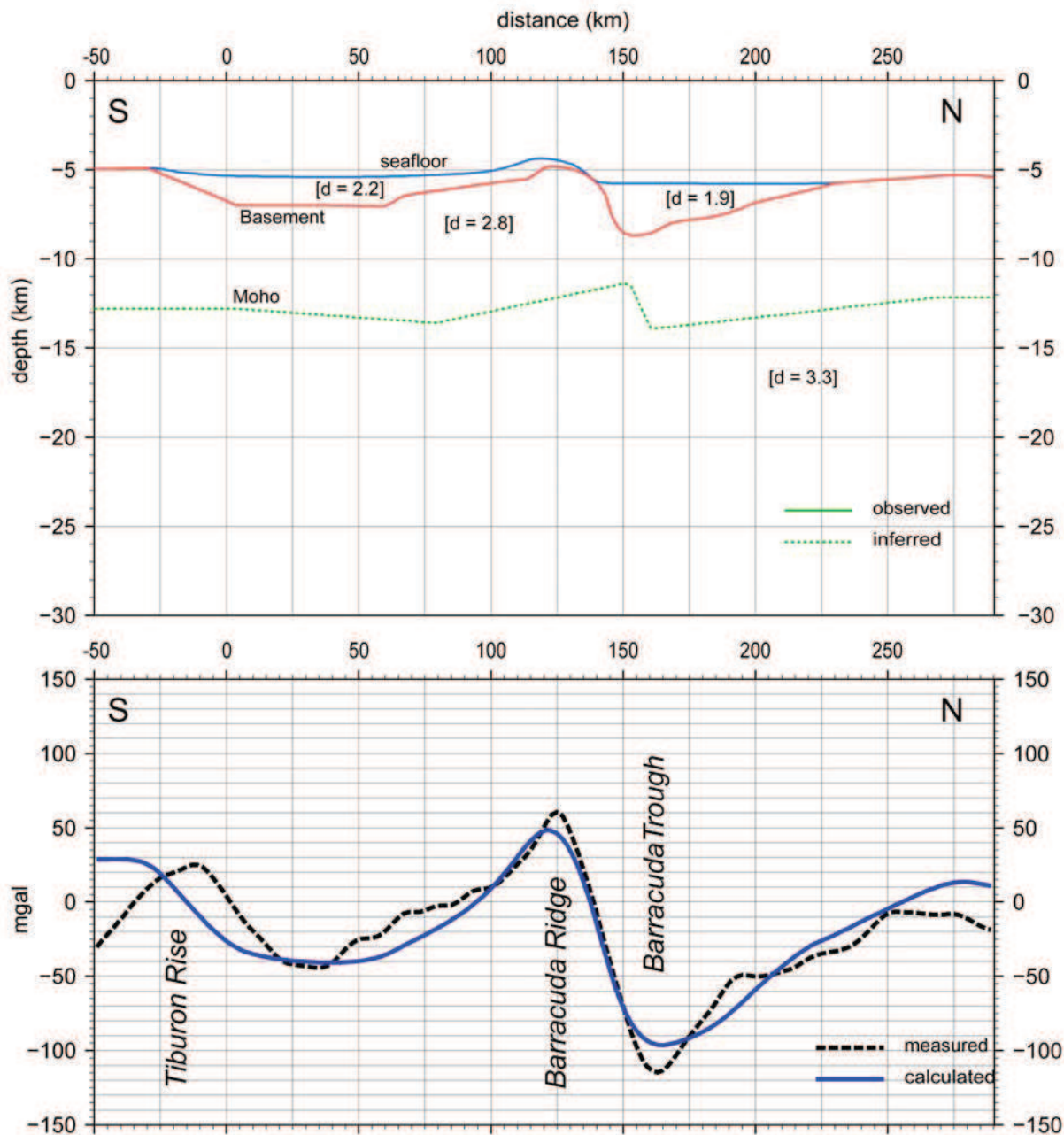


**Figure V.3.** Carte d'isocontours des anomalies gravimétriques à l'air libre. Les traits fins correspondent aux isocontours de 10 mGal et les traits en gras, à 50 mGal.

Cependant le Moho est très mal imagé sur ces données. L'interprétation de Birch reste donc très hypothétique. Ce modèle, en faille normale, est invalidé par l'acquisition des nouvelles données sismiques réflexion Antiplac qui montrent qu'à la mise en place de la Ride de Barracuda, était associée une déformation à composante compressive évidente, on la retrouve notamment dans la Fosse de Barracuda. De plus, les modèles cinématiques (Roest et Collette, 1986 ; Müller et Smith, 1993 ; Müller et al., 1999) ne prédisent pas de régime extensif à cette période.

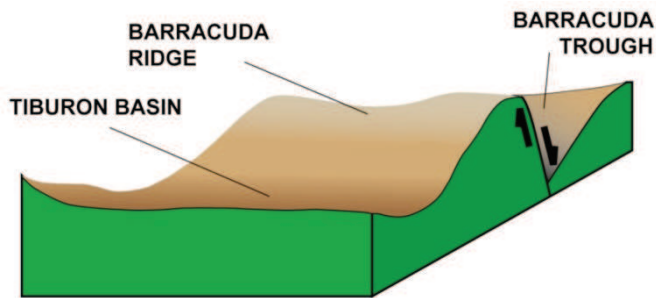


**Figure V.4.** Modèle gravimétrique de Birch (1970) au profil 3 (voir figure II.21 pour sa localisation) reconstitué à partir du programme GRAVMOD (Zelt et Smith, 1992). La structure centrale correspond à la Ride de Barracuda. Le trait vert correspond au Moho, interprété à partir des données de sismique réfraction. Le trait en pointillé vert correspond à la position supposée du Moho. En bas, la courbe noire correspond au signal gravimétrique mesuré et en bleu, le signal calculé à partir du modèle.

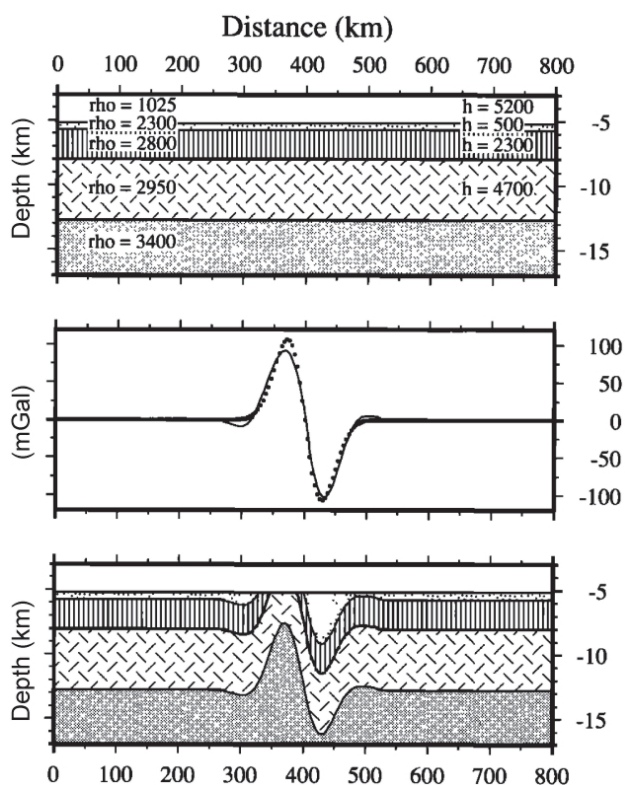


**Figure V.5.** Modèle gravimétrique de Birch (1970) au profil 4 (voir figure II.21 pour sa localisation) reconstitué à partir du programme GRAVMOD (Zelt et Smith, 1992). La structure centrale correspond à la Ride de Barracuda. Pour ce modèle, la position du Moho n'a pas été observée, sa géométrie reste donc hypothétique. En bas, la courbe pointillée noire correspond au signal gravimétrique mesuré et en bleu, le signal calculé à partir du modèle.

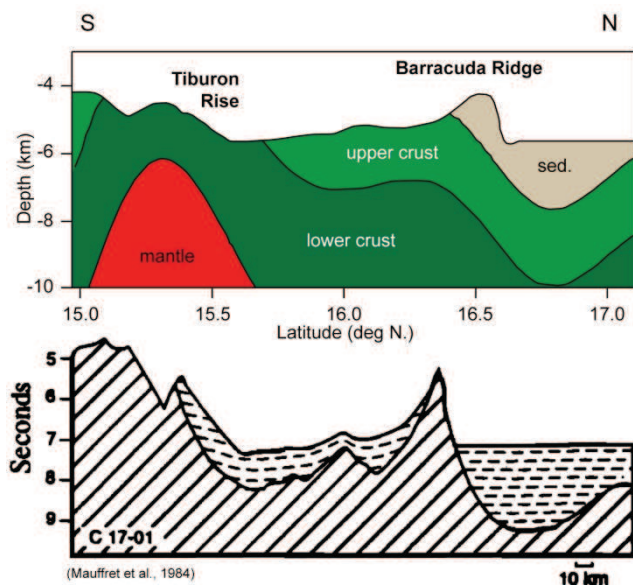




**Figure V.6.** Modèle conceptuel de Birch (1970) expliquant la formation de la Ride et la Fosse de Barracuda. Selon l'auteur, la formation de ce système (ride-fosse) résulterait d'une faille normale, le mur de la faille étant le flanc Nord de la ride (modifié d'après Birch, 1970).



**Figure V.7.** Modèle multi-couches (en haut) proposé par Müller et Smith (1993). Les couches représentent, de haut en bas, la colonne d'eau, la couverture sédimentaire, la croûte océanique supérieure, la croûte océanique inférieure et le manteau. Une anomalie théorique est créée (traits continus, au centre). Par une méthode d'inversion, la géométrie des couches (en bas) sont modifiées pour obtenir une réponse gravimétrique (pointillé, au centre) proche du signal théorique. (d'après Müller et Smith, 1993).



**Figure V.8.** Modèle crustal proposé par Müller et Smith (1993) (en haut). Ce modèle est ensuite comparé avec le profil RC1701 (en bas) publié par Mauffret et al. (1984). La localisation de ce profil est indiquée en figure II.21. Le modèle crustal n'est pas cohérent avec la géométrie des couches géologiques observées par la sismique, notamment l'interface sédiment-croûte.

Le second modèle (Müller et Smith, 1993), qui repose sur des données bathymétriques et gravimétriques, se base sur la méthode *smoothing spline estimation*. Il s'agit, par une méthode d'inversion, d'obtenir un modèle crustal, à partir des anomalies de Bouguer mesurées. Le modèle inclut, la couverture sédimentaire, la croûte océanique supérieure et inférieure et le manteau (Fig. V.7). Le modèle est dit satisfaisant lorsque le signal gravimétrique à l'air libre théorique (issu du modèle) est proche du signal mesuré (environ à 10 mGal près). Ce modèle, peu contraint par des données de sismique, a été comparé avec la partie Sud du profil sismique RC1701 (Mauffret, 1984) (Fig. V.8).

Cette comparaison montre que le modèle de Müller et Smith (1993) n'est pas cohérent géologiquement : il ignore la couverture sédimentaire sur la Ride de Tiburon et dans le Bassin de Tiburon (atteignant jusqu'à 2 s TWT), et le relief associé à la Ride de Barracuda n'est constitué que par la couche de sédiments, ce qui est en désaccord total avec les données sismiques (Fig. V.8).

Le but de notre étude gravimétrique et la méthode utilisée ne sont pas fondamentalement différents de ceux de Birch (1970) et Müller et Smith (1993) mais, par la prise en compte des contraintes géologiques venant notamment des nouvelles données sismiques (Antiplac, 2007), nous avons une idée plus précise de la géométrie des couches. Notamment la topographie, l'épaisseur de la couche sédimentaire et donc le toit de la croûte océanique sont beaucoup mieux contraints le long de ces rides.

## V.2. Résultats de la modélisation gravimétrique

Nous avons donc créé un modèle simple, à l'échelle crustale (cf. nommé profil composite, voir Chapitre II, section II.3.2), contraint par les données en notre possession, et calculé sa réponse gravimétrique (nous l'appellerons le signal calculé). Il faut noter que, comme pour les modèles précédemment publiés, nous n'avons pas d'information directe sur la géométrie du Moho. Ce type de modèle ne peut aboutir à un résultat unique. En effet, en faisant varier la densité ou la géométrie des couches, une multitude de modèles, avec des géométries très différentes, peuvent conduire à une même réponse gravimétrique. Cependant, certains modèles très simples à trois couches (sédiments, croûte et manteau), que nous avons testés ne satisfont pas les caractéristiques du signal gravimétrique mesuré et peuvent d'ores et déjà être écartés. De par la présence du prisme d'accrétion, situé à proximité de la Ride de Tiburon et le manque de données au Sud de celle-ci, nos modèles se sont donc concentrés plus particulièrement sur la Ride et la Fosse de Barracuda.

### V.2.1. Test 1: Influence de la densité des sédiments sur le signal gravimétrique

Pour contraindre la densité des couches géologiques impliquées dans ce modèle (sédiments, croûte et manteau), nous nous sommes basés sur les nombreux travaux existants (Ewing et al., 1957 ; Birch, 1970 ; Westbrook, 1975 ; Dolman, 2000) qui ont déterminé les vitesses et les densités dans ces couches (Tableau V.1).

**Tableau V.1.** Valeurs de vitesse et de densité (extraites de la littérature) des différentes couches géologiques déterminées, proche de la zone d'étude.

Couches géologiques	Vitesse (km/s)				Densité (g/cm <sup>3</sup> )			
	Ewing et al. (1957)	Birch (1970)	Westbrook (1975)	Dolman (2000)	Ewing et al. (1957)	Birch (1970)	Westbrook (1975)	Dolman (2000)
Eau	-	-	1.5	-	-	-	1.04	-
Sédiments sous-compactés	1.7	1.7	1.7	1.6	-	1.9	1.8	1.7
Sédiments compactés	2.3	3	2.5	2.15	-	2.2	2.1	2.33
Croûte	6.64	4.3-7.0	6.8	-		2.8	2.9	-
Manteau	8.09	7.9-8.4	8.1	-		3.3	3.3	-

Les sédiments sont principalement localisés dans le Bassin de Tiburon (entre les deux rides) et dans la Fosse de Barracuda. Ne connaissant pas la profondeur du Moho ni sa géométrie, nous avons placé arbitrairement un Moho plat à 12 km de profondeur. Le but de ce premier test est d'étudier l'influence de la densité de la couverture sédimentaire sur l'amplitude du signal gravimétrique, le long de ce profil. Conformément aux travaux antérieurs ([Tableau V.1](#)), nous avons fait varier la densité des sédiments de 1,77 g/cm<sup>3</sup> à 2,5 g/cm<sup>3</sup>. Pour ce premier test, seule la densité des sédiments varie ([Fig. V.9](#)).

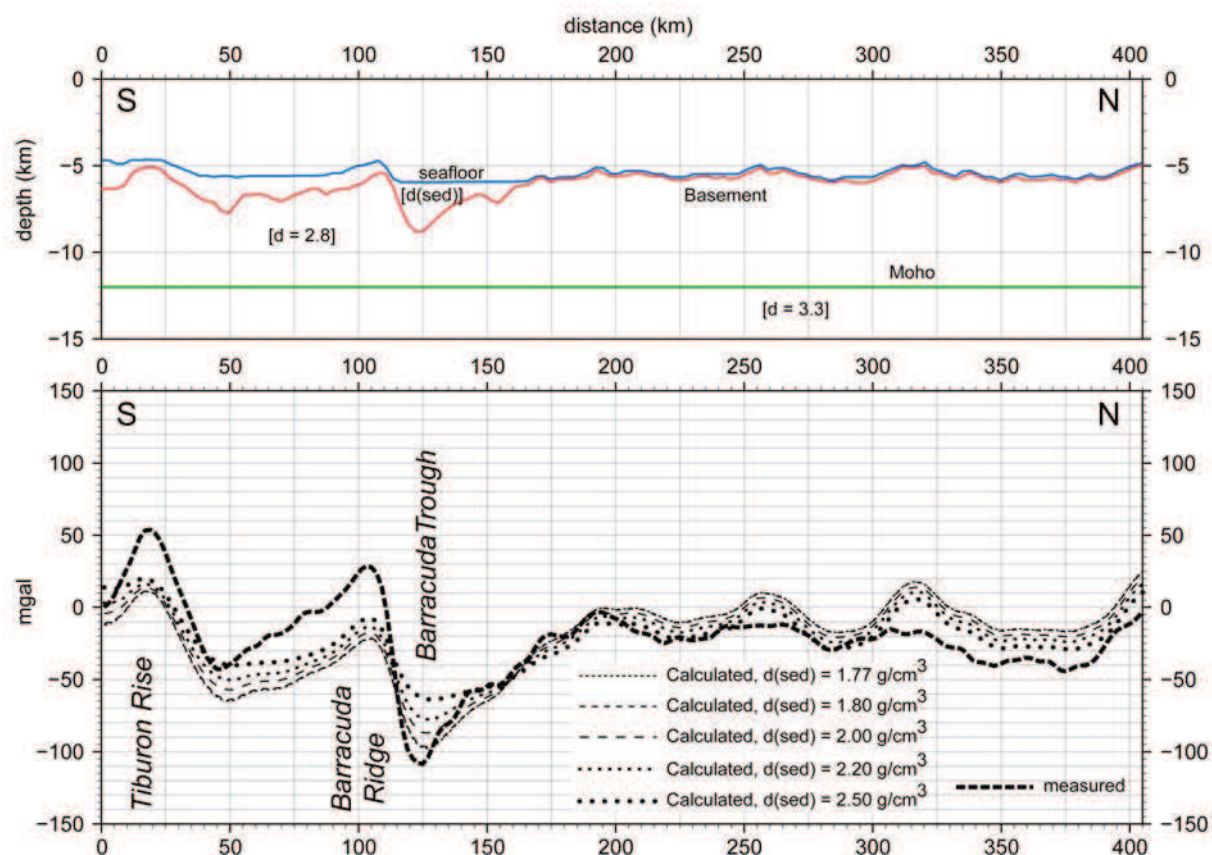
Plus la densité de la couverture sédimentaire est faible, plus le contraste avec la densité de la croûte océanique est important, et donc plus l'amplitude du signal gravimétrique calculé est importante. Cependant même pour les valeurs de densité les plus faibles, l'amplitude du signal calculé entre la Ride de Barracuda et sa fosse (de 76 mGal) n'atteint pas les valeurs mesurées (de 140 mGal) ([Fig. V.9](#)).

Si l'amplitude du signal calculé ne peut atteindre les valeurs mesurées, l'influence de la couverture sédimentaire est non négligeable sur la réponse gravimétrique. Une densité constante de 1,77 g/cm<sup>3</sup> sur l'ensemble de la couverture sédimentaire (qui peut atteindre jusqu'à 3 km d'épaisseur) n'est pas réaliste. Nous n'avons pas de contraintes directes sur la répartition de la densité dans la couverture sédimentaires le long de ce profil. A partir des données de sismique réfraction, [Birch \(1969, 1970\)](#) propose une densité différente de part et d'autre de la Ride de Barracuda, soit 2,2 g/cm<sup>3</sup> dans le Bassin de Tiburon et 1,9 g/cm<sup>3</sup> dans la Fosse de Barracuda. Ceci est en accord avec l'histoire géologique de ces deux domaines que nous proposons (cf. Chapitre III).

Le Bassin de Tiburon est rempli pour moitié de sédiments anté-quaternaires ([Fig. III.21](#)) de densité plus élevée que celle de l'Unité 3 plus récente ([Wright, 1984b ; Shipboard Scientific Party, Site 672, 1988](#)). Les deux tiers de la Fosse de Barracuda seraient composés de sédiments quaternaires ([Fig. III.21](#)), faiblement compactés, donc moins denses. Ainsi, pour la suite des tests (excepté le test 2, section V.2.2) nous avons utilisé une densité de 2,33 g/cm<sup>3</sup> ([Dolman, 2000](#)) à la base de la pile sédimentaire dans le Bassin de Tiburon et au fond de la Fosse de Barracuda et une densité de 1,8 g/cm<sup>3</sup> ([Westbrook, 1975](#)) pour la partie supérieure de la couverture



sédimentaire. Ces valeurs de densité restent empiriques mais elles nous semblent acceptables en vue des arguments présentés ci-dessus.



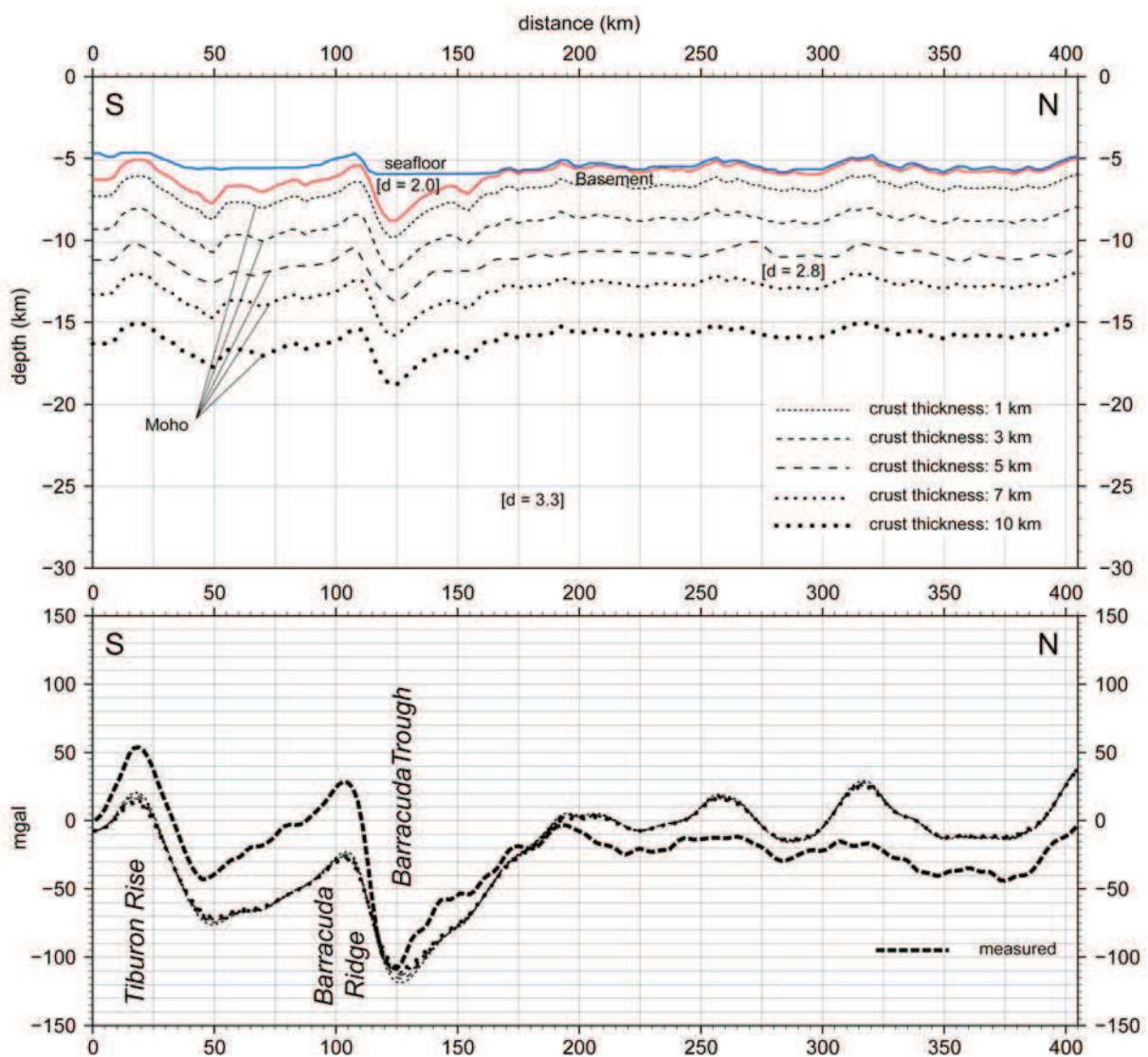
**Figure V.9.** Test 1, résultat de l'influence de la densité de la couverture sédimentaire sur le signal gravimétrique calculé par rapport au signal gravimétrique mesuré, à travers le profil composite (cf. section II.3.2).  $d$ , densité constante de la croûte ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ).  $d(\text{sed})$ , densité de la couverture sédimentaire ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ). En bas, profil du signal gravimétrique à l'air libre mesuré (courbe en pointillés gras) et signaux gravimétriques calculés (courbes bleue) selon les différentes densités testées (Tableau V.1). Pour chaque cas, une densité constante a été appliquée. On observe que plus la densité de la couverture sédimentaire est faible, plus le contraste avec la densité de la croûte océanique est important, et donc plus l'amplitude du signal gravimétrique calculé est importante.

**Figure V.9.** Test 1. Gravimetric signal calculated for five different sediment densities varying from 1.77 to 2.50  $\text{g}/\text{cm}^3$  (dotted and dashed black curves) compared to the measured signal (dotted red curve). Reference blue and red curves correspond to the seafloor and the basement, respectively.  $d$ ; density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ).

## V.2.2. Test 2: Influence de l'épaisseur de la croûte océanique

Il n'existe pas de données de sismique réfraction suffisamment précises pour contraindre l'épaisseur de la croûte océanique. Nous avons testé 5 épaisseurs de croûte différentes, 1 km, 3 m, 5 km, 7 km et 10 km, en prenant une densité de sédiments constante de 2,0  $\text{g}/\text{cm}^3$ . Pour chacun de ces tests l'épaisseur de la croûte est constante sur l'ensemble du modèle (Fig. V.10).

Le signal calculé est quasiment le même, d'un modèle à l'autre, quelle que soit l'épaisseur de la croûte. Entre le modèle à 1 km d'épaisseur et celui à 10 km, il n'existe une variation que de 10 mGal dans la Fosse de Barracuda. Par cette approche, nous ne pouvons donc pas contraindre l'épaisseur de la croûte. Le signal calculé est systématiquement inférieur au signal mesuré entre la Ride de Tiburon et la Fosse de Barracuda et est supérieur au Nord de la fosse. Ceci vient probablement du fait, que dans nos modèles, les effets du prisme d'accrétion de la Barbade et du bombement flexural de la lithosphère (*bulge*) ne sont pas pris en compte. Cela expliquerait la différence observée aux bordures du modèle entre les signaux mesurés et calculés. Cependant, ces modèles se focalisent sur les fortes amplitudes du signal gravimétrique liées à la Ride et la Fosse de Barracuda situées au centre du modèle et ne représentent qu'un quart de la longueur du profil. La longueur du profil utilisé est donc suffisante pour discuter de l'origine des fortes amplitudes gravimétriques observées au niveau de Barracuda.



**Figure V.10.** Test 2, résultat de l'influence de l'épaisseur de la croûte océanique sur le signal gravimétrique calculé par rapport au signal gravimétrique mesuré (courbe bleu), à travers le profil composite (cf. section II.3.2). Cinq épaisseurs constantes de croûte ont été testées. L'amplitude du signal calculé (courbes pointillées noires) est quasi confondu d'un modèle à l'autre quelque soit l'épaisseur de la croûte.  $d$ , densité constante ( $\text{g/cm}^3$ ).

**Figure V.10.** Test 2. Gravimetric signal calculated for five crust thicknesses varying from 1 to 10 km (dotted and dashed black curves). Resulting signal amplitudes for the 5 different thickness of crust are very similar (almost undistinguishable). Differences within these calculated signals and the measured gravimetric signal (blue curve) are discussed in the manuscript.  $d$ ; density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ). Reference blue and red curves correspond to the seafloor and the basement, respectively.

Ces deux premiers tests nous indiquent d'ores et déjà que :

- (i) Il ne peut pas y avoir de racine crustale sous les rides de Barracuda et Tiburon. L'amplitude du signal est déjà trop faible, sur les modèles testés sans racine crustale, quelle que soit la ride considérée. L'existence d'une racine crustale aurait tendance à aggraver cette différence en atténuant encore plus l'amplitude du signal gravimétrique. Ceci confirme que ces rides ne sont pas compensées isostatiquement.
- (ii) La très forte amplitude du signal gravimétrique, mesurée entre la Ride de Barracuda et la Fosse, ne peut pas être expliquée par des couches d'épaisseur et de densité homogènes. L'influence de la couverture sédimentaire ne peut pas non plus expliquer une telle variation abrupte. La croûte océanique doit donc posséder localement une géométrie et/ou une densité anormale. Dans les modèles suivants, c'est donc sur les variations locales d'épaisseur et/ou de densité de cette couche de croûte océanique que nous nous sommes concentrés.

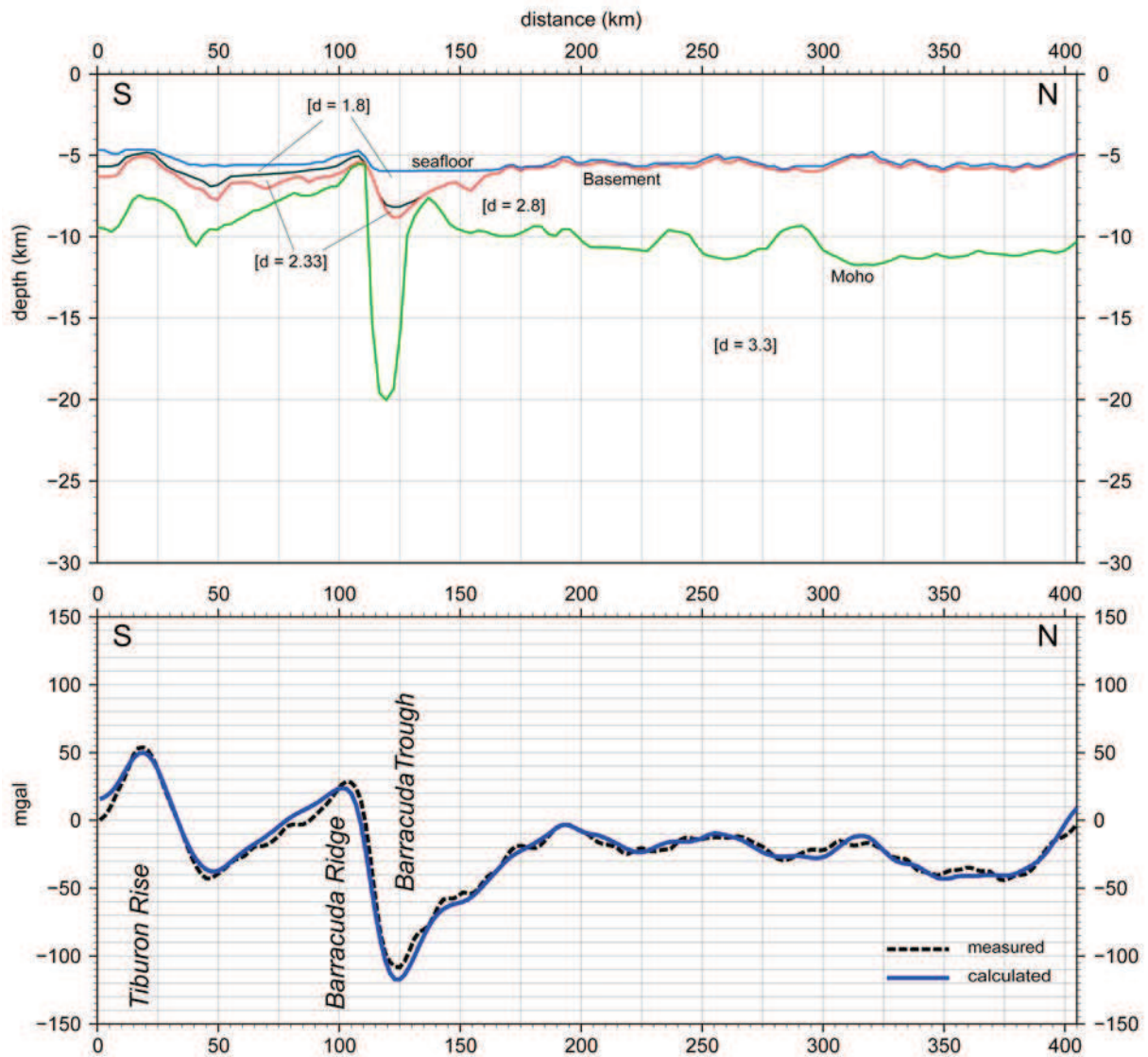
### V.2.3. Test 3: Profondeur variable du Moho

Dans ce test, nous avons modifié la géométrie du Moho localement, afin de minimiser l'écart entre signal calculé et signal mesuré (Fig. V.11). L'épaisseur de la croûte est fictive. Nous avons réalisé deux modèles, l'un où l'épaisseur de la croûte atteint 7 km dans la partie nord du modèle et l'autre où elle n'atteint que 5 km (Fig. V.12). Les valeurs de densité des sédiments sont celles déduites du test 1 (niveau profond :  $2,33 \text{ g}/\text{cm}^3$  et sédiments superficiels  $1,8 \text{ g}/\text{cm}^3$ ). Les densités de la croûte océanique et du manteau sont constantes,  $2,8 \text{ g}/\text{cm}^3$  et  $3,3 \text{ g}/\text{cm}^3$ , respectivement. La croûte océanique ne présente pas de variations d'épaisseur majeures au Nord de la Fosse de Barracuda (Figs. V.11 et V.12). Les faibles reliefs situés à 190 km, 260 km et 315 km s'accompagnent d'une épaisseur de croûte plus importante que dans les dépressions où l'épaisseur de la croûte est amincie. Les reliefs de ce domaine au Nord de la Fosse de Barracuda sont donc compensés isostatiquement localement par une croûte sur-épaissie.

A l'inverse dans la partie Sud du modèle, l'interface croûte-manteau doit présenter de fortes amplitudes pour satisfaire les amplitudes du signal gravimétrique mesuré. Ainsi, dans la Fosse de Barracuda, le Moho se situe à une vingtaine de kilomètres de profondeur. Sous la Ride de Barracuda, la profondeur du Moho se situe proche de l'interface sédiment-croûte (soit environ 100 m et 2 km selon les deux modèles réalisés). Le Moho s'approfondit progressivement sous le Bassin de Tiburon, en direction de la Ride de Tiburon. La profondeur du Moho n'atteint jamais les valeurs appliquées dans la partie Nord du modèle. La Ride de Tiburon ne présente pas un amincissement aussi important que la Ride de Barracuda (Fig. V.12). Ces valeurs ne sont

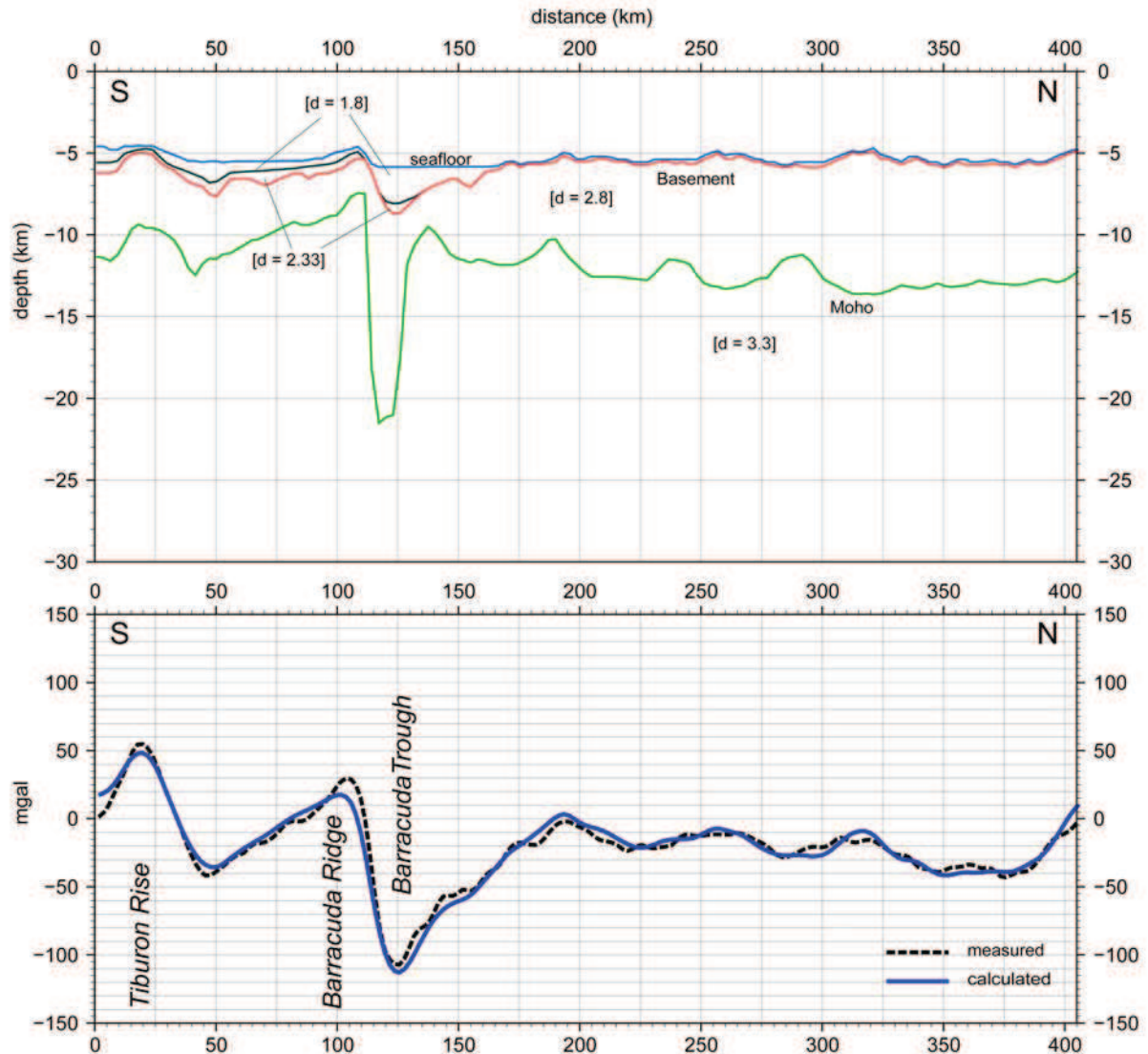


évidemment pas réalistes notamment sous la fosse. Des variations de densité doivent être introduites pour expliquer ces anomalies.



**Figure V.11.** Test 3, résultat de l'influence d'une profondeur variable du Moho avec une densité de croûte constante (en vert) sur le signal gravimétrique calculé (courbe bleu) par rapport au signal gravimétrique mesuré (courbe en pointillé noir), à travers le profil composite (cf. section II.3.2). Sous la Fosse de Barracuda l'épaisseur de la croûte atteint 21 km localement et environ 100 m sous la Ride de Barracuda.  $d$ , densité constante ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ).

**Figure V.11.** Test 3. Gravimetric signal calculated for a variable crust thickness and constant crust density. The base of the crust (Moho) is indicated by a green curve. Almost no difference is observed between the calculated (blue curve) and the measured gravimetric signal (dotted red curve). The considered oceanic crust thickness is up to 21 km beneath the Barracuda Trough, whereas is 100 m beneath the Barracuda Ridge.  $d$ ; density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ). Reference blue and red curves correspond to the seafloor and the basement, respectively.



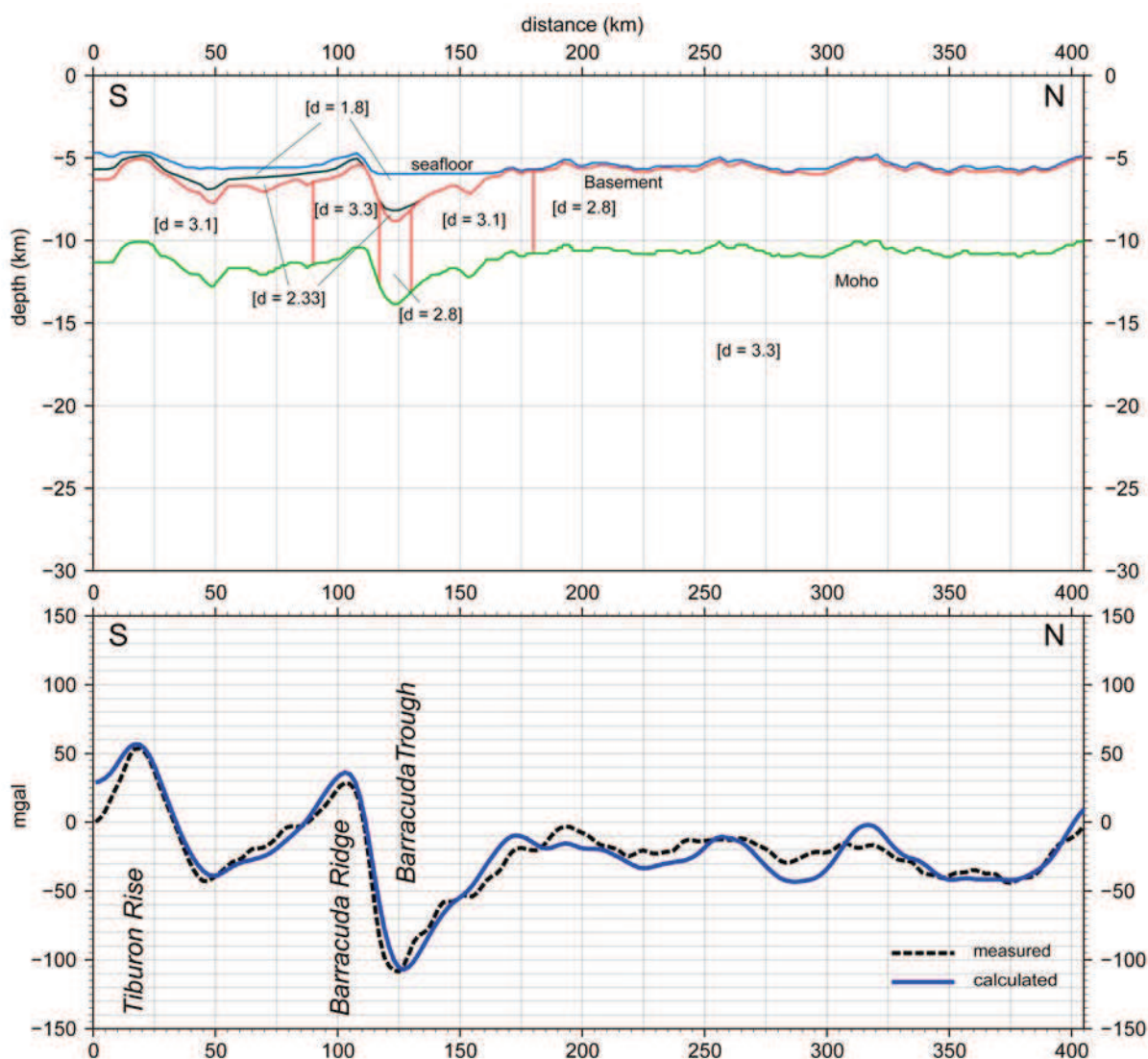
**Figure V.12.** Test 3, même modèle qu'à la figure V.11 avec une épaisseur globale de la croûte océanique plus importante. Elle atteint 7 km dans l'extrême Nord du modèle. L'épaisseur crustale sous la Ride de Barracuda, atteint 2 km et 22,5 km sous la Fosse de Barracuda. Le signal gravimétrique calculé demeure presque inchangé. La valeur de l'anomalie positive au niveau de la Ride de Barracuda est légèrement inférieure à celle mesurée (10 mGal).  $d$ , densité constante ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ).

**Figure V.12.** Test 3. Same model as figure V.11 with a slightly higher global thickness of the crust. This model considers a thicker oceanic crust of 7 km at the northern border of the model. Oceanic crust thickness is 2 km beneath the Barracuda Ridge and 22,5 km beneath the Barracuda Trough. Almost no difference is observed between the calculated (blue curve) and the measured gravimetric signal (dotted red curve). The difference between the calculated positive gravimetric anomaly in the Barracuda Ridge is slightly lower (10 mGal) than the measured. The base of the crust (Moho) indicated by a green curve.  $d$ , density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ).

#### V.2.4. Test 4: Changement de densité dans la croûte

Dans ce modèle nous avons changé localement la densité de la croûte océanique afin de minimiser l'écart entre signal calculé et signal mesuré (Fig. V.13). Nous avons utilisé les mêmes densités que précédemment pour la couverture sédimentaire (niveau profond : 2,33  $\text{g}/\text{cm}^3$  et

sédiments superficiels ( $1,8 \text{ g/cm}^3$ ) et pour le manteau ( $3,3 \text{ g/cm}^3$ ) et pour la croûte une épaisseur constante de 5 km. Une bonne corrélation entre signal mesuré et signal calculé est atteinte pour une densité forte ( $3,1 \text{ g/cm}^3$ ) entre la Ride de Tiburon et le Bassin de Tiburon ainsi que pour le flanc Nord de la Fosse de Barracuda, une densité de croûte océanique normale ( $2,8 \text{ g/cm}^3$ ) dans la Fosse de Barracuda et au Nord de celle-ci, et une densité très forte, égalant celle du manteau ( $3,3 \text{ g/cm}^3$ ), sous la Ride de Barracuda.

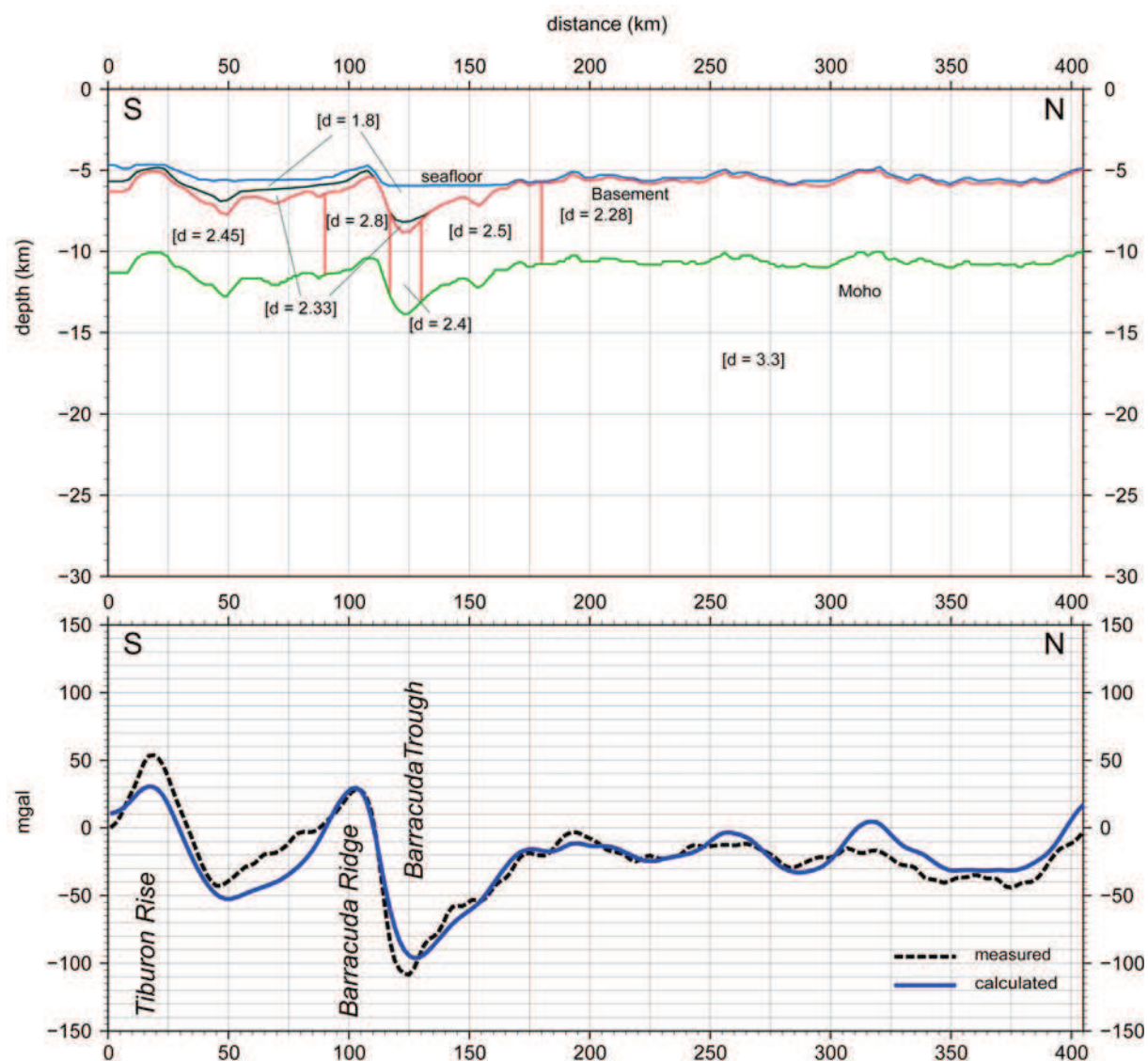


**Figure V.13.** Test 4, résultat de l'influence du changement de densité dans la croûte sur le signal gravimétrique calculé (courbe bleu) par rapport au signal gravimétrique mesuré (courbe en pointillé noir), à travers le profil composite (cf. section II.3.2). L'épaisseur de la croûte océanique est constante (5 km). Il existe une bonne corrélation entre le signal gravimétrique mesuré et calculé pour des valeurs de densité anormalement élevées ( $> 2,8 \text{ g/cm}^3$ ) entre la Ride de Tiburon et la Fosse de Barracuda. Sous la Ride de Barracuda, la densité utilisée est celle du manteau.

**Figure V.13.** Test 4. Gravimetric signal calculated for a fixed oceanic crust thickness of 5 km and a variable crust density with values up to  $3.3 \text{ g/cm}^3$ . Gravimetric signals obtained for anomalous density values of the oceanic crust ( $> 2.8 \text{ g/cm}^3$ ) provide good estimations compared to the measured gravimetric signal (dotted black curve) between the Tiburon Rise and the Barracuda Trough. Reference blue and red curves correspond to the seafloor and the basement, respectively. The base of the crust (Moho) is indicated by a green curve.



Nous avons réalisé un autre test en imposant une densité de croûte océanique normale ( $2,8 \text{ g/cm}^3$ ) sous la Ride de Barracuda et en ajustant la densité dans le reste de la croûte (Fig. V.14). Le rapport entre signal mesuré et signal calculé est moins satisfaisant et les valeurs de densité sont anormalement faibles entre la Ride de Tiburon et le Bassin de Tiburon ( $2,45 \text{ g/cm}^3$ ), ainsi qu'au Nord de la Ride de Barracuda ( $2,4 \text{ g/cm}^3$  dans la Fosse de Barracuda,  $2,5 \text{ g/cm}^3$  sur le flanc Nord de celle-ci et  $2,28 \text{ g/cm}^3$  plus au Nord).



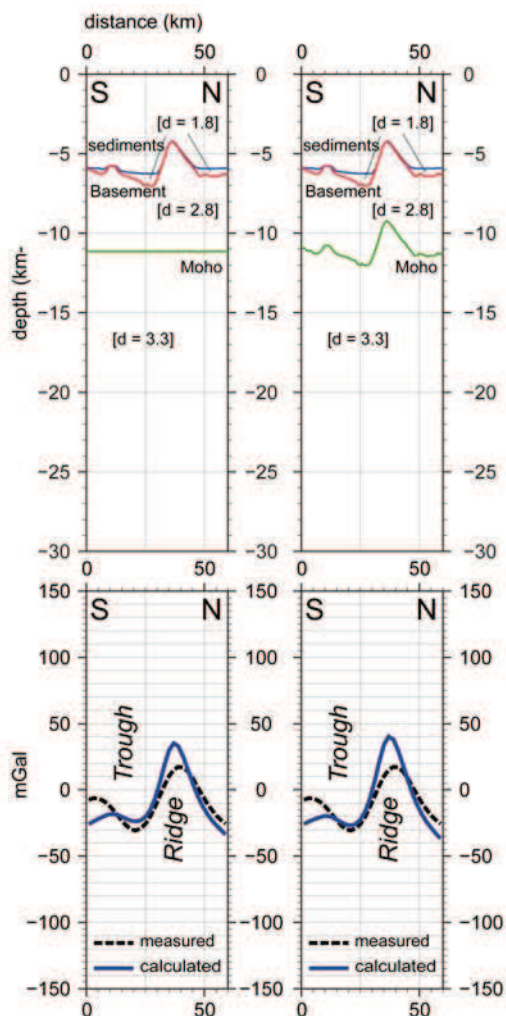
**Figure V.14.** Test 4, autre modèle avec un changement de densité dans la croûte, à travers le profil composite (cf. section II.3.2). Ici la densité de la croûte sous la Ride de Barracuda est normale ( $2,8 \text{ g/cm}^3$ ), nous avons adapté la densité de la croûte dans le reste du modèle pour satisfaire au mieux, le signal gravimétrique mesuré (courbe en pointillé noir).

**Figure V.14.** Test 4. Example of gravimetric signal obtained for a fixed thickness of the oceanic crust and a density fixed to  $2,8 \text{ g/cm}^3$  in the Barracuda Ridge. The calculated gravimetric signal (blue curve) has been adjusted to fit the measured signal (dotted black curve) by taking variable density for the oceanic crust surrounding the ridge from  $2,28$  to  $2,5 \text{ g/cm}^3$ .

### V.2.5. Test 5: Comparaison avec le domaine africain

Nous avons montré que les anomalies gravimétriques associées à la zone de fracture de Fifteen-Twenty, présentes sur la plaque africaine, n'avaient rien de comparable avec le domaine américain (cf. section V.1). En procédant de la même manière qu'aux tests précédents, nous avons réalisé un modèle simple composé de trois couches (sédiments, croûte, manteau) à travers la zone de fracture de Fifteen-Twenty le long du profil Kv. 16 (Fig. V.15) issue du programme Kroonvlag (Collette, 1984 ; Roest et Collette, 1986). N'ayant aucune contrainte sur les densités dans cette région, et compte tenu de la faible épaisseur de sédiments de part et d'autre de la ride, nous avons appliqué une densité relativement faible pour la couverture sédimentaire ( $1,8 \text{ g/cm}^3$ ). Nous avons utilisé les mêmes densités pour la croûte océanique et pour le manteau que pour les tests précédents, soit respectivement  $2,8 \text{ g/cm}^3$  et  $3,3 \text{ g/cm}^3$ . Nous avons simplement fait varier la géométrie du Moho selon deux hypothèses : (i) un Moho plat, (ii) une croûte d'épaisseur constante de 5 km sans compensation isostatique (Fig. V.15).

Contrairement à ce que nous avons observé pour le modèle traversant les rides de Tiburon et de Barracuda, le signal gravimétrique calculé coïncide bien avec celui qui a été mesuré sans devoir faire intervenir un amincissement crustal sous la ride et un épaissement sous la fosse (Fig. V.15). Le test dans lequel le Moho est plat induit une épaisseur crustale plus importante sous la ride que sous la fosse. Le signal calculé est plus proche du signal mesuré dans ce cas que lorsque que la croûte est d'épaisseur constante.



**Figure V.15.** Test 5 réalisé au profil Kv. 16 (Roest et Collette, 1984) traversant la zone de fracture de Fifteen Twenty sur la plaque africaine (voir figure V.1 pour localisation). A gauche le Moho est plat et à droite l'épaisseur de la croûte est constante (5 km). En bas, la courbe en pointillé noire correspond au signal gravimétrique mesuré, et en bleu au signal gravimétrique calculé.

**Figure V.15.** Test 5. Gravimetric signal calculated for the position corresponding to the profil Kv 16 (Roest and Collete, 1986) in the oriental part of the Fifteen-Twenty fracture zone (see figure V.1 for localisation). On the left side, example considering a flat base of the oceanic crust (Moho, green curve) and on the right side, considering a constant thickness of 5 km.

### V. 3. Discussion

Les modèles gravimétriques présentés dans ce chapitre, permettent de cadrer la discussion à propos de l'accommodation en profondeur du fort relief des rides, visible en bathymétrie. La couverture de données sismiques est trop faible pour aller plus loin, et de faire un modèle qui prendrait en compte l'évolution de la géométrie crustale d'Est en Ouest, à l'approche de la zone de subduction. Le manque de données dans la Fosse de Tiburon ne permet pas d'affiner le modèle à cet endroit. Finalement, l'influence du prisme d'accrétion, au sud de la Ride de Tiburon n'a pas pu être étudiée par manque de données.

La modélisation gravimétrique s'est donc focalisé sur la Ride et la Fosse de Barracuda et permet de tirer les conclusions suivantes:

Nos modèles gravimétriques confirment le fait que ces rides ne sont pas en équilibre isostatique comme l'atteste la forte anomalie gravimétrique qui leur est associée et comme l'avaient déjà évoqué [Birch \(1970\)](#) et [Müller et Smith \(1993\)](#).

Il semble raisonnable d'avoir une densité des sédiments plus élevée dans le Bassin de Tiburon que dans la Fosse de Barracuda compte tenu du remplissage rapide d'une partie de cette fosse (environ les 2/3) par une sédimentation quaternaire (voir Chapitre III). Cependant, la variation de la densité dans la couverture sédimentaire ne peut expliquer, à elle seule, l'amplitude de variation des anomalies gravimétriques générées au voisinage des rides. La structure de la croûte, sous ces rides, doit nécessairement présenter des hétérogénéités de masses (épaisseur et/ou densité). Un excès de masse est nécessairement présent sous la Ride de Barracuda, tandis qu'un déficit de masse caractérise la Fosse de Barracuda.

D'après les données de sismique réfraction ([Ewing et Ewing, 1959](#)), bien que très bruitées, [Birch \(1970\)](#) conclut que le Moho devrait se trouver à une profondeur de 10 km (sous le niveau de la mer) sous la Ride de Barracuda et à 14 km sous la fosse. Avec une colonne d'eau d'environ 4.5 km et 6 km au dessus de la Ride de Barracuda et de la Fosse, respectivement, et 500 m de sédiments au niveau de la Ride de Barracuda et 3 km dans la fosse, on obtient une épaisseur crustale d'approximativement 4,9 km sous la ride et 5,2 km sous la fosse. Ce qui est anormalement mince pour une croûte océanique (classiquement ~7 km). Nos modèles vont dans ce sens. La région caractérisée par les rides de Barracuda et de Tiburon semble avoir une profondeur du Moho anormalement élevée. Plus récemment, une campagne de sismique réfraction réalisée au large de la Guyane française ([Greenroyd et al., 2007](#)) montre que la croûte océanique y est anormalement mince, entre 3,3 et 5,7 km. Elle serait le résultat d'un faible apport mantélique dans une région caractérisée par une forte concentration de zones de fracture. Dans la région des rides de Barracuda et de Tiburon la croûte océanique pourrait se trouver anormalement mince depuis sa création à l'axe de la dorsale.

Les données de sismique réflexion décrites au chapitre IV suggèrent la présence d'un chevauchement crustal à vergence Sud. Nos modélisations ne permettent pas de rendre compte d'une telle géométrie. Le chevauchement ne peut être présent sous la Ride de Barracuda car à cet endroit un excès de masse doit être présent. Les fortes anomalies gravimétriques négatives dans la fosse seraient associées à un manteau supérieur serpentinisé. En effet, la serpentinisation a tendance à diminuer la densité du manteau. L'infiltration d'eau de mer le long



de fractures traversant la croûte océanique au niveau de la faille transformante, aurait provoqué la serpentisation du manteau supérieur. Ce processus, actif au stade transformant de la zone de fracture (domaine actif), pourrait avoir repris au cours de cette phase tectonique quaternaire.

Il existe de nombreux cas, ailleurs dans le monde, où après un réarrangement cinématique de plaques, une zone de fracture présente des évidence de chevauchement crustal, voire d'initiation de subduction comme la Ride de Puysegur et la Fosse de Hjort le long du complexe de Macquarie situé au Sud-ouest de la Nouvelle Zélande, à la jonction entre les plaques Australienne et Pacifique (Collot et al., 1995; Meckel et al., 2003). De façon comparable, Deschamps et al. (1998) interprètent la Ride de Gagau, situé au Sud-est de Taïwan, dans la mer des Philippines, comme étant une zone de fracture réactivée par des contraintes compressives. Ces auteurs envisagent le développement d'un chevauchement crustal sous la Ride, au cours de cette phase transpressive.

L'épaisseur anormale de la croûte océanique, sous la Ride de Barracuda, reste difficile à expliquer. Généralement une déformation en compression ne s'accompagne pas d'un amincissement crustal au niveau du haut topographique. Ceci suppose alors que cet amincissement crustal était présent dès la formation de cette portion de lithosphère. La comparaison avec le profil Kv. 16 traversant le domaine oriental de la zone de fracture de Fifteen-Twenty semble montrer une répartition des masses en profondeur différente (Fig. V.15) du domaine occidental pour une croûte océanique de même âge (Fig. V.1). Ceci nous conduit à formuler l'hypothèse selon laquelle, pendant l'accrétion océanique entre 84 Ma et 56 Ma (anomalie magnétique C34 et C25, Fig. V.1), la répartition de l'épaisseur de la croûte océanique serait hétérogène de part et d'autre de la faille transformant de Fifteen-Twenty, située entre les deux segments de dorsale. Elle présenterait localement une épaisseur plus fine côté américain qu'on ne retrouve pas côté africain. Nous avons vu, au chapitre III, section III.3.1, que l'axe actuel de la Ride de Barracuda ne coïncidait pas avec l'axe de la zone de fracture. L'axe de la Ride était légèrement en retrait vers le Sud, dans sa partie Est (Fig. III.34). La Ride de Barracuda se serait mise en place préférentiellement là, où la croûte océanique présentait une résistance mécanique plus faible, c'est-à-dire là, où l'épaisseur de la croûte était initialement amincie.



### Discussion générale

---

<b>CHAPITRE VI : Discussion générale .....</b>	<b>183</b>
Abstract.....	185
VI.1. Volcanisme intra-plaque .....	189
VI.2. Influence de la zone de subduction .....	192
VI.2.1. Analyse du signal gravimétrique pour d'autres zones de fracture en subduction ....	192
VI.2.2. Mise en place des rides à l'abord de la zone de subduction.....	198
VI.2.3. Présence des rides en subduction .....	199
VI.3. La frontière de plaque Nord Amérique-Sud Amérique .....	201
VI.3.1. Le point triple NAM/SAM/AF .....	203
VI.3.2. Le point triple CAR/NAM/SAM .....	206
VI.3.3. La frontière de plaque entre NAM et SAM et la notion de frontière diffuse .....	207
VI.3.3.1. La frontière de plaque entre NAM et SAM.....	207
VI.3.3.2. Notion de frontière diffuse entre NAM et SAM .....	208
VI.3.3.3. La mise en place des rides de Barracuda et de Tiburon au sein de la limite diffuse de plaque entre NAM et SAM.....	209





## Abstract

In this chapter we review the possible causes of the formation of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise. Due to the complex geodynamic setting where three plates meet, namely the North American (NAM), South American (SAM) and the Caribbean (CAR) plates, three mechanisms could be invoked for the recent formation of these structures: (i) volcanism, (ii) flexure of lithosphere entering in subduction and (iii) tectonic stresses imposed along the NAM/SAM plate boundary.

**Volcanism:** To explore the possibility that only off-axis volcanism is primarily responsible for the formation of Barracuda and Tiburon Ridges, we compare these ridges with the Researcher Ridge of volcanic origin (50°West, close to the Fifteen-Twenty fracture zone, [Fig. VI.14](#)). Sampling in the Royal Trough reveal the presence of recent off-axis basalts ([Roest et al., 1986](#)). Magnetic anomalies associated with the Researcher Ridge confirm this volcanic origin ([Collette et al., 1984](#)).

Comparison of bathymetric gravity and magnetic signals associated with the Tiburon and Barracuda ridges and the Researcher Ridge ([Fig. VI.1](#)) confirm that these structures cannot have a similar origin. The symmetrical morphology of the Researcher Ridge contrasts with the asymmetry of the Barracuda and Tiburon ridges. The wavelength of the gravity signal of the Researcher Ridge is much smaller (50 km on average) than the signal associated with the Barracuda and Tiburon ridges (~150 km) ([Fig. VI.1](#)). Finally, Researcher Ridge has a magnetic anomaly that is more or less continuous along its axis (and therefore perpendicular to the spreading axis) with high amplitudes similar to those observed at the Mid-Atlantic Ridge. Barracuda Ridge and Tiburon Rise instead show no anomaly centered on their axis but are crossed perpendicularly by the magnetic anomalies that do not stand out relative to the typical anomalies of the seafloor parallel to the axis of the Mid-Atlantic Ridge.

Heat flow measurements are not particularly high at the Barracuda and Tiburon ridges ([Fig. VI.2](#)) compare to the theoretical heat flow for an oceanic lithosphere (aged about 85 Ma) of about 55 mW/m<sup>2</sup> ([Parsons and Sclater, 1977](#) ; [Westbrook, 1984](#)). This observation also goes against the hypothesis of a recent volcanic origin for the Barracuda Ridge and Tiburon Rise.

Flexure of lithosphere entering in subduction: the Barracuda and Tiburon ridges derive their initial configuration to the Fifteen-Twenty and Marathon fracture zones ([Westbrook, 1982](#); [Westbrook et al., 1984](#)). We focused on the behavior of fractures zones passing in subduction by comparison with other similar geodynamic settings ([Fig. VI.3 to VI.8](#)). None of these examples of fracture zones show gravity anomaly amplitudes as high as the Tiburon Rise and Barracuda Ridge ([Fig. VI.9](#)) although relatively high values can be present along the flexural bulge. From this comparison, we conclude that the Barracuda Ridge and Tiburon Rise cannot be related only to the subduction zone but another process must be involved.

We reconstructed the relative motion of NAM relative to fixed CAR (A1-A5, [Fig. VI.9](#)), and of SAM relative to fixed CAR (B1-B5, [Fig. VI.9](#)), for four key periods: 1 Ma and 3 Ma (after [DeMets et al., 2010](#)), and 10 Ma and 20 Ma (after [Müller et al., 2008](#)). These reconstructions show that the uplift of the ridges occurs far from the influence of the subduction zone ([Fig. VI.9 A3 and B3, A4](#)

and B4). The uplift of Barracuda Ridge and Tiburon Rise are therefore unlikely to be controlled by flexure of the lithosphere due to subduction. The westward shift of volcanic arc in the Oligocene would have occurred before the entry into the subduction zone of the Fifteen-Twenty Fracture Zone (A5 and B5, Fig. VI.9).

Seismic refraction data show that the Tiburon Rise is present in the forearc (Bangs et al., 2003; Evain et al., 2011). The subduction of the Tiburon Rise would have caused the uplift of the easternmost part of the backstop (Bangs et al., 2003). The height of the Barracuda Ridge is generally between 4 km and 5 km between 58.5° W and 55.5° W. Its bathymetric relief drops suddenly before the contact with the Barbados accretionary front (Fig. VI.10). Two hypotheses are possible: (i) the Barracuda Ridge may not be present underneath the accretionary prism (i.e. only the Fifteen-Twenty fracture zone and its associated relief are passing in the subduction zone), or (ii) the weight of the upper plate would induce a vertical stress onto the subducting plate producing the collapse of the relief associated with the ridge (relief that is not isostatically compensated as we have seen).

Tectonic stresses imposed along the NAM/SAM plate boundary: all plate kinematic models agree that the present NAM/SAM/AF triple junction would be located between the Marathon and Fifteen-Twenty fracture zones (Roest and Collette, 1986; Klitgord and Schouten, 1986; Cande et al., 1988; Shaw and Cande, 1990; Müller and Smith, 1993; Müller et al., 1999). The past and present position of the CAR/NAM/SAM triple junction remains uncertain. The NAM-SAM relative motion is probably too small to generate a major discontinuity in the upper plate (CAR).

The current NAM-SAM PBZ is necessarily located between the Lesser Antilles subduction zone and Marathon and Fifteen-Twenty transform faults at the MAR. (Fig. V.14). The position of all rotation poles derived from recent global plate kinematic models describing the movements of NAM relative to SAM (Dixon and Mao, 1997; Sella et al., 2002; Argus et al., 2010; DeMets et al., 1990, 1994, 2010) (further information in Chapter VI.3.3) imply a westward increase of convergence between these two plates west of the pole and the extension of the east of the rotation pole.

Both the location of the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise and the timing of uplift fit well in the kinematic models proposed by several authors (Roest and Collette, 1986; Müller and Smith 1993; Müller et al., 1999) (Fig. V.14). The evidence of compressive features observed in the sedimentary cover and in the oceanic basement are synchronous to the uplift of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise (Chapter IV.2 and IV.3) are also consistent.

However, caution is necessary when applying plate-motion models to predict, in detail, the spatial distribution and timing of deformation arising from the plate motions. For example, evidence for the poorly resolved small Eocene transpression predicted by the plate reconstructions of Müller et al. (1993) and Müller et al. (1999) has not been observed in the Barracuda Ridge Tiburon Rise area. Our study shows that this convergence did not start in the early Miocene, as suggested by Müller et al. (1999) but approximately 5 Myr later. Moreover, the Early Pleistocene uplift of the Barracuda Ridge is not predicted by these models.

The assumption in the models of absolute rigid plates is probably not valid in this complicated PBZ, where it is likely that there is a zone of diffuse deformation and possibly, lithospheric fragments (micro-plates, blocks) accommodating the changing magnitude and direction of



motion along the PBZ, although these fragments remain, as yet, unidentified. The variation in motion along the PBZ from transtension in the east to transpression in the west when compared to the trace of the Fifteen Twenty FZ and its western extension, suggests that this FZ alone cannot accommodate the entire North America-South America motion. The PBZ, therefore must most certainly be heterogeneous in nature, exploiting weaknesses in the lithosphere provided by FZs where mechanically advantageous, but forming new boundary segments elsewhere, to transfer motion between reactivated segments of the FZs.



Dans ce chapitre nous passons en revue les causes possibles de la formation des rides de Barracuda et de Tiburon. Ces deux rides ont acquis leur relief très tardivement dans un contexte géodynamique complexe, où trois plaques s'affrontent, la plaque Amérique du Nord (NAM) la plaque Amérique du Sud (SAM), et la plaque Caraïbe (CAR). Du fait de ce contexte, trois mécanismes nous semblent pouvoir être à l'origine de la formation de ces rides : le volcanisme, la flexure de la lithosphère entrant en subduction et les contraintes tectoniques imposées le long de la frontière de plaque NAM/SAM. Nous allons distinguer pour chacun de ces trois processus, leurs contributions respectives dans la morphologie actuelle des rides de Barracuda et de Tiburon. D'autres régions du globe, où une zone de fracture entre en subduction, seront étudiées par l'analyse du signal gravimétrique à l'air libre, puis comparées avec notre zone d'étude. En utilisant les modèles cinématiques globaux (Gplates, MORVEL), nous retracerons le chemin parcouru par les rides avant d'arriver dans la zone d'influence de la subduction. Les travaux menés sur la reconnaissance des points triples CAR/NAM/SAM et NAM/SAM/AF permettront d'appréhender le comportement de la limite de plaques entre NAM et SAM et son lien potentiel avec la surrection des rides de Barracuda et de Tiburon.

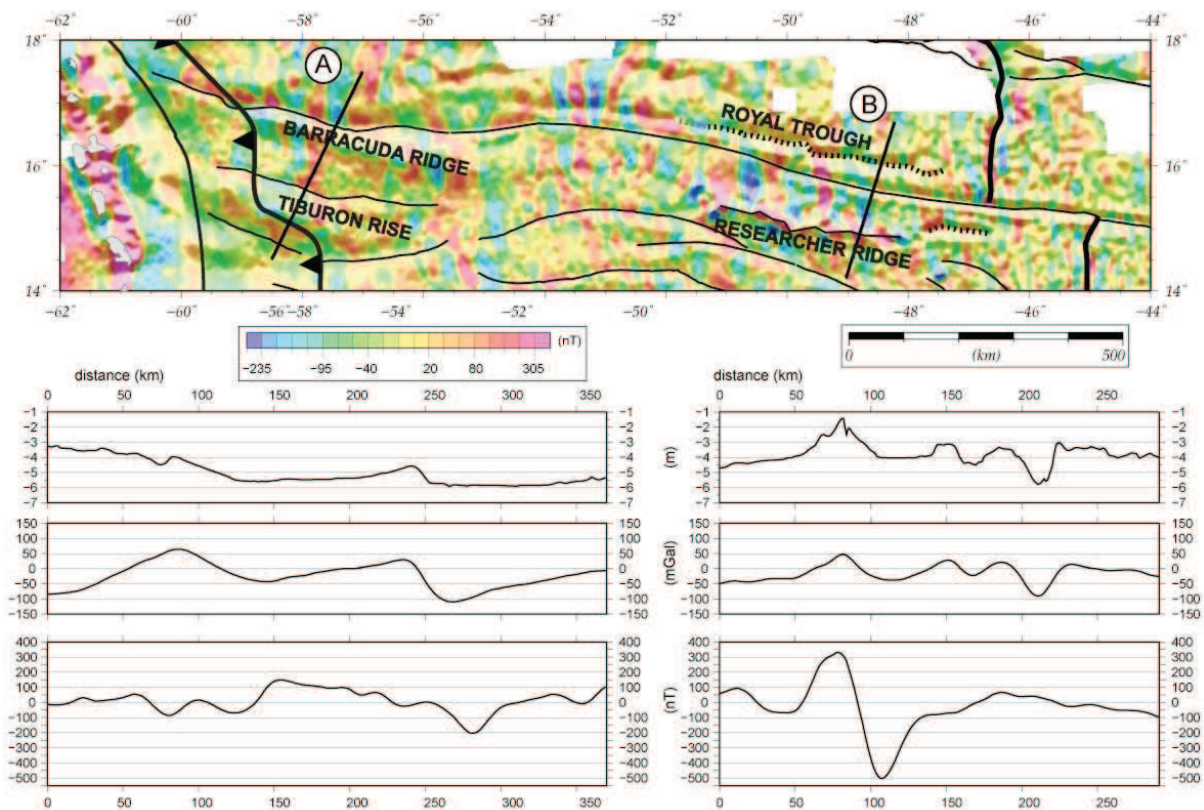
## VI.1. Volcanisme intra-plaque

A l'échelle du globe, le plancher océanique est jonché d'édifices volcaniques. Certaines rides présentent un relief bathymétrique très marqué et se caractérisent par un alignement de volcans sous marins. Elles peuvent correspondre à la manifestation en surface d'un point chaud, comme par exemple, la chaîne volcanique Hawaï-Empereur dans l'océan Pacifique, les rides de Rio Grande et Walvis dans l'océan Atlantique Sud. Un changement de mouvements cinématiques entre deux plaques peut aussi être accommodé par des mouvements verticaux de socle associés à du volcanisme. C'est le cas de la Ride de Hollister dans l'Océan Pacifique (Lonsdale, 1994 ; Géli et al., 1998) et du complexe ride-fosse de Researcher et la Fosse Royal à l'Est de la Ride de Barracuda vers 49°W (Roest et Collette, 1986). Des dragages effectués dans la Fosse Royal révèlent la présence de basaltes récents (Roest et al., 1986). Les anomalies magnétiques associées à la ride de Researcher confirment cette origine volcanique (Collette et al., 1984).

Pour explorer la possibilité que le volcanisme, hors-axe, soit seul à l'origine de la formation des rides de Barracuda et de Tiburon, il peut être intéressant de comparer ces rides avec celle de Researcher où l'origine volcanique est reconnue. L'âge de formation de ces trois rides est récent (Roest et Collette, 1986 ; Patriat et al., 2011 ; Pichot et al., 2012). Leurs caractéristiques physiques et morphologiques peuvent être comparées, bien que la ride de Researcher est située sur une croûte océanique plus jeune. La comparaison des signaux bathymétriques gravimétriques et magnétiques associés aux rides de Tiburon et de Barracuda d'un côté, et ceux du complexe ride-fosse de Researcher et de la fosse Royal de l'autre, nous confirme que ces deux domaines ne peuvent avoir eu une histoire semblable. Le long des profils A et B (Fig. VI.1), les rides de Barracuda, Tiburon et Researcher ont toutes les trois un signal bathymétrique fort respectivement à 1 km, 1,5 km et 2,5 km par rapport au fond de la mer. Sur ces profils, la Ride de Researcher se démarque des deux autres. La morphologie symétrique de la Ride de Researcher contraste avec l'asymétrie des rides de Barracuda et de Tiburon. La longueur d'onde du signal gravimétrique associé à la Ride de Researcher est plus petite (50 km en moyenne) que celle du signal associé aux rides de Barracuda et de Tiburon (~150 km) (Fig. VI.1). Enfin, l'amplitude des



anomalies magnétiques est bien supérieure dans le cas de Researcher à celle des deux autres rides. Sur la carte des anomalies magnétiques, la Ride de Researcher présente une anomalie positive plus ou moins continue tout le long de son axe (et donc perpendiculaire à l'axe de la dorsale) et des amplitudes de l'anomalie magnétique, semblables à celles observées au niveau de la dorsale médio-atlantique. Les rides de Barracuda et de Tiburon, au contraire, ne montrent pas d'anomalie centrée sur leur axe mais sont plutôt traversées perpendiculairement par des anomalies magnétiques qui ne se démarquent pas des anomalies habituelles du plancher océanique, parallèles à l'axe de la dorsale (Fig. VI.1).



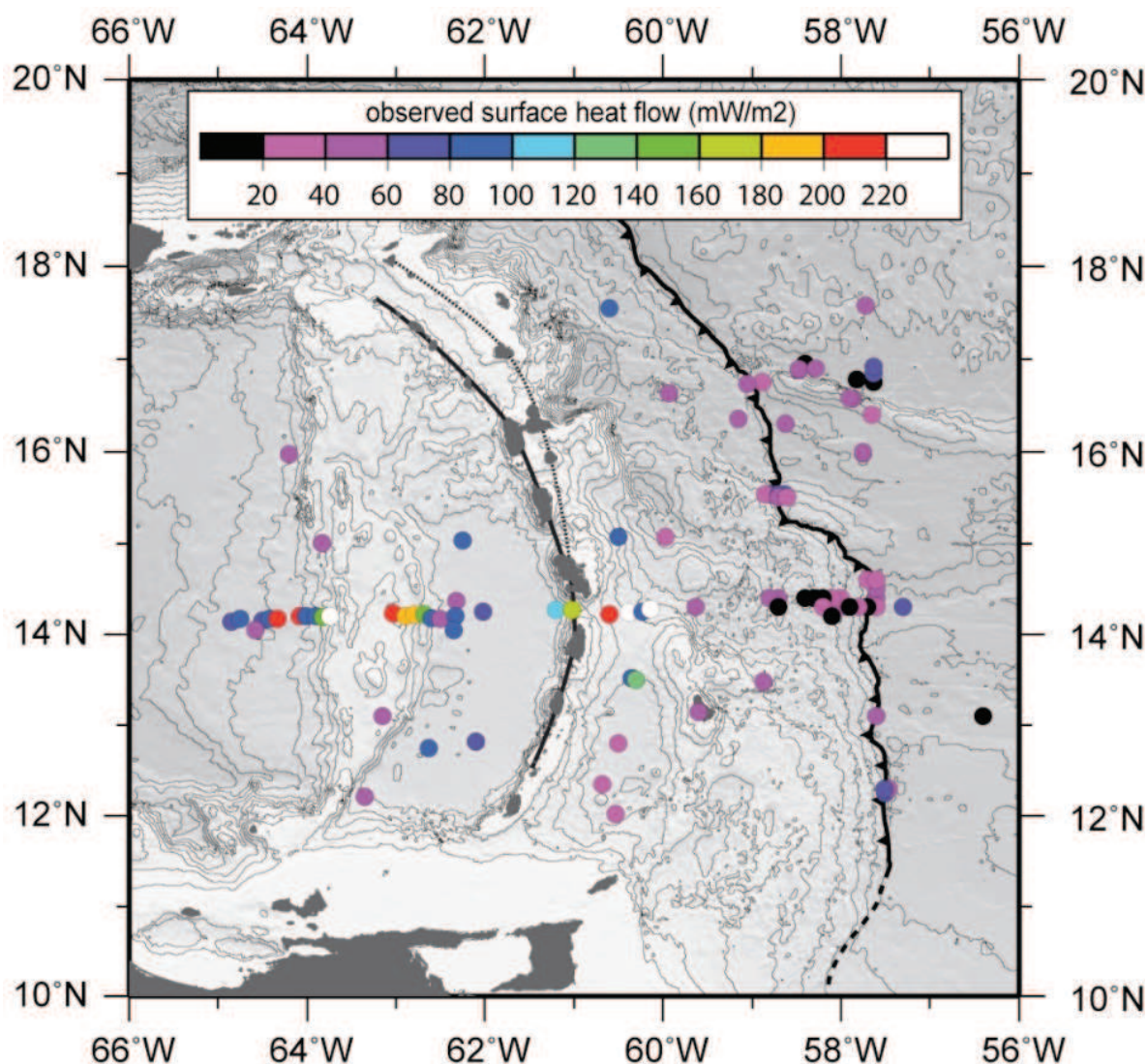
**Figure VI.1.** Carte des anomalies magnétiques réduites au pôle (en haut) et ombrage issu de la grille gravimétrique (Sandwell et Smith, 2009). L'interprétation des zones de fracture est reportée en trait noir ainsi que la dorsale médio-atlantique (en gras). La Fosse Royal (Royal Trough) et la Fosse de Researcher (Researcher Trough) sont indiquées en pointillés. Coupes bathymétriques, gravimétriques et magnétiques (successivement de haut en bas) à travers les rides de Barracuda et de Tiburon (Barracuda Ridge, Tiburon Rise) (A) et la Ride de Researcher (Researcher Ridge) (B).

**Figure VI.2.** Reduced to the pole magnetic anomaly map (top) with shaded relief using free air gravity data (Sandwell and Smith, 2009). Fracture zones are represented in thin black lines, the mid atlantic ridge in bold black lines, Royal and Researcher Troughs in black dashed lines. Bathymetric, gravity and magnetic signals are compared through the Tiburon Rise and Barracuda Ridge (A) and the Royal Trough and Researcher Ridge (B).

L'examen comparatif de ces trois structures révèle donc des différences fondamentales à la fois morphologiques, gravimétriques et magnétiques. La similarité de la Ride de Researcher avec les rides de Barracuda et de Tiburon n'est donc qu'apparente. Il parait difficile d'invoquer, comme

c'est le cas pour la Ride de Researcher une phase de volcanisme pour expliquer la formation des rides de Barracuda et de Tiburon.

De plus, la surrection de ces rides étant récente, une origine volcanique devrait se traduire par des valeurs de flux de chaleur élevée. Ce n'est pas le cas, puisque les valeurs relevées, à la fois sur les rides mais aussi dans le Bassin de Tiburon et dans la Fosse de Barracuda, ne présentent pas de valeurs anormalement élevées (Fig. VI.2) par rapport au flux de chaleur théorique d'approximativement  $55 \text{ mW/m}^2$  pour une lithosphère âgée d'environ 85 Ma (Parson et Sclater, 1977 ; Westbrook, 1984). Ceci ne peut qu'invalider l'hypothèse d'une origine volcanique pour les rides de Barracuda et de Tiburon.



**Figure VI.2.** Flux de chaleur mesurés à travers l'arc volcanique et la zone de subduction des Petites Antilles (Global Heatflow Database; Langseth et al., 1990; Fisher et Hounslow, 1990; Ferguson et al., 1993). Les flux de chaleur relevés dans la région des rides de Barracuda et de Tiburon sont cohérents avec les valeurs attendues pour une lithosphère de cet âge ( $55 \text{ mW/m}^2$ ) (Gutcher et al., in press).

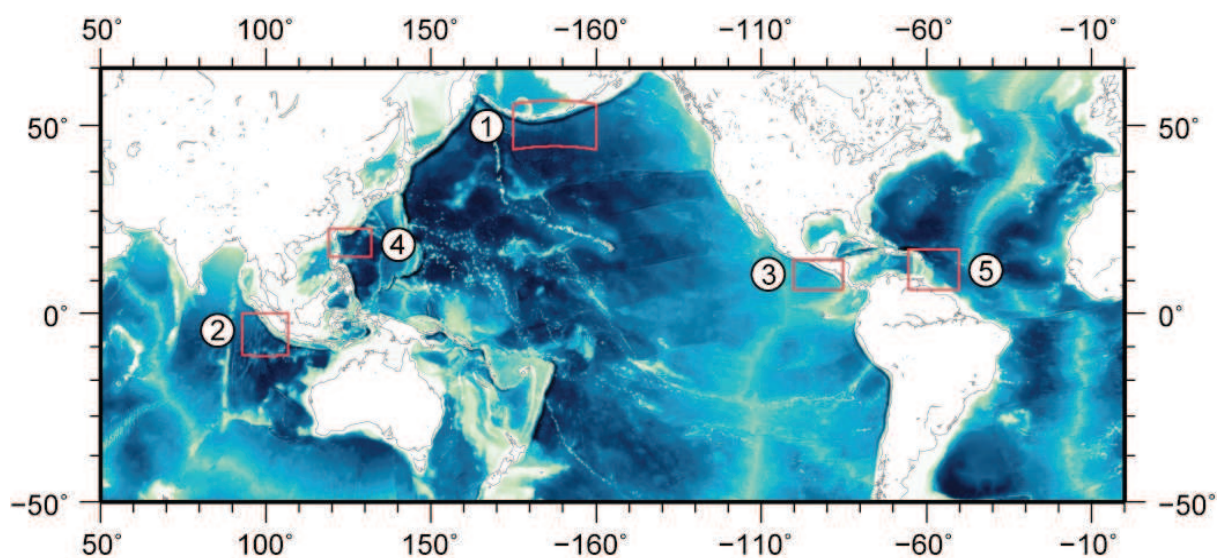
*Figure VI.2. Surface heat flow measures in the Lesser Antilles volcanic arc and subduction zone from literature sources (Global Heatflow Database; Langseth et al., 1990; Fisher et Hounslow, 1990; Ferguson et al., 1993). Heat flow measures in the Tiburon and Barracuda ridge ( $55 \text{ mW/m}^2$ ) are in agreement with a lithosphere of a cretaceous origin (85 Ma) (Gutcher et al., in press).*



## VI.2. Influence de la zone de subduction

### VI.2.1. Analyse du signal gravimétrique pour d'autres zones de fracture en subduction

Les rides de Barracuda et de Tiburon tirent leur configuration initiale des zones de fracture situées entre Fifteen-Twenty et Marathon (Westbrook, 1982; Westbrook et al., 1984). Nous nous sommes intéressés au comportement qu'a une zone de fracture lorsqu'elle entre en subduction à partir d'exemples pris dans d'autres régions du globe (Fig. VI.3) : (i) la zone de fracture d'Amlia située au Nord de la plaque Pacifique, face à la zone de subduction des Aléoutiennes; (ii) la zone de fracture de Investigator située sur la plaque Indo-Australienne au large de la zone de subduction de Sumatra; (iii) la zone de fracture de Clipperton située sur la plaque Coco qui subducte sous l'Amérique Centrale (au large du Guatemala); (iv) la Ride Gagua, à l'est de l'île de Taiwan qui entre en subduction sous la plaque Eurasiatique (Fosse de Ryuku). (Fosse de Ryuku).

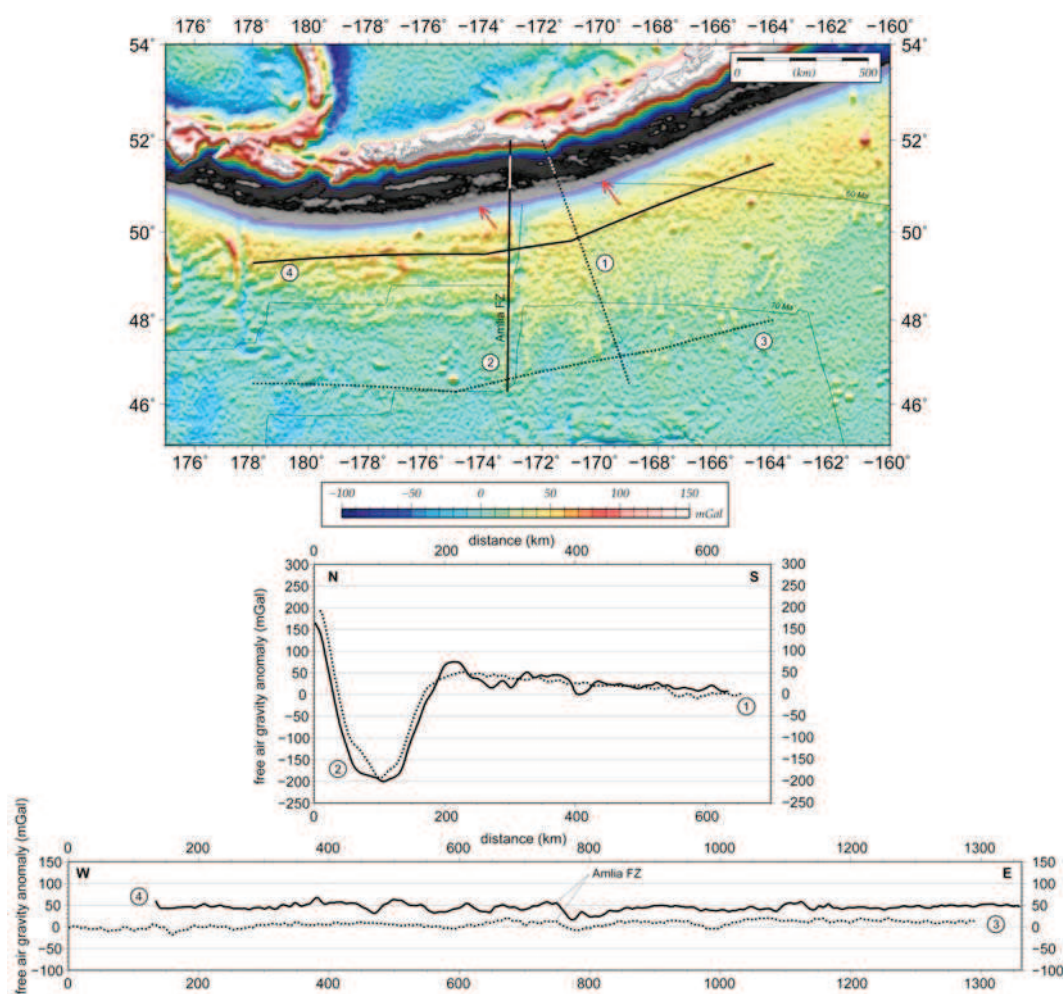


**Figure VI.3.** Régions du globe présentant une zone de fracture qui entre en subduction. 1) la zone de fracture d'Amlia, située au nord de la plaque Pacifique, face à la zone de subduction des Aléoutiennes; 2) La zone de fracture de Investigator, située sur la plaque Indo-Australienne au large de la zone de subduction de Sumatra; 3) la zone de fracture de Clipperton, située sur la plaque Coco qui subducte sous l'Amérique Centrale (au large du Guatemala); 4) la Ride Gagua, à l'est de l'île de Taiwan qui entre en subduction sous la plaque Eurasiatique (fosse de Ryuku); 5) les zones de fracture de Fifteen-Twenty et Marathon qui entrent en subduction sous l'arc des Petites Antilles. (bathymétrie issue de Smith et Sandwell, 1997)

**Figure VI.3.** Bathymetry map (Smith and Sandwell, 1997) showing others examples where fracture zones enter in the subduction zone (red box), 1) Amlia FZ, northern Pacific Ocean and the Aleutian subduction zone; 2) Investigator FZ, Indian Ocean and Sumatra subduction zone; 3) Clipperton FZ, eastern Pacific and the Central America subduction zone; 4) Gagua Ridge, east of Taiwan and Ryuku subduction zone; 5) Fifteen-Twenty FZ, western Atlantic and the Lesser Antilles subduction zone



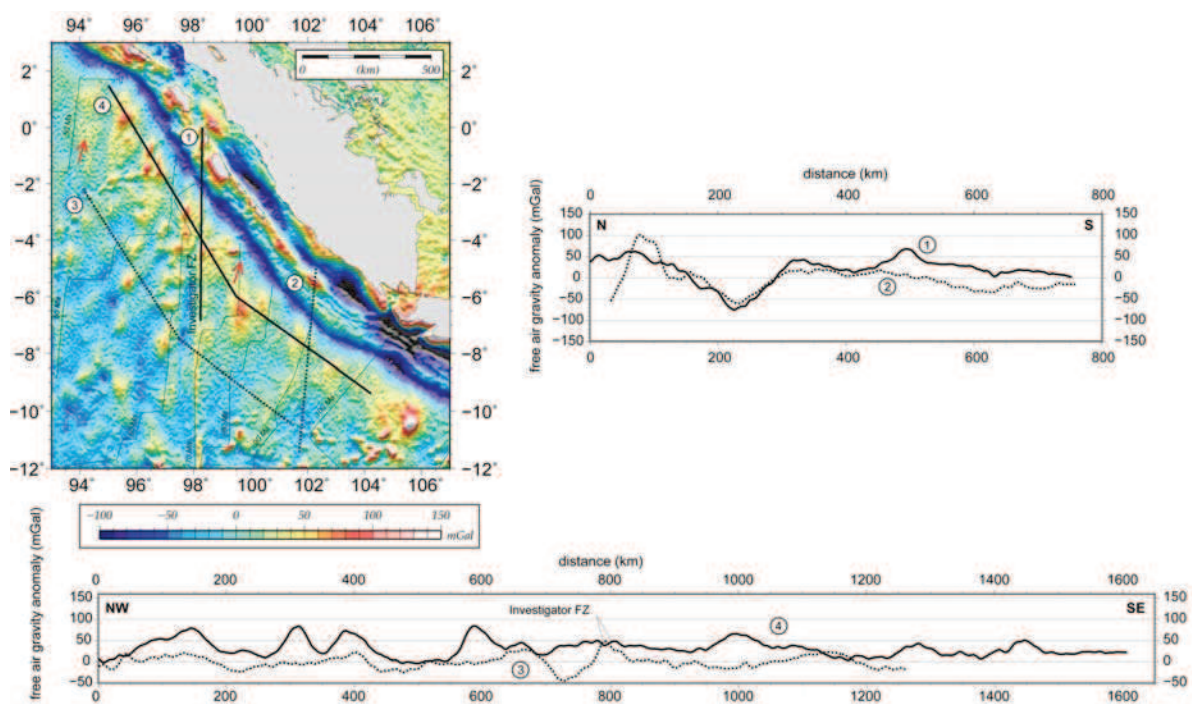
La zone de fracture d'Amlia est située sur la plaque Pacifique et entre quasi perpendiculairement dans la subduction des Aléoutiennes (Fig. VI.4). Elle s'est formée à l'axe de la dorsale de Kula au début du Cénozoïque entre les plaques Kula et Pacifique (Lonsdale, 1988). Elle se caractérise par un faible relief bathymétrique (~2000 m, Grim et Erickson, 1969) et un signal gravimétrique peu marqué. La figure VI.4, présente quatre profils gravimétriques, les profils 1 et 2 sont perpendiculaires à la fosse de subduction (le profil 2 passe le long de la zone de fracture et le profil 1 correspond au profil de référence) et les profils 3 et 4 sont parallèles à la fosse (le profil 4 est situé sur le bombement flexural alors que le profil 3 est situé loin de l'influence de la zone de subduction). Ces profils permettent d'apprécier le comportement gravimétrique de l'entrée en subduction de la zone de fracture d'Amlia par rapport à un domaine non-affecté par la zone de fracture. Les profils gravimétriques perpendiculaires à la zone de subduction sont très proches. Le bombement flexural de la plaque Pacifique, lié à son passage en subduction (*bulge*), n'amplifie pas de manière significative l'empreinte gravimétrique de la zone de fracture.



**Figure VI.4.** Analyse du signal gravimétrique à l'air libre de la zone de fracture d'Amlia (FZ) située au Sud de la zone de subduction des Aléoutiennes. Les profils 1 et 2 sont perpendiculaires à la zone de subduction. Le profil 2 traverse la zone de fracture d'Amlia, le profil 1 correspond au profil de référence. Les profils 3 et 4 sont parallèles à la zone de subduction. Le profil 4 se situe sur le *bulge* de la subduction. Le profil 3 correspond au profil de référence. Les mouvements relatifs de la plaque Pacifique par rapport à la plaque Amérique du Nord sont indiqués par les flèches rouges (Mortera-Gutierrez et al., 2003). Les isochrones sont indiquées en traits fins (Müller et al., 2008).

**Figure VI.4.** Free air gravity signal analysis of Amlia FZ passing in the Aleutian subduction zone. Red arrows show Pacific plate motion according to the fixed North America plate (Mortera-Gutierrez et al., 2003). Age of the oceanic crust is indicated in thin black lines (Müller et al., 2008).

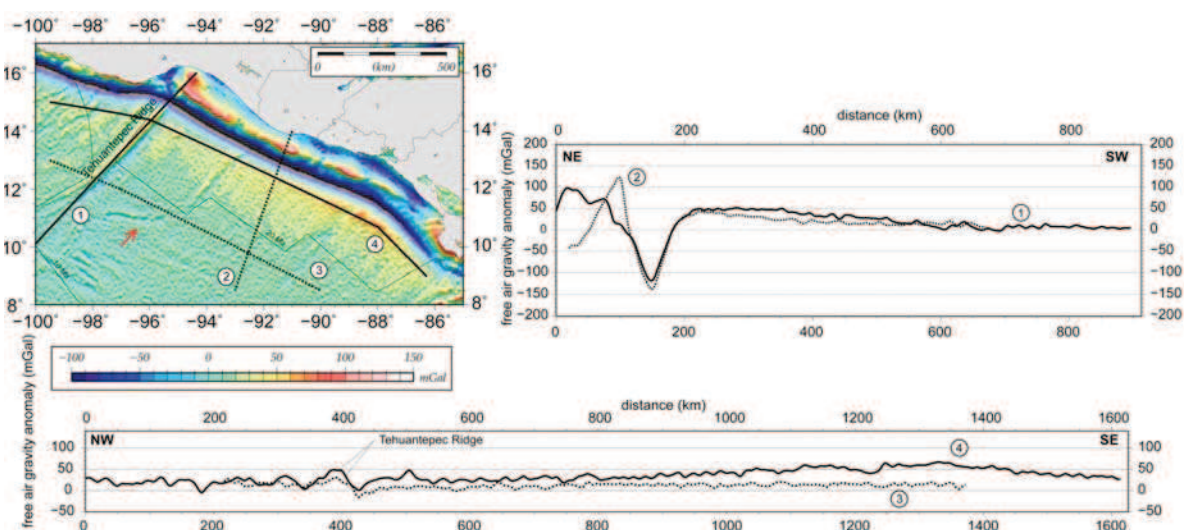
La zone de fracture de Investigator (IFZ) est située sur la plaque Indo-Australienne (profil 1, Fig. VI.5) et fait un angle de  $65^\circ$  avec la fosse de subduction de Sunda (Sumatra). Au niveau de IFZ, la croûte passant en subduction est d'âge Paléocène. Cette zone de fracture est composée de quatre rides (IFZ 1, 2, 3 et 4, pas visibles sur la carte gravimétrique) décrites par Kopp et al. (2008). Il est difficile de distinguer l'empreinte gravimétrique de IFZ sur la carte. De nombreuses anomalies positives locales (jusqu' 50 mGal environ) sont alignées selon une direction parallèle aux zones de fracture sur la plaque Indo-Australienne. Au niveau du bombement flexural, ces anomalies prennent des valeurs positives plus élevées pouvant atteindre 84 mGal environ (profils 3 et 4, Fig. VI.5). Excepté l'anomalie positive ( $> 50$  mGal) présente sur le profil 1, le signal gravimétrique le long de IFZ est très proche de celui de la croûte de référence (profil 2, Fig. VI.5).



**Figure VI.5.** Analyse du signal gravimétrique à l'air libre de la zone de fracture de Investigator (FZ), située sur la plaque Indo-Australienne et entre en subduction sous la plaque Sunda. Les profils 1 et 2 sont perpendiculaires à la zone de subduction. Le profil 1 traverse la zone de fracture IFZ, le profil 2 correspond au profil de référence. Les profils 3 et 4 sont parallèles à la zone de subduction. Le profil 4 se situe sur le *bulge* de la subduction. Le profil 3 correspond au profil de référence. Les mouvements relatifs de la plaque Indo-Australienne par rapport à la plaque Eurasiatique sont indiqués par les flèches rouges (Natawidjaja et al., 2006). Les isochrones sont indiquées en traits fins (Müller et al., 2008).

**Figure VI.5.** Free air gravity signal analysis of Investigator FZ passing in the Sumatra subduction zone. Red arrows show Indo-Australian plate motion according to the fixed Eurasian plate (Natawidjaja et al., 2006). Age of the oceanic crust is indicated in thin black lines (Müller et al., 2008).

La Ride de Tehuantepec correspond au prolongement vers le Nord-est de la zone de fracture de Clipperton (Fig. VI.6) située sur la plaque Coco. Cette ride mesure ~625 km de long et fait un angle de 45° avec la fosse de subduction d'Amérique Centrale (*Middle America Trench*) au large du sud du Mexique. Selon Manea et al., (2005). Cette Ride tirerait son origine de mouvements transpressifs le long de son segment transformant avant ~15 Ma. Les coupes transversales montrent qu'avant la Fosse le signal gravimétrique de la Ride de Tehuantepec (profil 1) est environ 20 mGal supérieur à celui du profil de référence (profil 2). Les profils parallèles à la fosse montrent que, proche de la fosse (au niveau du bombement flexural), la Ride de Tehuantepec a une plus forte empreinte gravimétrique (45 mGal) que sur le profil situé en dehors de l'influence de la subduction (30 mGal). Quels que soient les profils, l'empreinte gravimétrique de la ride sous l'influence de la zone de subduction reste modérée.



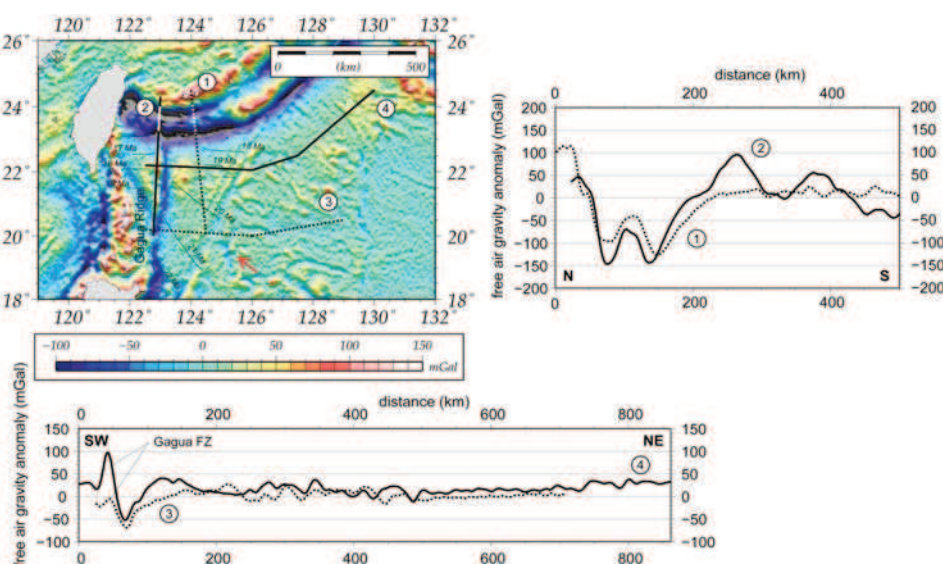
**Figure VI.6.** La Ride de Tehuantepec correspond au prolongement vers le Nord-est de la zone de fracture de Clipperton, située sur la plaque Coco et passe en subduction sous la plaque Amérique du Nord. Les profils 1 et 2 sont perpendiculaires à la zone de subduction. Le profil 1 traverse la Ride de Tehuantepec, le profil 2 correspond au profil de référence. Les profils 3 et 4 sont parallèles à la zone de subduction. Le profil 4 se situe sur le *bulge* de la subduction. Le profil 3 correspond au profil de référence. Les mouvements relatifs de la plaque Coco par rapport à la plaque Amérique du Nord sont indiqués par les flèches rouges (DeMets et al., 2010). Les isochrones sont indiquées en traits fins (Müller et al., 2008).

**Figure VI.6.** Free air gravity signal analysis of the Tehuantepec Ridge passing in the Central America subduction zone. Red arrows show Coco plate motion according to the fixed North America plate (DeMets et al., 2010). Age of the oceanic crust is indicated in thin black lines (Müller et al., 2008).

La Ride de Gagua se situe au Nord-Ouest de la plaque des Philippines, à l'Est de l'île de Taiwan et entre en subduction sous la plaque Eurasiatique (Fig. VI.7). Deschamps et al. (1998) suggèrent que cette ride résulterait de mouvements transpressifs dus à un changement cinématique des plaques vers 40 Ma, le long d'une zone de fracture. La Ride de Gagua a une orientation Nord-sud et se caractérise par des valeurs gravimétriques élevées, à l'Ouest (côté jeune) et fortement négatives, à l'Est. A l'échelle de la zone de subduction, la trace du bombement flexural ne s'exprime pas bien dans cette région. Les profils perpendiculaires à la zone de subduction des Ryuku (le profil 1 est le profil de référence et le profil 2 traverse la Ride de Gagua, Fig. VI.7) présentent un signal gravimétrique très différent au Sud de la fosse. Le profil 2 se caractérise par



deux pics gravimétriques atteignant, du Nord au Sud, des valeurs de 100 mGal et 50 mGal, alors que sur le profil 1, le signal est quasi plat avec quelques valeurs ne dépassant pas 30 mGal. Les profils, parallèles à la subduction, montrent un signal gravimétrique atteignant des valeurs semblables à l'Est de la ride. Le profil 4 indique une forte empreinte gravimétrique de la Ride de Gagua au niveau du bombement flexural. Cet exemple est un peu éloigné du cas de figure simple où une zone de fracture rentre en subduction. Dans le cas de la Ride de Gagua, la subduction de Manille (à l'Est de l'île de Taiwan) a une orientation parallèle à la Ride, qui pourrait aussi subir l'effet de cette subduction.

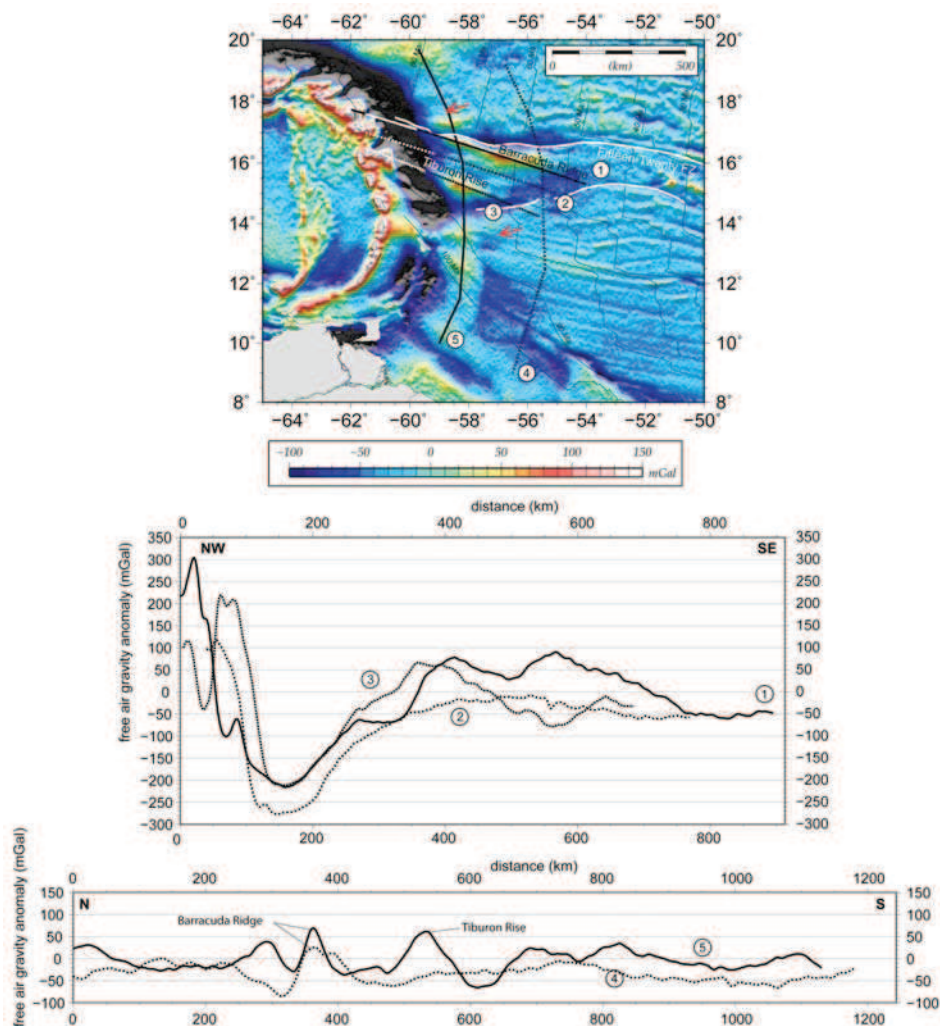


**Figure VI.7.** La Ride de Gagua se situe au Nord-Ouest de la plaque des Philippines, à l'Est de l'île de Taiwan et entre en subduction sous la plaque Eurasiatique (zone de subduction de Ryuku). Les profils 1 et 2 sont perpendiculaires à la zone de subduction. Le profil 1 correspond au profil de référence et le profil 2 traverse la Ride de Gagua. Les profils 3 et 4 sont parallèles à la zone de subduction. Le profil 4 se situe sur la *bulge* de la subduction. Le profil 3 correspond au profil de référence. Les mouvements relatifs de la plaque des Philippines par rapport à la plaque Eurasiatique sont indiqués par les flèches rouges (Seno et al., 1993). Les isochrones sont indiquées en traits fins (Hilde et Lee, 1984).

**Figure VI.7.** Free air gravity signal analysis of the Gagua Ridge passing in the Ryuku subduction zone. Red arrows show Philippine Sea plate motion according to the fixed Eurasian plate (Seno et al., 1993). Age of the oceanic crust is indicated in thin black lines (Hilde et Lee, 1984).

Nous avons réalisé le même type de coupes gravimétriques à travers les rides de Barracuda et de Tiburon (respectivement, profils 2 et 3, le profil 2 étant le profil de référence) parallèles à la zone de subduction des Petites Antilles (profils 5 et 4, Fig. VI.8). Les amplitudes du signal gravimétrique généré par les rides de Barracuda et de Tiburon, au niveau du bombement flexural, sont bien supérieures à celles observées sur la coupe de référence, respectivement, 72 mGal et 64 mGal par rapport à -10 mGal. Le signal gravimétrique associé aux rides de Barracuda et de Tiburon présente une amplitude beaucoup plus importante (~150 mGal) que pour les autres exemples (de l'ordre de 50 mGal, excepté pour la Ride de Gagua, ~100 mGal). L'empreinte gravimétrique forte liée à la Ride de Barracuda est présente loin de l'influence du bombement flexural. Nous signalons également qu'au Sud de la Ride de Tiburon, de nombreuses zones de fracture sont présentes et passent en subduction. Cependant, leurs signaux gravimétriques

n'atteignent pas les valeurs observées au niveau des rides de Barracuda et de Tiburon (profils 4 et 5, Fig. VI.8).



**Figure VI.8.** Les rides de Barracuda et de Tiburon situées entre les zones de fracture de Fifteen-Twenty (au Nord) et de Marathon (au Sud) entrent en subduction sous la plaque Caraïbe (CAR). Les profils de 1 à 3 sont obliques par rapport à la zone de subduction. Les profils 1 et 3 traversent les rides de Barracuda et de Tiburon, respectivement. Le profil 2 est le profil de référence. Les profils 4 et 5 sont parallèles à la zone de subduction, le profil 4 est situé en dehors de l'influence de la zone de subduction, le profil 5 est situé sur le *bulge* de la lithosphère Atlantique. Les mouvements relatifs de la plaque NAM (en haut) et SAM (en bas) par rapport à la CAR sont indiqués par les flèches rouges (DeMets et al., 2010). Les isochrones sont indiquées en traits fins (Müller et al., 2008).

**Figure VI.8.** Free air gravity signal analysis of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise passing in the Lesser Antilles subduction zone. Red arrows show North America plate motion according to the fixed Caribbean plate (DeMets et al., 2010). Age of the oceanic crust is indicated in thin black lines (Müller et al., 2008).

Les rides, présentées ci-dessus, ont été choisies comme exemples parce qu'elles semblaient présenter, à l'approche de la subduction, un signal gravimétrique plus important. Pourtant, aucun de ces exemples ne présente une amplitude de l'anomalie gravimétrique aussi forte que les rides de Tiburon ou Barracuda. Parmi ces exemples, la Ride de Gagua montre les effets les

plus forts mais la géodynamique, très complexe autour de cette ride, fait qu'il est difficile d'affirmer que son soulèvement n'est dû qu'à l'effet de la subduction des Ryukyu. A travers ces exemples, les structures préexistantes semblent présenter des valeurs gravimétriques légèrement plus élevées au niveau du bombement flexural. En revanche, la zone de subduction, à elle seule, ne semble pas permettre d'obtenir un signal gravimétrique aussi fort que celui observé sur les rides de Barracuda et de Tiburon sans faire intervenir un autre processus.

Un élément important est la chronologie de l'entrée des rides dans la zone d'influence de la subduction. Pour étudier cela nous avons reconstruit les mouvements relatifs récents afin de déterminer la position de ces rides au moment de leur surrection.

### VI.2.2. Mise en place des rides à l'abord de la zone de subduction

Les rides de Barracuda et de Tiburon dans leur configuration actuelle se sont mises en place respectivement au Pléistocène inférieur (2,3 Ma), et au Miocène Moyen à Supérieur (13-5,3 Ma) (Chapitre III et [Patriat et al., 2011](#) ; [Pichot et al., 2012](#)). Les mouvements relatifs, et a fortiori la frontière de plaque entre NAM et SAM, ne sont connus que très imprécisément, principalement en raison de la faible amplitude de ces mouvements relatifs ([Roest et Collette, 1986](#) ; [Müller et Smith, 1993](#) ; [Campan, 1995](#) ; [Müller et al., 1999](#)). Les mouvements de la plaque Caraïbe par rapport aux plaques NAM et SAM, par contre, sont connus avec une précision satisfaisante. Nous avons donc reconstruit le mouvement relatif de la plaque NAM par rapport à CAR fixe ([A1-A5, Fig. VI.9](#)), puis de la plaque SAM par rapport à CAR fixe ([B1-B5, Fig. VI.9](#)), pour 4 périodes clés (1 Ma, 3 Ma, 10 Ma et 20 Ma). Nous nous sommes basés sur les pôles de rotation publiés par [DeMets et al., \(2010\)](#) pour les trois derniers millions d'années et ceux de [Müller et al. \(2008\)](#) pour les stades à 10 et 20 Ma.

Considérant la plaque CAR fixe, nous avons aussi fixé la zone de subduction (fosse et bombement flexural). L'arc des Petites Antilles étant actif depuis au moins l'Eocène, et la migration vers l'Ouest de l'arc volcanique est datée à la fin de l'Oligocène ([Bouysse et Westercamp, 1990](#)), la limite de plaque n'a donc que peu évolué depuis 20 Ma. Nous avons reconstruit le mouvement des zones de fracture de Fifteen-Twenty, Marathon, Jacksonville et les rides de Main (située dans le prolongement de Fifteen-Twenty au Nord-Ouest de la plaque CAR), Barracuda et Tiburon. Le prolongement vers l'Ouest des rides n'étant pas connu au-delà de la fosse de subduction, nous avons représenté ici la trace des rides identifiées à l'Actuel. Nous avons montré que, sur les profils perpendiculaires à la fosse de subduction, l'influence du bombement flexural n'est que très limitée au-delà de la centaine de kilomètres (cf. section VI.2.1).

Aujourd'hui la Ride de Tiburon et l'extrême Ouest de la Ride de Barracuda sont situés sur le bombement flexural ([A1 et B1, Fig. VI.9](#)). Au stade 3 Ma la Ride de Tiburon se trouvait déjà à l'aplomb du bombement flexural ([A3 et B3, Fig. VI.9](#)) alors que la Ride de Barracuda était encore à l'Est de celui-ci, quelle que soit la plaque Américaine que l'on choisi pour ce stade. Il est important de noter que pour les stades considérés, la distinction, SAM ou NAM, n'est pas déterminante sur la position relative de ces deux rides, par rapport à la limite de la plaque CAR. Elle aura des conséquences plus importantes pour la zone de fracture de Jacksonville et la Ride de Main aux stades 10 et surtout 20 Ma. Au stade 10 Ma les deux rides sont encore trop à l'Est de la limite de plaque pour être sous l'effet du bombement flexural ([A4 et B4, Fig. VI.9](#)). La zone de fracture de Fifteen-Twenty subducte depuis 10 Ma, c'est-à-dire après la migration de l'arc



volcanique vers l'Ouest, daté à la fin de l'Oligocène (Bouysse et Westercamp, 1990). La mise en place de l'arc interne ne serait pas liée au passage en subduction de la zone de fracture de Fifteen-Twenty.

Ainsi, d'après les modèles cinématiques récents et quelle que soit la plaque considérée (NAM ou SAM), le soulèvement des rides se produit avant que celles-ci ne soient suffisamment proches de la zone de subduction pour en subir la flexure. La surrection des rides de Barracuda et de Tiburon n'est donc, vraisemblablement, pas contrôlée par la flexure de la lithosphère au moment de son entrée en subduction.

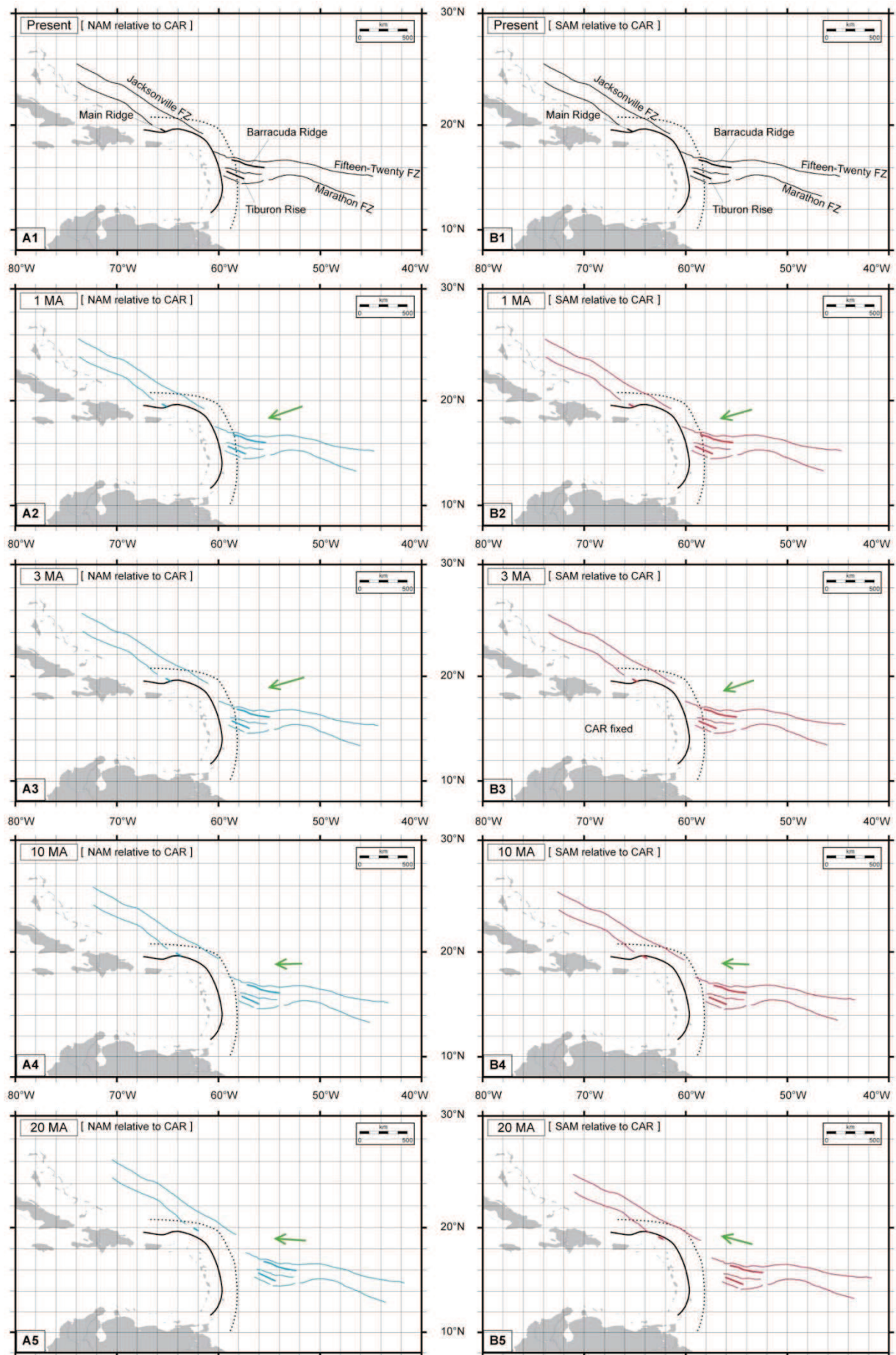
### VI.2.3. Présence des rides en subduction

Les rides de Barracuda et de Tiburon sont suspectées de jouer un rôle important sur la structuration de l'arc des Petites Antilles et de son avant-arc (Chapitre I) : migrations vers l'Ouest de l'arc volcanique (Bouysse et Guennoc, 1983), mouvements verticaux des Antilles calcaires, activité sismique plus importante dans le prolongement des rides (Bouysse et Guennoc, 1983 ; Dorel, 1981 ; McCann et al., 1982 ; McCann et Sykes, 1986 ; Bernard et Lambert, 1988 ; Girardin et al., 1991), anomalies gravimétriques supérieures au reste de l'arc au niveau des îles de la Désirade et de Barbuda (Westbrook et McCann, 1986)

Les données de sismique réfraction montrent que la Ride de Tiburon est présente sous l'avant arc (Bangs et al., 2003 ; Evain et al., 2011). La nature du socle cristallin de l'avant arc est hétérogène et serait le produit de blocs accrétés. Le passage en subduction de la Ride de Tiburon aurait provoqué la surrection de la partie la plus orientale du socle de l'avant-arc (*backstop*) (Bangs et al., 2003).

La hauteur de la Ride de Barracuda est généralement comprise entre 4 et 5 km entre 58,5°W et 55,5°W. Son relief bathymétrique chute brutalement avant le contact avec le front du prisme d'accrétion (Fig. VI.10). Au profil Anti.20, le relief du socle au niveau de la ride est d'environ ~1,5 km, et ce relief est comblé par les sédiments, ce qui fait que la ride ne possède plus d'expression bathymétrique sur le fond de la mer à cet endroit. Au niveau du profil 2, issu de la campagne CD2 (1985), le relief de la ride est du même ordre de grandeur (~2 km au niveau du socle ; Fig. VI.10). Le relief de la ride sous le prisme n'est donc pas plus marqué que le relief caractérisant la zone de fracture de Fifteen-Twenty, tel qu'observé sur la plaque africaine (Fig. VI.10). Deux hypothèses sont possibles :

- (i) soit la Ride de Barracuda n'est pas présente sous le prisme d'accrétion (seule la zone de fracture de Fifteen-Twenty et son relief associé seraient passés en subduction), ou
- (ii) soit, le poids de la plaque supérieure induirait une contrainte verticale sur la plaque plongeante qui serait responsable de l'affaissement de la ride qui n'est pas compensée isostatiquement.



**Figure VI.9.** Reconstructions cinématiques de la position des zones de fracture de Jacksonville, Fifteen-Twenty et Marathon et des rides de Main, Barracuda et Tiburon par rapport à la marge Est Caraïbe (considérée comme fixe). La fosse de subduction et la trace du bombement flexural sont considérés comme fixes sur les derniers 20 Ma. Cartes à gauche, les structures sont considérées comme appartenant à la plaque Nord Américaine, Cartes à droite, les structures sont considérées comme appartenant à la plaque Sud Américaine. Les reconstructions à 1-3 Ma sont basées sur les pôles de rotation proposés par DeMets et al., (2010) et Müller et al. (2008) pour 10 et 20 Ma. Les flèches vertes représentent les vecteurs déplacement de la plaque considérée avec leur longueur proportionnelle à la vitesse de convergence.

*Figure VI.9. Kinematic reconstructions of the Jacksonville FZ, Fifteen-Twenty FZ and Marathon FZ, and the Main Ridge, Barracuda Ridge and Tiburon Rise according to the fixed eastern margin of the Caribbean Plate. The Lesser Antilles Trench and the bulge are considered fixe since 20 Ma. FZs and Ridges are assumed to be part of the North America Plate (left column) and the South America (right column), respectively. Reconstruction stages of 1-3 Ma are based on DeMets et al. (2010) and 10-20 Ma from Müller et al. (2008). Green arrows indicate motion vector of the considered plate and the length is proportional to convergent rate.*

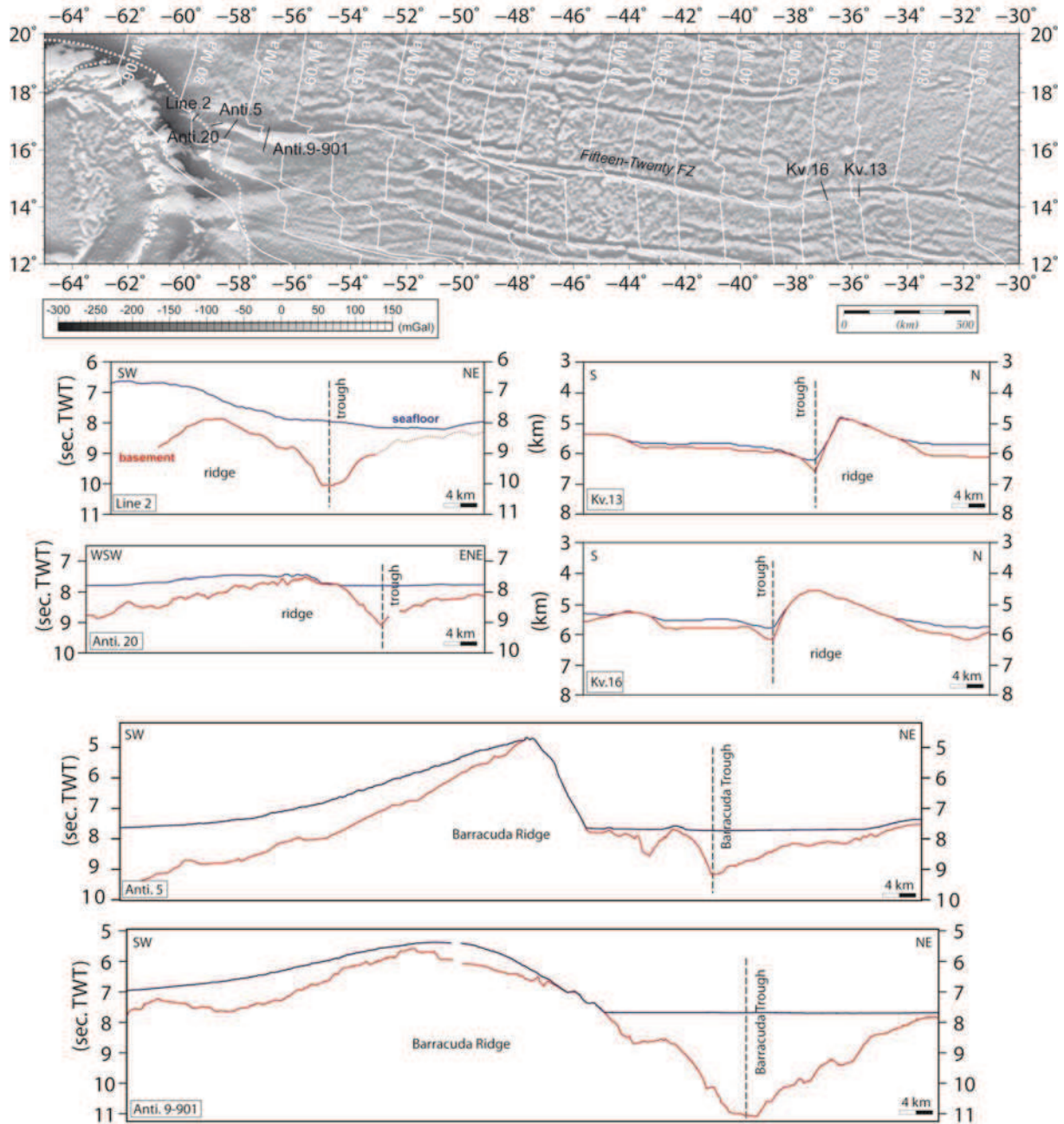
L'influence de ces structures sur la plaque supérieure reste mal connue. La surrection des îles des Antilles calcaires (*Limestone Carribees*, cf. Chapitre III) au Miocène puis au Pliocène (Bouysse et Garrabé, 1984) correspond assez bien aux périodes de mise en place des rides de Barracuda et de Tiburon. Cependant, il n'est pas avéré qu'elles soient en contact avec la zone de subduction à cette époque (Fig. VI.9). Il semble donc intéressant d'explorer la possibilité que l'événement, à l'origine de la surrection des rides de Barracuda et de Tiburon, ait aussi eu des conséquences sur l'arc volcanique. Ce point dépasse les objectifs de ce travail de thèse.

La faible sismicité enregistrée le long de cette zone de subduction a conduit Stein et al. (1982) à proposer que la majeure partie du passage en subduction de la lithosphère atlantique devait être asismique, probablement à cause de la forte épaisseur sédimentaire délivrée par l'Orénoque depuis le Néogène permettant un découplage au contact des deux plaques. L'activité sismique plus intense au Nord de 15°N (Fig. VI.11) pourrait être due au fait que les rugosités du socle de la plaque plongeante sont recouvertes d'une quantité plus faible de sédiments laissant des aspérités au contact interplaque. Le couplage du contact entre ces deux plaques serait plus fort au Nord qu'au Sud.

### VI.3. La frontière de plaque Nord Amérique-Sud Amérique

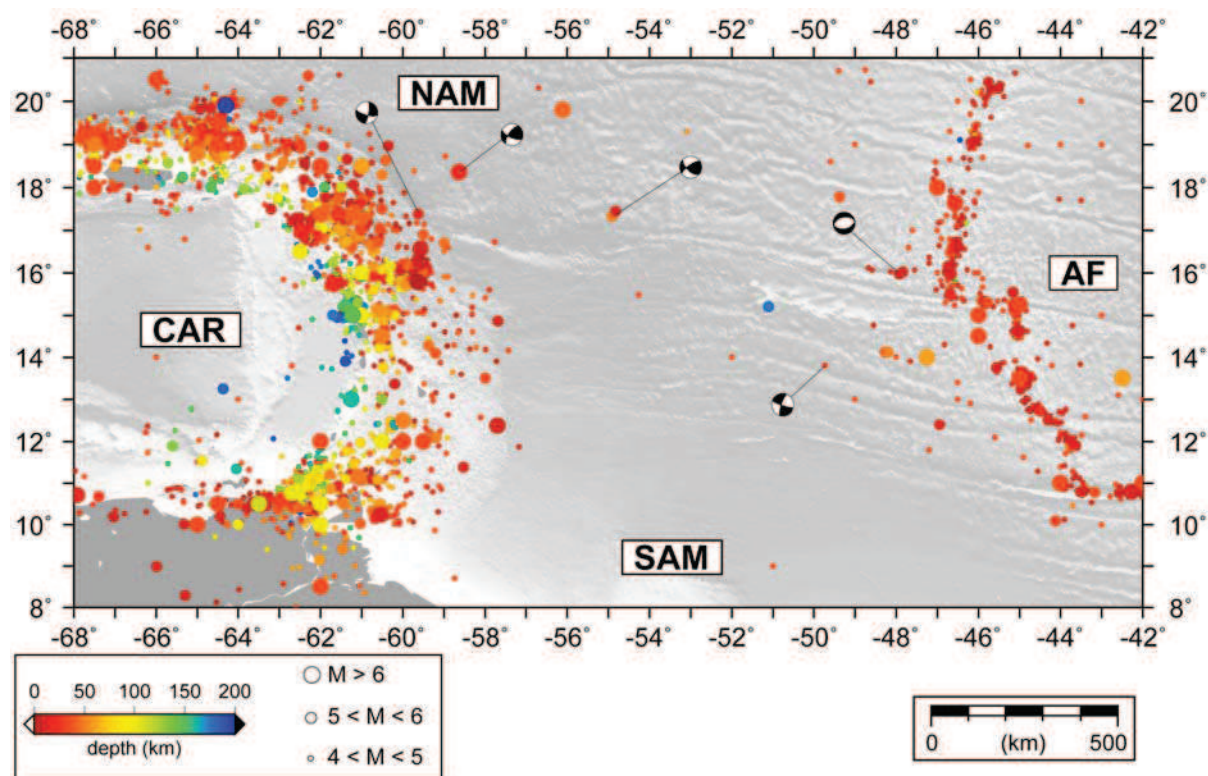
La plaque CAR est limitée au Nord et au Sud par, respectivement, les plaques NAM et SAM. Dans le domaine Atlantique, la frontière entre les deux plaques Américaines doit se situer entre la zone de subduction des Petites Antilles et la dorsale médio-atlantique, entre les deux points triples CAR/NAM/SAM et NAM/SAM/AF. Pour autant, la faible sismicité (Fig. VI.11), l'absence d'activité volcanique associée, et une bathymétrie peu marquée, ont conduit à la méconnaissance de cette limite de plaques. Des études cinématiques ont tenté de définir la position de ces deux points triples.





**Figure VI.10.** Carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre (Sandwell et Smith, 2009) permettant d'identifier la zone de fracture Fifteen-Twenty sous le prisme d'accrétion. Les isochrones à 10 Ma d'intervalle sont représentées en traits blancs (Müller et al., 2008). La localisation des profils est indiquée (traits noirs). Interprétation des données sismiques réflexion du fond de la mer (bleu) et du socle (rouge) à travers la zone de fracture de Fifteen-Twenty. Les fortes amplitudes positives associées à la Ride de Barracuda (profils Anti.9-901 et Anti.5) chutent brutalement à l'Ouest de 58,5°W (profils Anti.20, et Line 2, issue de la campagne CD2, 1985). Dans cette zone le relief associé au prolongement de la Ride de Barracuda est comparable à celui observé sur la plaque africaine à travers la zone de fracture de Fifteen-Twenty (profils Kv. 13 et Kv. 16 ; Roest, 1987).

**Figure VI.10.** Free air gravity map (Sandwell and Smith, 2009) showing the Fifteen-Twenty FZ bellow the Barbados accretionary wedge. White lines indicate the 10 Ma interval isochrones (Müller et al., 2008). Bold black lines represent the location of seismic profiles shown bellow.



**Figure VI.11.** Sismicité entre la dorsale médio-atlantique et la zone de subduction des Petites Antilles (catalogue ISC, <http://www.isc.ac.uk/>) sur fond bathymétrique (Smith et Sandwell, 1997). Isocontours chaque 1 km. L'axe des rides de Barracuda et de Tiburon respectivement au Nord et au Sud est indiqué en traits pointillés noirs. Les mécanismes au foyer des séismes sur la plaque américaine proviennent du projet CMT (<http://www.globalcmt.org/>). L'enregistrement de l'activité sismique est plus intense dans la moitié Nord de l'arc qu'au Sud.

*Figure VI.11.* Bathymetry map (Smith and Sandwell, 1997) showing seismicity map (ISC catalog, [http://www.isc.ac.uk](http://www.isc.ac.uk/)) and focal mechanism (Global CMT project, [http://www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org/)).

### VI.3.1. Le point triple NAM/SAM/AF

Dans leur modèle global des mouvements relatifs instantanés [Minster et Jordan \(1978\)](#) arrivent à la conclusion que les deux plaques américaines se déplacent indépendamment l'une de l'autre et qu'il existe donc une frontière entre ces deux plaques. Ils placent cette frontière arbitrairement à 15°N.

Une étude de détail des zones de fracture de l'Atlantique Equatorial, à partir des données altimétriques fournies par le satellite SEASAT (1978) et de l'identification des directions d'expansion fossile à partir des zones de fracture ont conduit [Roest et Collette \(1986\)](#) et [Roest \(1987\)](#) à proposer une migration du point triple NAM/SAM/AF, il y a 7 Ma depuis 10°N vers 17°N. Le point triple serait actuellement vers 16°N. La faille transformante de Fifteen-Twenty refléterait actuellement les directions d'ouverture relatives à l'Atlantique Sud et non pas à l'Atlantique Central.

En comparant les directions des zones de fracture de Fifteen-Twenty, Marathon, Vema et Doldrums (SEASAT, 1978) et les trajectoires synthétiques (directions théoriques des mouvements entre deux plaques en divergence au cours du temps) de l'Atlantique Central (Klitgord et Schouten, 1986) et de l'Atlantique Sud, Cande et al. (1988) proposent que les zones de fracture situées au Sud de Marathon (incluse) suivraient mieux les trajectoires synthétiques de l'Atlantique Sud que celles de l'Atlantique Central depuis l'anomalie magnétique C21 (~44 Ma). La zone de fracture de Fifteen-Twenty, quant à elle, s'accorderait bien avec les directions d'ouverture de l'Atlantique Central. Ils concluent ainsi que la migration vers le Nord du point triple serait plus ancienne (entre 35 et 50 Ma) que ce que proposaient Roest et Collette (1986). En poursuivant ce travail, Shaw et Cande (1990) concluent que le réseau de zones de fracture de l'Atlantique Equatorial appartiendrait à l'Atlantique Sud depuis l'anomalie magnétique C34, et donc, que le point triple se situerait entre les zones de fracture de Marathon et de Fifteen-Twenty.

Par une approche similaire, Müller et Smith (1993) ont cartographié les zones de fracture de l'Atlantique Equatorial en se basant sur les données SEASAT (1978) et GEOSAT (1985-1990) et les ont comparées aux trajectoires synthétiques de l'Atlantique Sud (Shaw et Cande, 1990) et de l'Atlantique Central (compilées à partir des travaux de Klitgord et Schouten, 1986 ; Roest, 1987 ; Srivastava et Roest, 1989). Ils en concluent que le point triple a migré depuis la marge transformante de Guinée-Démérara jusqu'au Nord de la zone de fracture de Vema, avant l'anomalie magnétique C34 (~84 Ma). Puis ce point triple aurait continué sa progression jusqu'au Nord de la zone de fracture de Mercurius entre les anomalies C32 (~72,5 Ma) et C13 (~35,5 Ma). L'analyse du décalage de la paléo-dorsale en fonction du temps (identifiée grâce aux anomalies magnétiques situées au Nord et au Sud de la zone de fracture de Fifteen-Twenty) et les calculs du mouvement décrochant cumulé dans cette zone ont permis à ces auteurs de proposer que le point triple serait localisé entre les zones de fractures de Mercurius et de Fifteen-Twenty, après l'anomalie C30 (~67 Ma).

D'après une analyse de détail du réseau de zones de fracture, Campan (1995) montre que l'Atlantique Equatorial, jusqu'à la zone de fracture de Marathon, fait partie intégrante de l'Atlantique Sud. Le point triple se situerait dans une région comprise entre les zones de fracture de Fifteen-Twenty et Marathon. Des récentes campagnes à la mer le long de la dorsale médio-atlantique entre 15°N et 13°N (Escartin et Cannat, 1999 ; Fujiwara et al., 2003 ; Smith et al., 2006) et une mission IODP (Leg 209 ; Kelemen et al., 2007) révèlent la présence d'un domaine amagmatique caractérisé par la présence de *core complexes* océaniques (Smith et al., 2007 ; Schroeder et al., 2007). Bougault et al. (1988) rapportent une composition géochimique, en terres rares, anormale vers 14°N. Pour ces auteurs, cette signature géochimique anormale pourrait indiquer la présence du point triple NAM/SAM/AF.

Les modèles cinématiques ne s'accordent pas sur la position passée de ce point triple (Fig. I.30). En revanche, toutes ces études tendent à montrer qu'actuellement il se situerait entre les zones de fracture de Marathon et de Fifteen-Twenty. Cependant, en analysant les azimuts des zones transformantes de Fifteen-Twenty et Kane, Gordon (1998), remarque qu'elles ne décrivent ni les mouvements relatifs entre NAM et AF, ni entre SAM et AF. Il en conclut que ce point triple pourrait être présent dans une large zone entre ces deux zones transformantes, soit sur une longueur de ~1000 km. Le contact entre ces trois plaques ne se concentrerait pas en un point bien défini mais dans un domaine diffus.

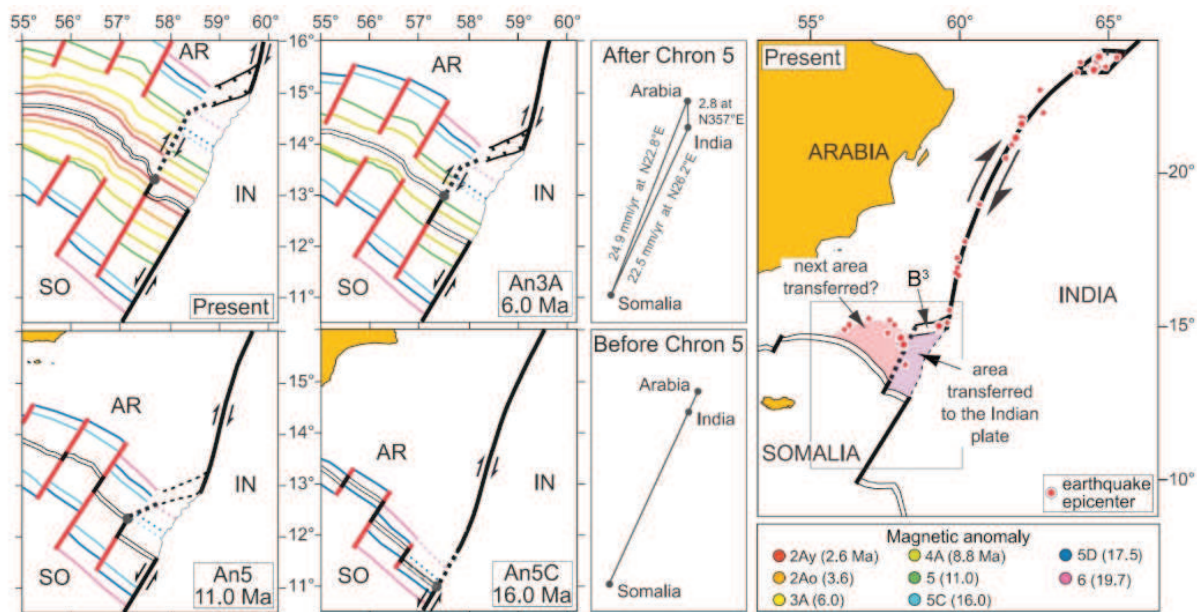


L'exemple du point triple AOC semble montrer des caractéristiques similaires (Fournier et al., 2010). Au Nord-Ouest de l'océan Indien, à l'embouchure du Golfe d'Aden, le point triple se situe entre les plaques Indienne (IN), Arabe (AR) et Somalienne (SO) (Fig. VI.12). Fournier et al. (2007, 2008, 2010, 2011) ont étudié le comportement de cette zone et se sont intéressés plus particulièrement à la morphologie de la Ride d'Owen. Le Bassin de Beautemps-Beaupré est situé à l'extrême Sud de la zone de fracture d'Owen. Une faible sismicité caractérise ce bassin définissant une zone diffuse à la rencontre entre les dorsales de Sheba et de Carlsberg. Depuis ~10 Ma (anomalie magnétique C5) la vitesse d'accrétion de la dorsale de Sheba est plus lente à l'Est qu'à l'Ouest (Fournier et al., 2010). Cette différence de vitesse entre les deux segments est accommodée par un décrochement dextre le long du compartiment nord de la zone de fracture de 57°30. La fabrication du plancher océanique du bassin de Beautemps-Beaupré montre un pivotement dans le sens des aiguilles d'une montre, en accord avec ce décrochement dextre. Ainsi, la frontière de plaque AR/IN suit la zone de fracture de 57°30, traverse le Bassin de Beautemps-Beaupré et rejoint la zone de fracture d'Owen. Depuis l'anomalie C5, la vitesse d'accrétion du segment oriental de la ride de Sheba est identique à celle de la dorsale de Carlsberg, située au Sud-Est de cette première. Ce segment appartient donc actuellement à la limite de plaque SO/IN. Par conséquent, une portion de la plaque AR a été transférée à la plaque IN. Ce domaine est sismiquement calme, seul un séisme a été identifié avec, un mécanisme au foyer, en jeu dextre. Fournier et al. (2010) notent qu'actuellement la zone la plus active sismiquement se situe à l'Ouest du Bassin de Beautemps-Beaupré, laissant penser à l'apparition d'une nouvelle frontière de plaque dans le futur. Un large domaine de la plaque AR pourrait être transféré à la plaque IN (Fig. VI.13).



**Figure VI.12.** Localisation du point triple AOC (Aden-Owen-Carlsberg) entre les plaques Indienne (INDIA), Arabe (ARABIA) et Somalienne (SOMALIA) (d'après Fournier et al., 2010). OFZ, Owen Fracture Zone. CaR, Carlsberg Ridge. ShR, Sheba Ridge. Le mouvement relatif de la plaque AR par rapport à la plaque Eurasia est indiqué par les flèches rouges.

Cet exemple montre comment dans un contexte de point triple RFF (dorsale-zone transformante-zone transformante) une zone de déformation diffuse peut apparaître. Ce type de contact triple et diffus, similaire à celui entre NAM/SAM/AF, est instable dans le temps et s'accompagne de la migration de la frontière entre IN et AR vers l'Ouest. De la même manière, la position entre la limite de plaque entre NAM et SAM n'est pas non plus fixe dans le temps et aurait migré vers le Nord.



**Figure VI.13.** Quatre étapes dans l'évolution du point triple AOC aux chrons magnétiques 5C, 5, 3A, et actuel. La configuration du point triple, avant et après le changement de géométrie de la limite de plaque entre AR et IN, est montrée par les diagrammes de champs de vitesse. Le changement de configuration est induit par une réorganisation cinématique estimée à environ 10 Ma (chron 5) s'accompagnant de la mise en place du bassin de Beautemps-Beaupré (B3). La sismicité suggère qu'actuellement une nouvelle limite de plaque se développe à l'ouest de ce bassin. Dans le futur, un large domaine appartenant à la plaque Arabe sera transféré à la plaque Indienne (d'après Fournier et al., 2010).

### VI.3.2. Le point triple CAR/NAM/SAM

La localisation passée et présente du point triple CAR/NAM/SAM reste méconnue. Il n'existe pas d'évidences géologiques claires le mettant en évidence. La sismicité enregistrée au niveau de l'arc des Petites Antilles est relativement faible pour une zone de subduction. Stein et al. (1982) concluent que ces données ne permettaient pas de mettre en évidence le point triple. La plus part des études GPS et les modèles cinématiques globaux récents des mouvements relatifs entre NAM et CAR d'une part, et SAM et CAR d'autre part, montrent que la plaque CAR se déplace vers l'ENE avec un taux d'environ 20 mm/an quelque soit la plaque américaine considérée (DeMets et al., 1990 ; 1994 ; Argus et Heflin, 1995 ; DeMets et al., 2000 ; Mann et al., 2002 ; Sella et al., 2002 ; Kreemer et al., 2003 ; Lopez et al., 2006 ; DeMets et al., 2010). Le champs de contraintes le long de l'arc est généralement uniforme (Mann et al., 1990), ces auteurs en concluent qu'il n'existe pas d'évidence de l'effet de la segmentation du panneau plongeant sous l'arc des petites Antilles. Les mouvements entre les plaques NAM et SAM sont vraisemblablement trop faibles pour générer une discontinuité majeure ayant des effets sur la plaque CAR.

### VI.3.3. La frontière de plaque entre NAM et SAM et la notion de frontière diffuse

#### VI.3.3.1. La frontière de plaque entre NAM et SAM

L'ensemble des pôles de rotation des modèles cinématiques basés sur les données GPS (Dixon et Mao, 1997 ; Sella et al., 2002 ; Argus et al., 2010) et pour les 3 derniers millions d'années (DeMets et al., 1990 ; 1994 ; 2010) décrivant les mouvements de NAM par rapport à SAM sont situés entre la dorsale médio-atlantique et la zone de subduction des Petites Antilles (Fig. I.30). Ils impliquent donc, en partant du pôle, une convergence entre ces deux plaques de plus en plus forte vers l'Ouest et, au contraire, une extension de plus en plus marquée vers l'Est jusqu'à la dorsale.

La Fosse Royal et la Ride de Researcher sont situées à l'Est de l'ensemble des pôles de rotation. La forme en échelon de la Fosse Royal et les basaltes récents identifiés sur le socle de celle-ci (données GLORIA ; Collette et al., 1984) ainsi que les fortes amplitudes des anomalies magnétiques parallèles à l'axe de la Ride de Researcher ont conduit Roest et Collette (1986) à proposer qu'elles seraient le résultat des mouvements divergents entre NAM et SAM. Quelques séismes récents sont enregistrés au centre-Est de la Fosse Royal dont un mécanisme au foyer en extension (catalogue CMT) a été identifié, confirmant le régime extensif dans cette région (Fig. VI.11).

Les données GPS (Dixon et Mao, 1997) donnent un taux de convergence entre ces deux plaques de 1 mm/an au niveau de la Ride de Barracuda et 8 mm/an à l'extrême Ouest de la plaque CAR. Müller et al. (1999) montrent qu'il existe une bonne corrélation entre l'augmentation des taux de convergence vers l'Ouest prédite depuis la fin de l'Oligocène et les observations faites sur le terrain le long des marges Nord et Sud de la plaque CAR.

Les périodes de mise en place de la Ride de Tiburon, puis de Barracuda (situées à l'Ouest de l'ensemble des pôles de rotation), respectivement Miocène Moyen à Supérieur et Pléistocène Inférieur (Chapitre III et Patriat et al., 2011 ; Pichot et al., 2012), s'intègrent bien dans ce schéma cinématique (Roest et Collette, 1986 ; Müller et Smith, 1993 ; Müller et al., 1999). Les évidences de structures à composantes compressives observées dans la couverture sédimentaire et dans le socle océanique, accompagnant la mise en place de ces rides (Chapitre IV) sont, elles aussi, cohérentes.

D'après ce travail, si les mouvements relatifs convergents entre NAM et SAM semblent être le facteur principal ayant conduit à la surrection des rides, des réserves importantes doivent être mentionnées concernant l'utilisation de ces modèles cinématiques couvrant l'ensemble du Cénozoïque (Müller et Smith, 1993 ; Müller et al., 1999) pour prédire la localisation et la période d'activité tectonique engendrées par les mouvements relatifs de ces plaques. Notamment la résolution temporelle, permise par cette étude tectono-stratigraphique, est supérieure à la résolution temporelle permise par l'utilisation des anomalies magnétiques dans les modèles cinématiques.

La phase de transtension, au cours de l'Eocène, prédite par les modèles de reconstructions cinématiques de Müller et Smith (1993) et Müller et al. (1999) n'a pas été identifiée sur nos données dans la région des rides de Barracuda et de Tiburon. La phase de convergence dans



cette région n'a pas commencé au Miocène Inférieur (19 Ma) mais plus tard, au Miocène Moyen à Supérieur (15-5,3 Ma). La phase de surrection de la Ride de Barracuda que nous avons datée du Pléistocène Inférieur (2,3 Ma) n'est pas prédite par ces modèles. Ceci peut s'expliquer par le fait que les stades de reconstruction utilisés pour les modèles, basés sur l'identification des anomalies magnétiques, ne correspondent pas forcément aux périodes d'activité tectonique. Le stade le plus récent pris en compte dans les études cinématiques couvre toute la période entre l'anomalie 5 et l'actuel, soit une période d'environ 10 Ma. Cette période englobe les périodes de surrection à la fois de la Ride de Tiburon et de celle de Barracuda. Ces modèles prévoient une diminution du taux de convergence depuis l'anomalie 5, or c'est pendant cette période qu'a lieu la plus forte activité tectonique dans la région des rides de Barracuda et de Tiburon.

Les longitudes auxquelles sont situés les pôles de rotation de NAM par rapport à SAM de [DeMets et al. \(1990 ; 1994 ; 2010\)](#) pour les 3 derniers millions d'années passent par la ride de Barracuda. Ils induisent, au niveau de cette ride, un mouvement entre les deux plaques en décrochement pur, ce qui est invalidé par la déformation à composante fortement compressive observée par les données de sismique réflexion, dans cette région.

### VI.3.3.2. Notion de frontière diffuse entre NAM et SAM

Les premiers modèles de la théorie de la tectonique des plaques ([Wilson, 1965 ; McKenzie et Parker, 1967 ; Morgan, 1968](#)) reposaient sur deux points fondamentaux, qui sont, (i) les plaques tectoniques sont rigides, et (ii) les limites entre ces plaques sont étroites (i.e. dorsale médio-océanique et zone de subduction). Ces deux approximations s'avèrent très commodes pour décrire géométriquement les mouvements des plaques les unes par rapport aux autres, au cours du temps (cinématique des plaques). Ceci renvoie à la notion de temps et d'espace et aux unités utilisées pour décrire ces mouvements de plaques. Les premiers modèles cinématiques globaux décrivaient le mouvement d'une plaque par rapport à l'autre avec une précision de l'ordre du centimètre par année. Un des premiers modèle de cinématique instantané globale présenté par [Minster et Jordan \(1978\)](#) montre qu'il est impossible de décrire le mouvement de l'ensemble des plaques sans faire intervenir de la déformation intraplaque.

De nombreuses campagnes océanographiques entreprises depuis les années 1960 corroborent cette idée. Dans l'ensemble des océans, il existe des domaines plus ou moins étendus qui accommodent de la déformation, en dehors des limites de plaques franches, définies notamment par la sismicité et le volcanisme. Les récentes avancées technologiques permettent de mesurer des mouvements avec une précision plus fine, de l'ordre du mm/an. A cette échelle, les choses sont moins claires, les plaques moins rigides et leurs frontières moins étroites. Soit il faut considérer qu'une plaque est affectée par de la déformation interne (les plaques ne sont plus rigides), soit que leur limite est diffuse (les frontières ne sont plus étroites) ([Gordon, 1998](#)).

Les études GPS et les modèles cinématiques globaux récents ([DeMets et al., 1990 ; DeMets et al., 1994 ; Gordon et al., 1998 ; Müller et al., 1999 ; Argus et al., 2010 ; DeMets et al., 2010](#)) ne s'accordent pas sur la position du pôle de rotation décrivant les mouvements relatifs entre NAM et SAM ([Fig. I.30](#)). La difficulté principale vient du fait que les mouvements relatifs sont faibles et que le pôle de rotation est situé à l'intérieur de la zone de frontière des plaques ([Tableau VI.1](#)).

**Tableau VI.1.** Prédications de 7 modèles cinématiques globaux des azimuts et taux des mouvements relatifs de l'Amérique du Nord par rapport à l'Amérique du Sud à proximité de la Ride de Barracuda.

Lat.	Long	Azimuth	mm/yr	References
12.9	-50.4	206.3	2.72	Sella et al. (2002)
12.0	-50.6	212.1	2.15	Dixon et Mao (1997)
11.1	-53.3	230.1	4.03	Larson et al. (1997)
06.5	-55.6	259.7	5.63	Argus et Heflin (1995)
16.3	-58.1	284.7	0.11	DeMets et al. (1994)
09.2	-56.0	255.1	2.09	DeMets et al. (2010)
13.9	-53.8	213.7	1.38	Kreemer et al. (2003)

Cette configuration renvoie directement à la définition d'une limite de plaque diffuse, pour laquelle: "*Le pôle de rotation décrivant le mouvement entre deux plaques séparées par une frontière diffuse se situe proche ou à l'intérieur de celle-ci*" (Gordon, 1998). Gordon (1998) compare les vitesses des mouvements relatifs des plaques au voisinage des frontières étroites et diffuses (Tableau VI.2). Ces vitesses sont toujours plus faibles dans le cas d'une frontière diffuse que pour une frontière étroite (fréquemment inférieures à 10 mm/an).

La limite de plaque entre NAM et SAM fournit un très bon exemple de frontière de plaque diffuse. Le faible taux de déformation généré par les mouvements relatifs des plaques NAM et SAM est accommodé sur une zone diffuse de déformation entre la dorsale médio-atlantique (entre  $\sim 14^\circ\text{N}$  et  $\sim 16^\circ\text{N}$ , voire même peut-être encore plus au Nord) et quelque part le long de la zone de subduction des Petites Antilles. La sismicité enregistrée y est très faible (Fig. VI.11) et ne permet pas de préciser la largeur de cette zone.

**Tableau VI.2.** Vitesse des mouvements relatifs entre plaques au voisinage des frontières étroites et diffuses. ♦, dorsale médio-océanique. \*, zone de subduction (d'après Gordon, 1998).

	frontière de plaque	vitesse (mm/an)
narrow	Arctique ♦	12
	East Pacific ♦	160
	Antartic-Southern Chili *	20
	Australian-Pacific *	110
diffuse	Capricorn-Australia	2~3
	NAM-SAM	4
	Nubia-Somalia	~6
	Nubia-Eurasia	~7
	India-Capricorn	~10
	India-Australia	~15 ~16

### VI.3.3.3. La mise en place des Rides de Barracuda et de Tiburon au sein de la limite diffuse de plaque entre NAM et SAM

Aucun des petits cercles décrivant les mouvements relatifs entre NAM et SAM ne peut suivre une seule zone de fracture, depuis la dorsale jusqu'à la subduction (Fig. VI.14). L'orientation des zones de fracture ne peut décrire les trajectoires des petits cercles que localement, sur une

courte distance. La limite de plaque NAM/SAM est nécessairement hétérogène, exploitant sur son passage les zones de faiblesse de la lithosphère telles, celles que représentent les segments de zones de fracture. Depuis le Pléistocène Inférieur, la zone déformée autour des rides de Barracuda et de Tiburon est très large (~200 km). Dans cette zone existent plusieurs zones de fracture, et certaines, dont l'orientation était favorable, ont du être réactivées à cette période. Il est donc probable que les mouvements entre ces deux plaques, plutôt que d'être accommodés par une seule zone de fracture, le soient par des fragments de plusieurs zones de fracture distinctes, reliés entre eux par des structures néoformées. Au sein de la limite de plaque diffuse, la lithosphère serait fragmentée. Dans cette zone diffuse de limite de plaque, la déformation, constatée dans la région entre la Ride de Barracuda et la Ride de Tiburon, serait ainsi représentative des mouvements entre ces fragments lithosphériques détachés récemment de l'une des deux plaques majeures (NAM et SAM).

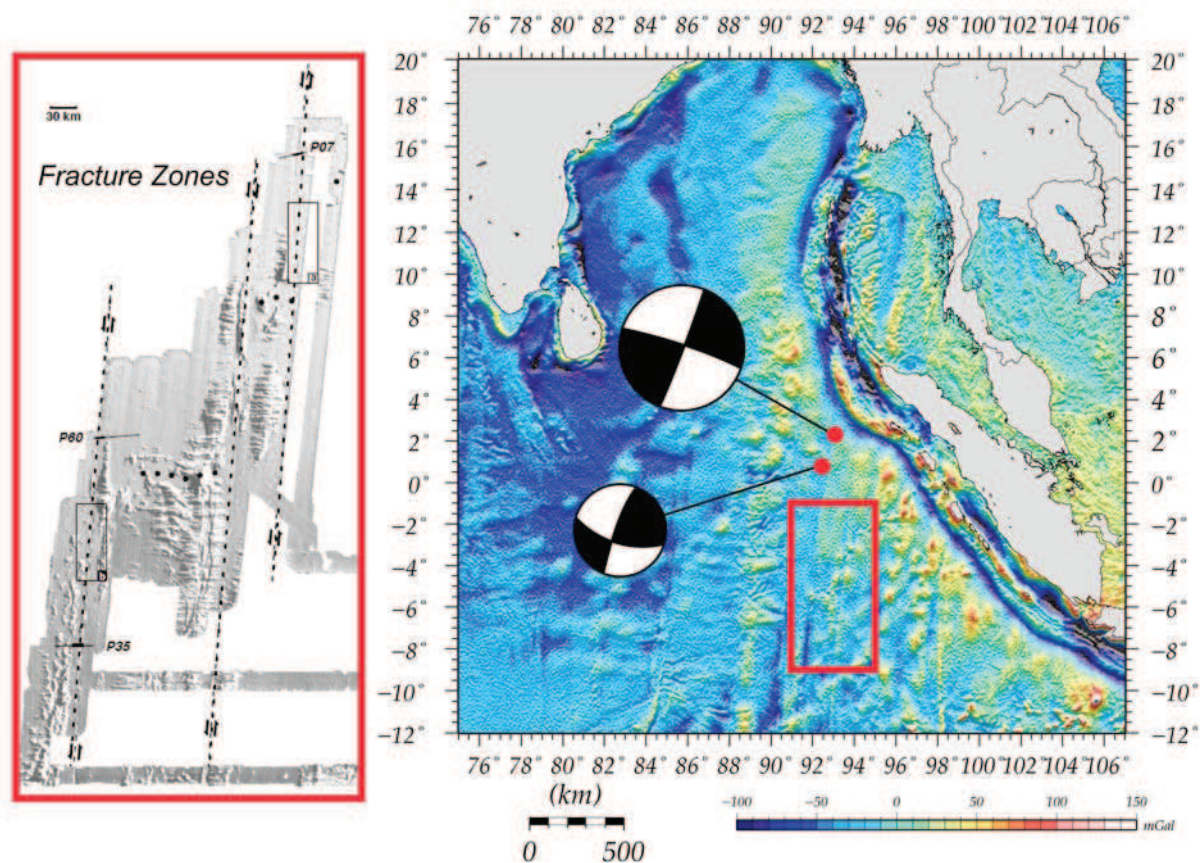
Une incertitude demeure quant à l'interprétation des structures transpressives dextres interprétées dans le Bassin de Tiburon et des structures en fleur, dans la Fosse de Barracuda (Chapitre IV). Soit ce style tectonique est le reflet de réajustements locaux de blocs crustaux, le long des zones de fracture, pendant la surrection de la Ride de Barracuda. Soit ces structures s'intègrent dans un cadre plus global, en lien avec les mécanismes au foyer des séismes enregistrés au Nord de la Fosse de Barracuda qui indiquent, eux aussi, des mouvements transpressifs dextres avec des plans nodaux parallèles aux axes des zones de fracture (Bergman, 1986). Dans ce dernier cas, si cette déformation traduit un mouvement relatif transpressif dextre de la plaque NAM par rapport à SAM le long de cette frontière diffuse, alors le pôle de rotation décrivant le mouvement de la plaque NAM par rapport à la plaque SAM est nécessairement situé au Nord de la zone de fracture de Fifteen-Twenty et à l'Est de la Ride de Barracuda (Fig. VI.14). La déformation cénozoïque observée au niveau des rides de Barracuda et de Tiburon n'est pas forcément représentative de toute la déformation à la frontière NAM/SAM mais elle devrait être cohérente avec celle-ci.

L'analyse des données de sismique réflexion nous indique que cette limite de plaque est affectée par de la déformation depuis l'Oligocène. Ainsi Sumner et Westbrook (2001) rapportent que le domaine actuellement proche du front du prisme d'accrétion, au voisinage de la zone de fracture de Mercurius (au Sud de la Ride de Tiburon), aurait subi des contraintes tectoniques compressives conduisant à la réactivation de cette zone de fracture entre l'Oligocène et le Miocène Inférieur. Cette région serait inactive tectoniquement depuis le Pliocène.

Au Miocène Moyen à Supérieur, un peu plus au Nord, c'est la Ride de Tiburon, située entre deux zones de fracture, qui se met en place. La déformation associée à la mise en place de cette Ride n'est plus perceptible au-delà de 50 km vers le Nord. Au Pléistocène Inférieur, c'est au tour de la Ride de Barracuda de se soulever le long de la zone de fracture de Fifteen-Twenty. Cette phase tectonique implique un vaste domaine englobant la Ride de Tiburon. On constate donc, depuis l'Oligocène, une migration vers le Nord de l'activité tectonique au front du prisme d'accrétion. Les travaux portant sur la position du point triple NAM/SAM/AF (Müller et Smith, 1993 ; Campan, 1995 ; Müller et al., 1999) concluent que celui-ci dérive progressivement vers le Nord. Il semble donc que l'ensemble de la frontière de plaque NAM/SAM ait migré vers le Nord depuis la fin du Paléogène, de ~12°N jusqu'à ~17°N (Fig. VI.14).

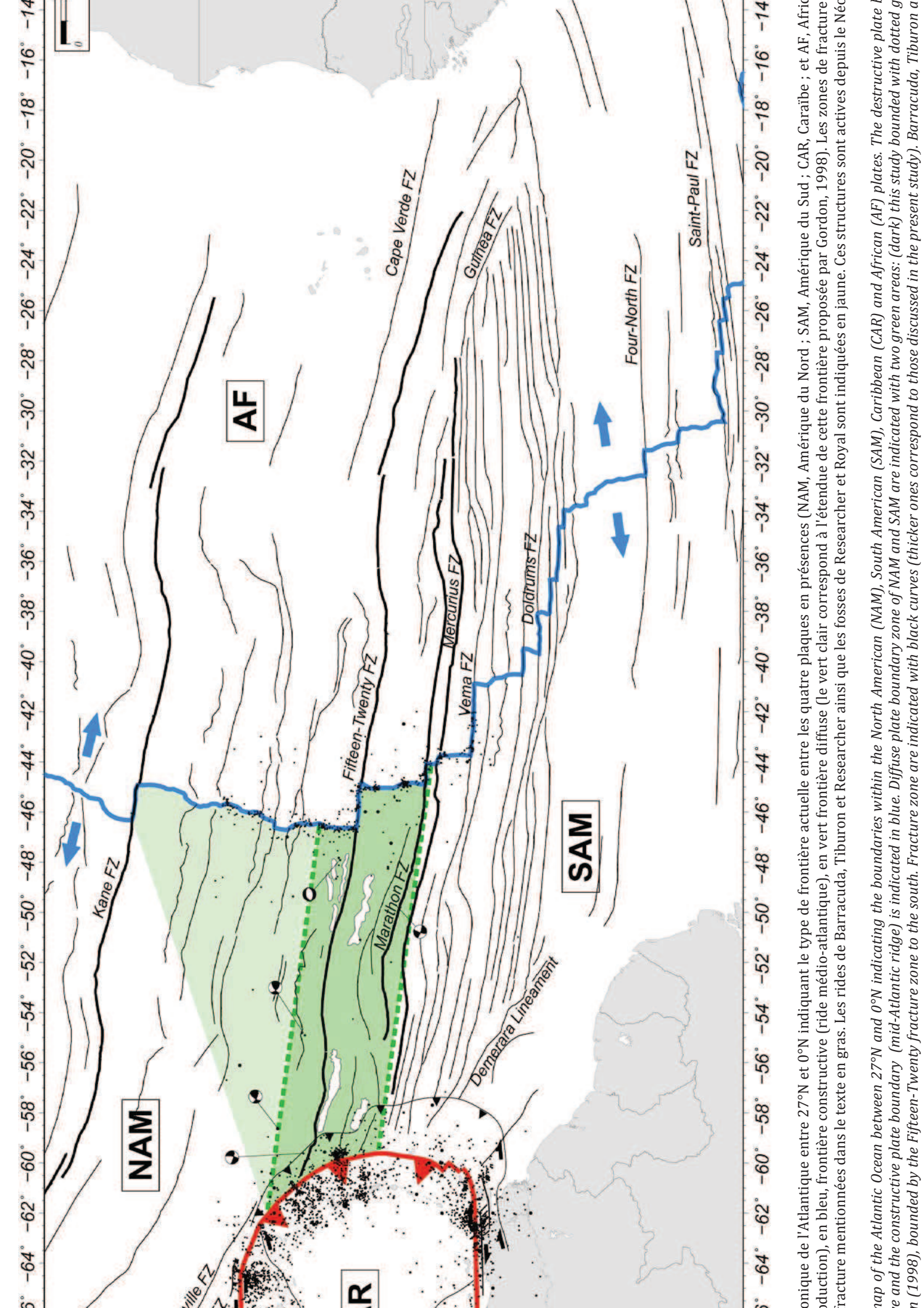


Le 11 Avril dernier, un puissant séisme a été ressenti sur la côte Ouest indonésienne (Fig.VI.15). L'épicentre de ce séisme, de magnitude Mw 8,6 (et sa réplique, Mw 8,2 ; USGS), est situé dans le bassin de Wharton à l'intérieur de la zone de limite de plaque diffuse entre les plaques Indienne et Australienne et loin de l'influence de la zone de subduction de Sumatra (~100 km de la fosse de subduction). Le mécanisme au foyer indique un jeu décrochant parallèle aux axes des nombreuses zones de fractures. Cet exemple, est très similaire à notre cas d'étude (comparer figure VI.15 avec la figure VI.11). Ces exemples montrent comment, dans un contexte de frontière diffuse, l'accumulation des contraintes tectoniques peut engendrer la réactivation de segments de zones de fracture.



**Figure VI.15.** Localisation du séisme, et de sa réplique, du 11 avril 2012 au large de Sumatra (USGS) sur la carte de droite par des points rouges (carte gravimétrique, Sandwell et Smith, 2009). D'après l'interprétation du mécanisme au foyer du séisme, une partie de la zone de fracture, là plus à l'ouest du levé bathymétrique (carte à gauche), aurait été réactivée par ce séisme.





Map of the Atlantic Ocean between 27°N and 0°N indicating the boundaries within the North American (NAM), South American (SAM), Caribbean (CAR) and African (AF) plates. The destructive plate boundaries are indicated with black curves (thicker ones correspond to those discussed in the present study). Barracuda, Tiburon and Vema are active fracture zones (Researcher and Royal structures mentioned in the text). The constructive (mid-Atlantic ridge) and the constructive plate boundary (diffuse boundary) are indicated with blue lines. Diffuse boundaries are indicated with green areas (dark green areas correspond to those discussed in the present study). Barracuda, Tiburon and Vema are active fracture zones (Researcher and Royal structures mentioned in the text). The constructive (mid-Atlantic ridge) and the constructive plate boundary (diffuse boundary) are indicated with blue lines. Diffuse boundaries are indicated with green areas (dark green areas correspond to those discussed in the present study). Barracuda, Tiburon and Vema are active fracture zones (Researcher and Royal structures mentioned in the text). Ces structures sont actives depuis le Néocène.







**Conclusions et perspectives**

---

<b>CHAPITRE VII : Conclusions et perspectives .....</b>	<b>215</b>
Abstract.....	217
VII.1. Modèle d'évolution des rides de Barracuda et de Tiburon .....	219
VII.2. Cadre géodynamique et origines des rides de Barracuda et de Tiburon .....	220
VII.3. Conséquences de la présence des rides de Barracuda et de Tiburon sur la marge Est Caraïbe .....	221
VII.4. Perspectives .....	222





## Abstract

The Barracuda Ridge and the Tiburon Rise, two major oceanic basement ridges, lie at the western end of the diffuse North America-South America plate-boundary zone, where they enter the subduction zone beneath the Lesser Antilles island arc.

From the analysis of new multibeam and seismic reflection profiles acquired in 2007, together with older geophysical and geological data, we obtained new constraints on the geological history of this area, including the timing of the formation of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise in their present-day configurations. Based on free air gravimetric anomalies signature of the Barracuda and Tiburon ridges, their deep structure of ridges was investigated.

The evolution of the Tiburon Basin area that we propose on the basis of this stratigraphic study is summarized in [figure III.33](#). During the Campanian, the Tiburon Rise and Barracuda Ridge originated as ridges flanking transforms that offset the mid-Atlantic Ridge (MAR) and subsequently became fracture zones ([Westbrook et al., 1984](#); [Fig. III.33A](#)). During the middle Eocene to late Oligocene (48.6-23 Ma; [Fig. III.33B](#)), the Tiburon Basin received terrigenous input from the South America following the uplift of the northern Serranía del Interior Oriental, NE Venezuela, which started in the late Paleocene, possibly caused by North America-South America plate convergence ([Pindell and Kennan, 2001](#); [Fig. III.33B](#)).

During the middle-late Miocene (13-5.3 Ma; [Fig. III.33C](#)), the Tiburon Rise was uplifted, the Orinoco and Amazon drainage systems were created ([Figueiredo et al., 2009](#); [Escalona et al., 2010](#)) and provided terrigenous input to the Tiburon Rise and Barracuda Ridge area. Also, a large amount of Neogene sediment accumulated in the basin, which lies on the southern side of the Tiburon Rise, subsiding at that time. Evidence for similar Neogene tectonic activity has not been observed north of Tiburon Rise.

In the Early Pleistocene, at about 2.3 Ma ([Fig. III.33D](#)), the main uplift of the Barracuda Ridge started. Reverse faults and folds, associated with the uplift of the Barracuda Ridge affect the sedimentary cover up to the sea floor over a wide area (between 14.7° N and 16.6°N). Over most of the ridge, the ridge crest migrated southward, as what was formerly the ridge's southern flank was flexed upward.

Our gravity modeling confirms that these ridges are not in isostatic equilibrium as was already suggested by [Birch \(1970\)](#) and [Müller and Smith \(1993\)](#) ([Fig. V.11](#) to [Fig. V.14](#)). The strong negative gravity anomalies measured at the Barracuda Trough could be associated with serpentinized upper mantle caused by the infiltration of seawater along fractures through the ocean crust. The axis of the Barracuda ridge was slightly off to the south in its eastern part. The Barracuda Ridge would hence have been uplifted preferentially where the oceanic crust had a lower strength, that is to say where the thickness of the crust was initially thinner. The uplift of the ridges occurred far from the influence of subduction ([Fig. VI.9](#)). The effect of the current flexural bulge has only a minor influence on the relief associated with the ridges.

Relative motion between North and South American plates has certainly caused the uplift of the ridges. Both, the period of uplift and tectonic style associated with the uplift of the ridges are

consistent with the predicted relative motion between NAM and SAM.

The plate boundary zone (PBZ), therefore, must be heterogeneous in nature, exploiting weakness in the lithosphere provided by fracture zones, where mechanically advantageous, but forming new boundaries in places to translate motion between reactivated segments of fracture zones. Parts of more than one fracture zone could be active within the PBZ. The area of the Tiburon Rise and Barracuda Ridge probably contains possibly several plate fragments, in the PBZ. At present, however, we do not have the evidence to define these fragments completely.

After completion of this work, significant questions remain. The deep structure beneath the Barracuda Ridge and Tiburon Rise is still poorly understood. One of the objectives of the proposed Antithesis cruise (B. Marcaillou, University of West Indies and Guyana) is to acquire seismic refraction data across the ridges. These data should provide key information on the deep structures of the ridges and explain how fracture zones can be reactivated. They will also contribute to the understanding of the impact of these ridges on the seismogenic zone.

From a kinematic point of view, the PBZ between the two American plates is enigmatic. The kinematic models constructed in the past do not agree on the position of the triple point Nam/SAM/AF since the end of the Cretaceous (Roest et Collette, 1986; Cande et al., 1988, Shaw et Cande, 1990; Müller et Smith, 1993; Campan, 1995; Müller et al., 1999). Magnetic anomalies between the Marathon and Ascent fracture zones were not interpreted, due to the very weak magnetic signal close to the equator, only the fracture zones were used to construct their models. At this time, the free air gravity map resolution did not allow a clear identification of all fracture zones. Detailed mapping of the tectonic fabric of the Atlantic between 26°N and 0°N (Fig. II. 20) supplemented with the magnetic anomaly map (Fig. II. 25) compiled in this study could provide the basis for subsequent studies and lead to a better understanding of this plate boundary.

L'objectif de ce travail a été de mieux appréhender l'évolution géologique du domaine océanique, avant son entrée dans la zone de subduction des Petites Antilles. Nous nous sommes intéressés à la mise en place des rides de Barracuda et de Tiburon, deux reliefs sous marins anormaux caractérisant ce plancher océanique atlantique, situées aujourd'hui au front du prisme d'accrétion de la Barbade. L'interprétation de nouvelles données de sismique réflexion acquises à travers ces rides et les bassins les entourant a permis, pour la première fois, de contraindre l'évolution de ces rides dans le temps. La structure profonde des rides a été étudiée par l'analyse des fortes anomalies gravimétriques à l'air libre, associées à celles-ci.

Le contexte géologique dans lequel ces rides ont évolué, depuis 84 Ma, est particulièrement complexe. Il s'agit actuellement de l'endroit où la limite de plaques diffuse entre l'Amérique du nord et l'Amérique du sud entre en subduction sous la plaque Caraïbe. Les principaux résultats sont résumés ici.

## VII.1. Modèle d'évolution des rides de Barracuda et de Tiburon

Au Campanien, la croûte océanique est accrétée à l'axe de la dorsale médio-atlantique. Le socle est caractérisé par une fabrique tectonique d'orientation N-S formée de collines abyssales, créées lors de l'accrétion océanique et, espacées d'environ 5 km. Un grand nombre de failles transformantes lacère cette croûte océanique avec une direction ONO-ESE. Après sa formation, le plancher océanique est recouvert d'une faible épaisseur de sédiments pélagiques campano-maastrichtiens.

Un important flux de sédiments détritiques terrigènes se dépose sur la marge Nord-est du continent Sud Américain et dans la plaine abyssale de Démérara au Paléogène. A cette période, dans la plaine abyssale la majeure partie du relief associé aux zones de fracture est comblée par ces sédiments. Un important réseau de failles s'étend sur une zone de 500 x 150 km dans le Bassin de Tiburon (situé actuellement entre les rides de Barracuda et de Tiburon). Ces failles sont conjuguées et leur jeu est normal, avec un faible décalage vertical des réflecteurs d'environ 50 m. L'espacement entre ces failles est estimé entre 1 km et 3 km. Elles sont générées vraisemblablement par des expulsions de fluides pendant l'Oligocène. Ces fluides proviendraient des sédiments éocènes riches en smectites, qui, au cours de la diagénèse, laisseraient échapper une grande quantité d'eau

Au voisinage de la zone de fracture de Mercurius, située approximativement à 14°N (au Sud de la Ride de Tiburon), des contraintes tectoniques compressives conduisent à la réactivation de cette zone de fracture entre l'Oligocène et le Miocène Inférieur. Cette région serait inactive tectoniquement depuis le Pliocène.

Au Miocène Moyen à Supérieur, les parties occidentales des zones de fracture situées directement au Nord de Marathon (vers ~15°N) subissent d'importants mouvements verticaux provoquant la formation de la Fosse de Tiburon et de la Ride de Tiburon. Cette activité tectonique n'est plus présente au-delà de 50 km au Nord de cette ride. Il n'existe pas de racine crustale sous la Ride de Tiburon, qui n'est donc pas compensée localement. La mise en place des réseaux fluviaux de l'Amazone et de l'Orénoque, à la fin du Néogène entraîne une forte accumulation de ces dépôts dans la Fosse de Tiburon. Seule une faible épaisseur sédimentaire est présente au Nord de la Ride de Tiburon.

Au Pléistocène Inférieur, la zone de fracture de Fifteen-Twenty subit à son tour des mouvements verticaux entre 59°W et 55°W provoquant la surrection de la Ride de Barracuda et la subsidence de la Fosse de Barracuda. La déformation visible dans la couverture sédimentaire, associée à la mise en place de la ride, montre une déformation transpressive sans doute de type dextre. Comme la Ride de Tiburon, la Ride de Barracuda ne présente pas non plus de racine crustale. Elle n'est donc pas non plus compensée de façon locale. Un excès de masse est présent sous la ride dû vraisemblablement à une croûte extrêmement mince depuis sa formation. La fosse, quant à elle, est caractérisée par un déficit de masse. Une explication possible serait la serpentinitisation du manteau supérieur lors de son stade transformant. Simultanément à la mise en place de la Ride de Barracuda, deux dépôts de masses transportées (MTDs) se déposent dans le sud-est du Bassin de Tiburon. Bien que de très grande taille, il n'est pas rare d'observer de tels dépôts dans un contexte de marge active (Pérou, Nouvelle-Zélande, Japon, Amérique Centrale).



Leurs sources n'ont pas pu être clairement identifiées, mais il semble que la Ride de Tiburon et le prisme d'accrétion de la Barbade soient les meilleurs candidats.

## VII.2. Cadre géodynamique et origines des rides de Barracuda et de Tiburon

La période de mise en place des rides de Barracuda et de Tiburon déterminée, nous nous sommes interrogés sur l'origine de ce relief. A cette fin, nous avons examiné trois possibilités, dont la troisième semble la plus plausible.

La première, expliquerait la formation des rides par une activité volcanique intraplaque ou à la frontière entre deux plaques. Le style de déformation enregistré dans les sédiments sur les rides et le fait qu'aucune anomalie magnétique ne soit observée en lien avec les deux structures, nous conduit à écarter cette solution.

La seconde hypothèse associe la présence des deux rides à la zone de subduction des Petites Antilles. En confrontant la période de surrection des rides et le déplacement des plaques Nord et Sud Américaines par rapport à la zone de subduction des Petites Antilles, il en ressort que ces rides se sont mises en place loin de l'influence de la subduction. La comparaison avec d'autres zones de fracture entrant en subduction, ailleurs sur le globe, nous conduit à penser que l'influence de la subduction n'est que mineure. L'effet actuel du bombement flexural, lié à l'entrée de la lithosphère sous la plaque Caraïbe, s'ajoute au relief des rides déjà existant.

L'idée selon laquelle des mouvements relatifs entre les plaques Nord et Sud Américaines auraient provoqué la surrection des rides, est l'hypothèse qui semble la plus vraisemblable pour expliquer à la fois la période et la mise en place de ces deux rides. La limite de plaques entre les deux Amériques se situe entre la zone de subduction des Petites Antilles et la dorsale médio-atlantique. Cette limite se trouve à la jonction entre deux points triples qui sont CAR/NAM/SAM, situés au contact de la zone de subduction, et NAM/SAM/AF, à la dorsale médio-atlantique.

La nature et la position de ces deux points triples restent mal connues. En effet, la vitesse de convergence modérée de  $\sim 20$  mm/an sur l'ensemble de l'arc et la sismicité faible au niveau de la zone de subduction, ne permettent pas d'apprécier une discontinuité au sein du panneau plongeant, indiquant une limite entre les deux plaques américaines au contact de la plaque Caraïbe. De part sa nature instable, dans le temps, le second point triple (NAM/SAM/AF) a migré vers le Nord au cours du temps. Si la frontière entre les plaques américaines par rapport à la plaque Africaine est clairement définie par la dorsale médio-atlantique, les mouvements relatifs entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud, au contact avec la dorsale, sont trop faibles pour se manifester par une limite de plaque franche. La frontière entre les plaques Nord et Sud américaines est nécessairement diffuse pour plusieurs raisons :

- (i) La déformation enregistrée depuis le Pléistocène Inférieur, dans la couverture sédimentaire et dans le socle océanique, associée à la mise en place de la Ride de Barracuda, indique que plusieurs segments de zone de fracture sont réactivés au même

moment. Cette zone de déformation n'est donc pas étroite mais pourrait faire plusieurs centaines de kilomètres de large.

- (ii) Les taux de déplacements à proximité des rides sont, très faibles ( $< 4$  mm/an) bien inférieurs à ceux mesurés au niveau des limites de plaques classiques (dorsale médio-océanique et zone de subduction).

Une incertitude demeure quant à l'interprétation de la déformation active, depuis Pléistocène Inférieur, affectant le Bassin de Tiburon et la Fosse de Barracuda et, les mécanismes au foyer observés au Nord de la Ride de Barracuda. Ils indiquent tous un mouvement transpressif dextre. Ces observations décrivent-elles la nature de la frontière de plaque comme étant transpressive avec un jeu dextre dans cette partie de l'Atlantique? Ou bien, sont-elles le reflet d'une réactivation locale et indépendante de segments de la lithosphère au sein d'une zone diffuse à la frontière entre ces deux plaques?

### VII.3. Conséquences de la présence des rides de Barracuda et de Tiburon sur la marge Est Caraïbe

La présence de la Ride de Tiburon semble avoir été observée sous le prisme d'accrétion de la Barbade par des données de sismiques réfraction (Bangs et al., 2003 ; Evain, 2011). Le passage en subduction de la Ride de Tiburon aurait provoqué la surrection d'une partie du socle de l'avant-arc.

La topographie de la Ride de Barracuda atteint  $\sim 4-5$  km par rapport à la fosse entre  $58,5^{\circ}W$  et  $55^{\circ}W$  et chute brutalement peu avant le contact avec le front du prisme d'accrétion. Sous celui-ci, le relief, associé au prolongement vers l'Ouest de la ride, n'atteint plus que 2 km en moyenne. Ainsi, soit la Ride de Barracuda, à proprement parler, n'est pas encore passée en subduction, soit le poids de la plaque supérieure engendre une contrainte verticale sur la plaque plongeante provoquant l'affaissement de la ride qui n'est pas compensée isostatiquement.

L'activité sismique de l'arc volcanique des Petites Antilles, plus intense au Nord de  $15^{\circ}N$  pourrait, s'expliquer, en partie, par la convergence oblique de reliefs présents sur la plaque plongeante. L'épaisseur sédimentaire de la plaine abyssale, plus mince vers le Nord, ne comble pas la topographie du socle engendrant un couplage plus fort au contact entre la plaque plongeante et de la plaque supérieure.

La Ride de Barracuda se met en place loin de l'influence de la zone de subduction. La zone de fracture de Fifteen-Twenty, associée à cette ride, commence son entrée en subduction après la migration vers l'Ouest de l'arc volcanique, daté à la fin de l'Oligocène (Bouysse et Westercamp, 1990). La Ride de Barracuda ne peut être responsable du saut de l'arc volcanique externe comme l'avait suggéré Bouysse et Guennoc (1983).

La Ride de Tiburon ne possède pas de racine crustale, par conséquent son influence n'est sans doute que modérée sur les mouvements verticaux enregistrés sur la plaque supérieure (Moretti

et Ngowkey, 1985). L'entrée en subduction de cette ride ne peut expliquer les 2 à 4 km de surrection au Miocène de l'île de la Désirade (Bouysse et Garrabé, 1984).

## VII.4. Perspectives

A la fin de ce travail, certaines questions ne sont pas résolues. L'épaisseur de la croûte océanique sous les rides de Barracuda et de Tiburon n'est pas connue. Cette information serait pourtant capitale afin de mieux comprendre le mode de mise en place des rides, d'expliquer comment les zones de fracture peuvent être réactivées et de mieux appréhender l'impact de ces rides sur la zone sismogénique dans la zone de subduction des Petites Antilles.

Un des objectifs du projet de campagne à la mer *Antithésis* (B. Marcaillou, Université des Antilles et de la Guyane), vise à étudier l'influence de ces rides sur le contact interplaque. Ce projet de campagne se révèle être une formidable opportunité d'étudier la structure profonde des rides de Barracuda et de Tiburon avant qu'elles ne passent sous le prisme d'accrétion de la Barbade. Un profil de données de sismique réfraction à travers les rides de Barracuda et de Tiburon est prévu. Ces données permettront de répondre à ces questions.

D'un point de vue cinématique, la frontière de plaques entre les deux plaques américaines reste mal identifiée. Les modèles cinématiques réalisés par le passé ne s'accordent pas sur la position du point triple NAM/SAM/AF depuis l'anomalie C34 (Roest et Collette, 1986; Cande et al., 1988, Shaw et Cande, 1990; Müller et Smith, 1993; Campan, 1995; Müller et al., 1999). Entre les zones de fracture de Marathon et Ascension, les anomalies magnétiques possèdent une faible amplitude à ces latitudes proche de l'Equateur. Seule la cartographie du réseau dense des zones de fractures de l'Atlantique Equatorial ont contraint ces modèles. A cette époque la résolution des cartes gravimétriques ne permettait pas de faire une identification claire des zones de fracture. La grande disparité de ces résultats s'explique par la façon dont les différentes équipes ont interprété les zones de fracture de l'Atlantique Equatorial septentrional et par le choix arbitraire des zones de fracture qui ont été prises, reflétant au mieux, selon eux, les trajectoires synthétiques des plaques en présence. La nouvelle grille gravimétrique de Sandwell et Smith (2009), de meilleure résolution (1 minute, soit ~2 km), nous a permis de mieux identifier certaines zones de fracture qui n'avaient pas été possible de repérer auparavant. Les traces homologues des zones de fracture de part et d'autre de la dorsale médio-atlantique ont été identifiées. La cartographie de détail de la fabrique tectonique de l'Atlantique entre 26°N et 0°N complétée avec la carte des anomalies magnétiques réalisées dans ce travail posent les bases pour une réinterprétation de l'évolution cinématique de cette frontière de plaque encore mal comprise.







## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---





## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Aitken, T., Mann, P., Escalona, A., Christeson, G., 2010. Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. *Marine and Petroleum Geology*, 28 (1), 235-258. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.10.003.
- Argus, D.F., Heflin, M.B., 1995. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System. *Geophysical Research Letters*, 22, 1973-1976.
- Argus, D., Gordon, R., Heflin, M., Ma, C., Eanes, R., Willis, P., Peltier, W.R., Owen, S., 2010. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's center from space geodesy. *Geophysical Journal International*, 180, 913-960.
- Bader, R.G., Gerard, R.D., Benson, W.E, Bolli, H.M, Hay, W.W, Rothwell, W.T.Jr., Ruef, M. H., Riedel, W. R., Sayles, F. L., 1970. Site 27, in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 4. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 93-123.
- Bangs, N.L.B., Westbrook, G.K., Ladd, J.W., Buhl, P., 1990. Seismic velocities from the Barbados Ridge complex: Indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex. *Journal of Geophysical Research* 95 (B6), 8767-8782.
- Bangs, N. L. B., Shipley, T. H., Moore, J. C., Moore, G. F., 1999. Fluid accumulation and channeling along the northern Barbados Ridge decollement thrust, *Journal of Geophysical Research*, 104 (B9), 399-20, 414. doi:10.1029/1999JB900133.
- Bangs N.L., Christeson, G.L., Shipley, T.H., 2003. Structure of the Lesser Antilles subduction zone backstop and its role in a large accretionary system. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7). doi:10.1029/2002JB002040.
- Bazin, S., Feuillet, N., Duclos, C., Crawford, W., Nercessian, A., Bengoubou-Valérius, M., Beauducel, F., Singh, S.C., 2010. The 2004-2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers. *Tectonophysics*, 489 (1-4), 91-103. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.005.
- Beck, C., Ogawa, Y., Dolan, J., 1990. Eocene paleogeography of the southeastern Caribbean: relations between sedimentation on the Atlantic abyssal plain at Site 672 and the evolution of the South America margin, in: Mascle, J.C., et al. (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, pp. 7-15.
- Behn, M.D., Lin, J., 2000. Segmentation in gravity and magnetic anomalies along the U.S. East Coast passive margin: Implications for incipient structure of the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B11), 769-25, 790. doi:10.1029/2000JB900292.
- Belderson, R.H., Kenyon, N.H., Stride, A.H., Pelton, C.D., 1984. A braided distributary system on the Orinoco Deep-Sea Fan. *Marine Geology* 56, 195-206.
- Bergen, J.A., 1984. Calcareous nannoplankton from Deep Sea Drilling Project Leg 78A: Evidence for imbricate underthrusting at the Lesser Antillian active margin, in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP, 78A. Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, pp. 411-445.
- Bergman, E.A., 1986. Intraplate earthquakes and the state of stress in oceanic lithosphere. *Tectonophysics* 132, 1-35.
- Bernard, P., Lambert, J., 1988. Subduction and seismic hazard in the Northern Lesser Antilles: Revision of the historical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78 (1), 965-983.
- Biju-Duval, B., Moore, J.C., Bergen, J.A.M., Blackinton, G., Claypool, G.E., Cowan, D.S., Davis, D.M., Guerra, R.T., Hemleben, C.H.J., Marlow, M.S., Pudsey, C.J., Renz, G.W., Tardy, M., Wilson, D.S., Wright, A.W., Natland, J.H., Orlofsky, S., 1984. Site 543, oceanic reference site east of the Barbados Ridge complex, in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep*

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Sea Drilling Project 78A-78B. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 227-298.
- Birch, F., 1970. The Barracuda Fault Zone in the western North Atlantic: Geological and geophysical studies. *Deep-Sea Research* 17, 847-859.
- Birch, F.S., 1969. Geological and Geophysical Studies of the Barracuda Fault Zone in the western North Atlantic. PhD. Thesis, Princeton University.
- Blanc, G., Gieskes, J.M., Vrolijk, P., Mascle, A., Moore, J. C., Taylor, E., Alvarez, F., Andreieff, P., Barnes, R., Beck, C., Behrmann, J., Brown, K., Clark, M., Dolan, J., Fisher, A., Hounslow, M., McClellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Wilkens, R., Williams, C., 1988. Advection de fluides interstitiels dans les series sedimentaires du complexe d'accretion de la Barbade (Leg 110 ODP) : *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 8, 453-460.
- Bougault, H., Dimitriev, L., Schilling, J.G., Sobolev, A., Joron, J.L., Needham, H.D., 1988. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14 N. *Earth Planetary Science Letters*, 88, 27-36.
- Bouysse, P., Guennoc, P., 1983. Donnees sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste. Lucie et Anguilla. *Marine Geology*, 53, 131-166.
- Bouysse, P., Garrabé, F., 1984. Evolution tectonique néogène des iles calcaires de l'archipel de la Guadeloupe. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences de Paris*, II, 29, 763-766.
- Bouysse, P., 1988. Opening of the Grenada back-arc Basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene. *Tectonophysics*, 149, 121-143.
- Bouysse, P., Westercamp, D., 1990. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics* 175 (4), 349-355.
- Bouysse, P., Westercamp, D., Andreieff, P., 1990. The Lesser Antilles island arc, in: *Proceedings of the ODP, Scientific Results 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, pp. 29-44.
- Burke, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 210-230.
- Burke, K., Fox, P.J., Sengor, A.M.C., 1978. Bouyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3945.
- Butler, K., Schamel, S., 1988. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 109-120.
- Callec, Y., Deville, E., Desaubliaux, G., Griboulard, R., Huyghe, P., Mascle, A., Mascle, G., Noble, M., Padron de Carillo, C., Schmitz, J., 2010. The Orinoco turbidite system: Tectonic controls on sea-floor morphology and sedimentation. *AAPG Bulletin*, 94, 869-887.
- Campan, A., 1995. Analyse cinématique de l'Atlantique équatorial: implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière de plaques Amérique du Nord/Amérique du Sud. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Cande, S.C., LaBrecque, J.L., Haxby, W.F., 1988. Plate kinematics of the South Atlantic: chron C34 to present. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B11), 13, 479-13, 492. doi:10.1029/JB093iB11p13479.
- Collette, B.J., 1974. Thermal Contraction Joints in a Spreading Seafloor as Origin of fracture Zones. *Nature*, 251, 299-300.
- Collette, B.J., Slootweg, A.P., Verhoef, J., Roest, W. R., 1984. Geophysical investigations of the floor of the Atlantic Ocean between 10° and 38°N (Kroonlag-project). *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, B, 87, 1-76.



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Collot, J.Y., Lamarche, G., Wood, R.A., Delteil, J., Sosson, M., Lebrun, J-F., Coffin, M.F., 1995. Morphostructure of an incipient subduction zone along a transform plate boundary: Puysegur Ridge and Trench. *Geology*, 23, 519-522. doi:10.1130/0091-7613, (1995)023<0519:MOAISZ>2.3.CO;2.
- Collot, J.Y., Lewis, K., Lamarche, G., Lallemand, S., 2001. The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106, 19271-19297.
- Damuth, J.E., 1975. Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, 28, (1-2), 1-36.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale. *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.
- DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean - North America plate motion. *Geophysical Research Letters*, 27, 437-440.
- DeMets, C., Gordon R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1-80.
- Deschamps, A.E., Lallemand, S.E., Collot, J.Y., 1998. A detailed study of the Gagua Ridge?: A fracture zone uplifted during a plate reorganisation in the Mid-Eocene. *Marine Geophysical Researches*, 20, 403-423.
- Dixon, T.H., Mao, A., 1997. A GPS estimate of relative motion between North and South America. *Geophysical Research Letters*, 24: 535-538.
- Dolan, J., Beck, C., Ogawa, Y., 1989. Upslope deposition of extremely distal turbidites: An example from the Tiburon Rise, west-central Atlantic. *Geology*, 17 (11), 990-994. doi:10.1130/0091-7613(1989).017<0990:UDOEDT>.
- Dolan, J.F., Beck, C., Ogawa, Y., Klaus, A., 1990. Eocene-Oligocene sedimentation in the Tiburon rise/ODP Leg 110 area: an example of significant upslope flow of distal turbidity currents, in: Moore, J.C., Mascle, A., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 110:00:00 College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, pp. 47-83, doi:10.2973/odp.proc.sr.110.124.1990.
- Dolman, R., 2000. Physical properties derived from seismic modeling at the toe of the Barbados accretionary complex. PhD thesis, University of Birmingham, UK.
- Dorel, J., 1981. Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67 (3), 679-695. doi:10.1111/j.1365-246X.1981.tb06947.x.
- Duperret, A., Bourgois, J., Lagabrielle, Y. Suess, E., 1995. Slope instabilities at an active continental margin: large-scale polyphase submarine slides along the northern Peruvian margin, between 5°S and 6°S. *Marine Geology*, 122, 303-328.
- Embley, R.W., Langseth, M.G., 1977. Sedimentation processes on the continental rise of northeastern South America. *Marine Geology*, 25, 279-297.
- Embley, R.W., Ewing, J.I., Ewing, M., 1970. The Vidal deep-sea channel and its relationship to the Demerara and Barracuda abyssal plains. *Deep Sea Research and Oceanographic* 17 (3), 539-552.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Ercilla, G., Alonso, B., Baraza, J., Casas, D., Chiocci, F.L., Estrada, F., Farran, M., Gonthier, E., Perez-Belzuz, F., Pirmez, C., Reeder, M., Torres, J., Urgeles, R., 1998. New high-resolution acoustic data from the braided system of the Orinoco deep sea fan. *Marine Geology*, 146, 243-250.
- Escalona, A., Mann, P., 2010. Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology*, 28 (1), 8-39. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.01.016.
- Escalona, A., Mann, P., Jaimes, M., 2010. Miocene to recent Cariaco basin, offshore Venezuela: Structure, tectonosequences, and basin-forming mechanisms. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 177-199.
- Escartin, J., Cannat, M., 1999. Ultramafic exposures and the gravity signature of the lithosphere near the Fifteen-Twenty Fracture Zone (Mid-Atlantic Ridge, 14 –16.5 N). *Earth Planetary Science Letters*, 171, 411-424.
- Evain M., 2002. Etude et traitements des données magnétiques dans l'océan Atlantique Nord. Stage effectué au Laboratoire de Géophysique et Géodynamique, Ifremer, Plouzané. Rapport de fin d'études DTSM, Intechmer/Cnam (Cherbourg). DTSM/2002/14.
- Evain, M., Galve A., Charvis P., Laigle M., Ruiz M., Kopp H., Weinzierl W., Hirn A., Flueh E. and the Thales scientific party, 2011. Structure of the Lesser Antilles subduction forearc and backstop from 3D seismic tomography, in press.
- Ewing, J., Ewing, M., 1959. Seismic refraction measurements in the mid-Atlantic Ocean Basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea. *Bulletin Geological Society of America*, 70 (3), 291-318.
- Ewing, J., Officer, C.B., Johnson, H.R., Edwards, R., 1957. Geophysical Investigations in the Eastern Caribbean-Trinidad Shelf, Tobago Trough, Barbados ridge, Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 68 (7), 897. doi: 10.1130/0016-7606(1957)68[897:GIITEC]2.0.CO;2.
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2331, 29 pp. doi:10.1029/2001JB000308.
- Fidalgo Gonzáles, L., 2001. La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque. PhD. Thesis, Brest, Univ. de Bretagne Occidentale.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., Van der Ven, P., Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, 37, 619-622. doi: 10.1130/G25567A.1.
- Fournier, M., Petit, C., 2007. Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms. *Journal of Structural Geology*, 29 (2), 201-208. doi: 10.1016/j.jsg.2006.07.017.
- Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Fabbri, O., Huchon, P., Maillot, B., Lepvrier, C., Lepvrier, Claude., 2008. In situ evidence for dextral active motion at the Arabia-India plate boundary. *Nature Geoscience*, Volume 1 (1), 54-58. doi:10.1038/ngeo.2007.24.
- Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Huchon, P., Al-Kathiri, A., Audin, L., Beslier, M-O., d'Acremont, E., Fabbri, O., Fleury, J-M., Khanbari, K., Lepvrier, C., Leroy, S., Maillot, B., Merkouriev, S. 2010. Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 5, B04102. doi:10.1029/2008JB006257.
- Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Rodriguez, M., Huchon, P., Petit, C., Beslier, M-O., Zaragosi, S., 2011. Owen Fracture Zone: The Arabia-India plate boundary unveiled. *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 247-252. doi:10.1016/j.epsl.2010.12.027.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Franzinelli, E, 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Para, Brazil, in: Prost, M.T. (Ed.), *Evolution des Littoraux de Guyane et de la zone Caraïbes Méridionale Pendant le Quaternaire*. Editions de l'ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour la Développement en Coopération, Paris, pp. 203-231.
- Frisch, W., Meschede, M., Blakey, R.C., 2011. *Plate tectonics, continental rift and mountain building*. Springer Verlag, Berlin, pp. 212.
- Fujiwara, T., Fujiwara, T., Lin, J., Matsumoto, T., Matsumoto, T., Kelemen, P.B., Tucholke, B.E., Casey, J.F., 2003. Crustal evolution of the Mid-Atlantic Ridge near the Fifteen-Twenty Fracture Zone in the last 5 Ma. *Geochemistry, Geophysics and geosystems*, 4, 1024. doi:10.1029/2002GC000364
- Géli, L., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Vlastelic, I., Dosso, L., Guillou, H., Bougault, H., 1998. Location of the Louisville hotspot and origin of Hollister Ridge. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 164, 31-40.
- Gerya, T.V., 2010. *Introduction to numerical geodynamic modelling*. Cambridge University Press, Cambridge. pp. 358. <http://www.cambridge.org/9780521887540>.
- Girardin, N., Feuillard, M., Viode, J.P., 1991. Réseau régional sismique de l'arc des Petites Antilles, sismicité superficielle (1981-1988). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162 (6), 1003-1015.
- Gordon, R.G., 1998. The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions, *Annual Review. Earth and Planetary Sciences*, 26, 615-642.
- Greenroyd, C.J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A.B., Hobbs, R.H., 2007. Demerara Plateau-the structure and evolution of a transform passive margin. *Geophysical Journal International* 172, 549-564.
- Gregg, P.M., Lin, J., Behn M.D., Montési, L.G., 2007. Spreading rate dependence of gravity anomalies along oceanic transform faults. *Nature* 2, 448(7150), 183-7.
- Grim, P.J., Erickson, B.H., 1969. Fracture zones and magnetic anomalies South of the Aleutian Trench. *Journal of Geophysical Research* 74, (6), 1488-1494.
- Gutscher, M.A., Westbrook, G.K., Marcaillou, B., Graindorge, D., Gailler, A., Pichot, T., Maury, R.C., 2012, in press. How wide is the seismogenic zone of the Lesser Antilles forearc ? *Bulletin de la Société Géologique de France, Special Publication Caribbean Geosciences*.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H.P., Forsberg, C.F., Bryn, P., 2005. The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology* 22, 123-136.
- Hemleben, C., Troester J., 1984. Campanian-Maestrichtian Deep-Water Foraminifers from Hole 543A, Deep Sea Drilling Project., in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B*, pp. 509-532.
- Hjelstuen, B.O., Eldholm, O., Faleide, J.I., 2007. Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin, *Earth and Planetary Science Letters* 258, 605-618, doi: 10.1016/j.epsl.2007.04.025.
- Jones, E.J.W., 2003. Seismic evidence for pervasive deformation of oceanic sediments in the Eastern Equatorial Atlantic. *Geo-Marines Letters* 23, 102-109.
- Kasper, D.C., Larue, D.K., 1986. Paleogeographic and tectonic implications of quartzose sandstones of Barbados. *Tectonics* 5 (6), 837-854.
- Kelemen, P.B., Kikawa, E., Miller, D.J., and Shipboard Scientific Party, 2007. Leg 209 summary: processes in a 20-km-thick conductive boundary layer beneath the Mid-Atlantic Ridge, 14°-16°N. In Kelemen, P.B., Kikawa, E., and Miller, D.J. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results, 209: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, pp. 1-33. doi:10.2973/odp.proc.sr.209.001.2007.
- Kerr, A.C., White, R.V., Saunders, A.D., 2000. LIP reading: Recognizing oceanic plateaus in the geological record. *Journal of Petrology* 41, 1041-1056.



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Klitgord, K.D., Popence, P., 1984. Florida : A jurassic Transform Plate Boundary. *Journal of Geophysical Research* 89, (B9), 7753-7772.
- Klitgord, K.D., Schouten H., 1986. Plate kinematics of the central North Atlantic, in Vogt, P.R., Tuhcholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America*, vol. M, The Western North Atlantic Region, Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 351-404.
- Kopp, H., Weinrebe, W., Ladage, S., Barckhausen, U., Klaeschen, D., Flueh, E.R., Gaedicke, C., Djajadihardja, Y., Grevemeyer, I., Krabbenhoft, A., Papenberg, C., Zillmer, M., 2008. Lower slope morphology of the Sumatra trench system. *Basin Research* 20 (4), 519-529. doi:10.1111/j.1365-2117.2008.00381.x.
- Kreemer, C., Holt, W.E., Haines, A.J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International*, 154 (1), 8-34. doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x.
- Labails, C., Olivet, J-L., Aslanian, D., Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 355-368.
- Latouche, C., Maillet, N., 1984. Evolution of Cenozoic clay assemblages in the Barbados Ridge (Deep Sea Drilling Project Sites 541, 542, 543), in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports DSDP Leg 78A*, pp. 343-356, doi:10.2973/dsdp.proc.78a.113.1984.
- Lonsdale, P., 1988. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications. *Geological Society of America Bulletin* 100, (5), 733-754.
- Lonsdale, P., 1994. Geomorphology and structural segmentation of the crest of the southern (Pacific-Antarctic) East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 99, (B3), 4683-4702. doi:10.1029/93JB02756.
- López, A.M., Stein, S., Dixon, T., Sella, G., Calais, E., Jansma, P., Weber, J., LaFemina, P., 2006. Is there a northern Lesser Antilles forearc block? *Geophysical Research Letters* 33, L07313, doi:10.1029/2005GL025293.
- Manea, M., Manea, V.C., Ferrari, L., Kostoglodov, V., Bandy, W.L., 2005. Tectonic evolution of the Tehuantepec Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 238, (1-2), 64-77. doi:10.1016/j.epsl.2005.06.060.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., DeMets, C. Jansma, P.E. Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, (6), 1057, doi:10.1029/2001TC001304.
- Mann, P., Schubert, C., Burke, K., 1990. Review of Caribbean Neotectonics, in Dengo, G., Case, J. E. (Eds.), *The Caribbean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. H, pp. 307-338. UTIG no. 660.
- Mann, P., Rogers, R.D., Gahagan, L., 2007, Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems, in ; *Central America : Geology, Resources and Hazards*, Bundschuh, Alvarado (Eds.), pp. 205-241.
- Masclé, A., Moore, J.C., Taylor, E., Alvarez, F., Andreieff, P., Barnes, R.O., Beck, C., Behrmann, J., Blanc, G., Brown, K.M., Clark, M., Dolan, J.F., Fisher, A., Gieskes, J.M., Hounslow, M., McLellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P.J., Wilkens, R.H., Williams, C., 1988a. Synthesis of shipboard results, Leg 110 transect of the northern Barbados Ridge, in: Masclé, A., Moore, J.C., et al., (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 110* Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 577-591, ISSN: 0884-5883, CODEN: IDSDA6, doi:10.2973/odp.proc.ir.110.111.1988.
- Masclé, A., Moore, J.C., Taylor, E., Alvarez, F., Andreieff, P., Barnes, R.O., Beck, C., Behrmann, J., Blanc, G., Brown, K.M., Clark, M., Dolan, J.F., Fisher, A., Gieskes, J.M., Hounslow, M., McLellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P.J., Wilkens, R.H., Williams, C., 1988b. Site 672,

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- in: Mascle, A., Moore, J.C., et al., (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 110 Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 205-310, ISSN: 0884-5883, CODEN: IDSDA6, doi:10.2973/odp.proc.ir.110.106.1988.
- Matthews, K.J., Müller, D.R., Wessel, P., Whittaker, J.M., 2011. The tectonic fabric of the ocean basins. *Journal of Geophysical Research*, 116, B12109, doi:10.1029/2011JB008413.
- Mauffret, A., Westbrook, G.K., Truchan, M., Ladd, J., 1984. The relief of the oceanic basement and the structure of the front of the accretionary complex in the region of sites 541,542 and 543, in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A -78B, pp. 49- 56 , doi: 10.2 973 /dsdp. proc.78a.104.1984.
- Maurry, R.C., Westbrook, G.K., Baker, P.E., Bouysse, P., Westercamp, D., 1990. Geology of the Lesser Antilles, in: J.E. Case, G. Dengo (Eds.), *The Geology of North America, The Caribbean Region*. The Geological Society of America, pp. 141-165.
- McCann, W.R., Dewey, J.W., Murphy, A.J., Harding, S.T., 1982. A large normal-fault earthquake in the overriding wedge of the Lesser Antilles subduction zone : the earthquake of 8 October 1974. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72, (6), 2267-2283.
- McCann, W.R., Sykes, L.R., 1984. Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean, *Journal. Geophysical Research* 89, 4493-4519.
- McKenzie D., Parker R.L., 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature* 216, 1276-80.
- Meade, R.H., Weibezahn, F.H., Lewis, W.M., Pérez-Hernández, D., 1990. Suspended-sediment budget for the Orinoco River, in: Weibezahn, F.H., Alvarez, H., Lewis, Jr., W.M. (Eds.), *El Río Orinoco como Ecosistema*. Impresos Rubel, Caracas, Venezuela, pp. 55-79.
- Meckel, T.A., Coffin, M.F., Mosher, S., Symonds, P., Bernardel, G., Mann, P., 2003. Underthrusting at the Hjort Trench, Australian-Pacific plate boundary: Incipient subduction?, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4, (12), 1099, doi:10.1029/2002GC000498, 2003.
- Menard, H., 1969. *Anatomy of an Expedition*. Institute of Marine Resources and Scripps Institution of Oceanography. McGraw Hill Book Company.
- Minster, J.B., Jordan, T.H., Molnar, P. & Haines, E., 1974. Numerical modeling of instantaneous plate tectonics, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 36, 541-576.
- Moore, J.C., Biju-Duval, B., 1984. Tectonic Synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 78A: Structural Evolution of Offscraped and Underthrust Sediment, Northern Barbados Ridge Complex, in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B, pp. 601-621, doi :10.2973 /dsdp.proc. 78 a.133.1984.
- Moore, J.C., Mascle, A., Taylor, E., Andreieff, P., Alvarez, E., Barnes, R., Beck, C., Behrmann, J., Blanc, G., Brown, K., Clark, M., Dolan, J., Fisher, A., Gieskes, J., Hounslow, M., McLellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P.J., Wilkens, R., Williams, C., 1988. Tectonics and hydrogeology of the northern Barbados Ridge: results from Ocean Drilling Program Leg 110. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1578-1593.
- Moore, Gregory F., Zhao, Z., Shipley, Thomas H., Bangs, N., Moore, J. Casey, 1995. Structural setting of the Leg 156 area, northern Barbados Ridge accretionary prism, in: Shipley, T.H., Ogawa, Y., Blum, P., et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 156 Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 13-27, ISSN: 0884-5883, doi:10.2973/odp.proc.ir.156.102.1995.
- Moore, J.C., Klaus, A., Bangs, N.L., Bekins, B.A., Brueckmann, W., Buecker, C.J., Erickson, S.N., Hansen, O., Horton, T., Ireland, P., Major, C.O., Moore, G.F., Peacock, S., Saito, S., Sreaton, E.J., Shimeld,

- J.W., Stauffer, P.H., Taymaz, T., Teas, P.A., Tokunaga, T., 1998a. Introduction to logging-while drilling investigations of faulting, fluid flow, and seismic images of the northern Barbados subduction zone, in: Moore, J.C., Klaus, A., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 171A* Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 5-10, ISSN: 0884-5883, doi:10.2973/odp.proc.ir.171a.101.1998.
- Moore, J.C., Klaus, A., Bangs, N.L., Bekins, B.A., Brueckmann, W., Buecker, C.J., Erickson, S.N., Hansen, O., Horton, T., Ireland, P., Major, C.O., Moore, G.F., Peacock, S., Saito, S., Screamon, E.J., Shimeld, J.W., Stauffer, P.H., Taymaz, T., Teas, P.A., Tokunaga, T., 1998b. Site 1044, in: Moore, J.C., Klaus, A., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 171A* Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 19-37, ISSN: 0884-5883, doi:10.2973/odp.proc.ir.171a.103.1998.
- Moore, J.C., 2000. Synthesis of results: logging while drilling, northern Barbados accretionary prism, in Moore, J.C., Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results, 171A*, pp. 1-25.
- Morgan J. W., 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 72 (24), 6261-6273.
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the history of the South Atlantic Ocean, *Earth Science Reviews* 98, 1-37. doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.001.
- Moullade, M., Mascle, J., Benkhelil, J., Cousin, M., Tricart, P., 1993. Occurrence of marine mid-Cretaceous sediments along the Guinean slope (Equamarge II cruise): their significance for the evolution of the central Atlantic African margin. *Marine Geology* 110, 63-72.
- Mulder, T. F. A., Collette, B. J., 1894. Gravity anomalies over inactive fracture zones in the central Norill Atlantic, *Marine Geophysical Research* 6, 383-394.
- Müller, R.D., Smith, W.H.F., 1993. Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates. *Journal of Geophysical Research* 98, 8275-8291.
- Müller, R.D., Cande, S.C., Royer, J.-Y., Roest, W.R., Maschenkov, S., 1999. New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean, in: *Caribbean Basins. Sedimentary basins of the world*, 4, P. Mann (Eds.), Elsevier Science, Amsterdam, pp. 39-55.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.
- Natland, J.H., 1984. Occurrences of air-fall volcanic ash derived from the Lesser Antilles arc at Leg 78A drill sites. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 78A, in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B*, pp. 3-69 375, doi:10.2973/dsdp.proc.78a.115.1984.
- Newell R.E., Kidson J.W., Vincent G., Boer G.J., 1972. The general circulation of the tropical atmosphere, in: *Massachusetts Institute Technology Press, Cambridge*.
- Paitson, L., Savit, C.H., Blue, M., Knox, W.A., 1964. Reflection survey at Barracuda fault. *Geophysics* 29, 941-950.
- Parra, M., Faugères, J.C., Grousset, F., Pujol, C., 1997. Sr-Nd isotopes as tracers of fine-grained detrital sediments: the South-Barbados accretionary prism during the last 150 kyr. *Marine Geology* 136, 225-243.
- Parsons, B., Sclater, J.G., 1977. An analysis of the variation of the ocean floor bathymetry heat flow and with age, *Journal of Geophysical Research* 82, 5, 803-827.
- Patriat, M., Pichot, T., Westbrook, G.K., Umler, M., Deville, E., Bénard, F., Roest, W.R., Loubrieu, B., and the Antiplac cruise party., 2011. Evidence for Quaternary convergence between the North American and South American plates, east of the Lesser Antilles. *Geology* 39, (10), 979-982.



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Pedley, K., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., Lewis, K.B., 2010. Seafloor structural geomorphologic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty Indentation, New Zealand. *Marine Geology* 270, 119-138.
- Peter, G., Westbrook, G.K., 1976. Tectonics of the southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 60, 1076-1106.
- Picard, M., Schneider, J.L., Boudon, G., 2006. Contrasting sedimentary processes along a convergent margin: the Lesser Antilles arc system. *Geo-Marine Letters* 26, 397-410.
- Pichot, T., Nalpas, T., 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels, analogue modelling. *Tectonophysics* 473, (3-4), 466-475, doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.003
- Pichot, T., M. Patriat, G.K. Westbrook, T. Nalpas, M.A. Gutscher, W.R. Roest, E. Deville, M. Moulin, D. Aslanian, M. Rabineau, 2012. The Cenozoic tectono-stratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America-South America plate boundary zone, *Marine Geology* 303-306, 154-171, doi:10.1016/j.margeo.2012.02.001.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Laberque, J. Haxby, W., 1988. A platekinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, 121-138.
- Pindell, J.L., Barrett, S.F., 1990, Geologic Evolution of the Caribbean Region: a Plate-Tectonic Perspective, in: J.E. Case, and G. Dengo, (Eds.), *The Caribbean Region: Geological Society of America, Geology of North America*, pp. 405-432.
- Pindell, J., Kennan, L., 2001. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean, in: GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, December 2-5, 193-220.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K-P., Draper, G., Higgs, R., 2005. Platekinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions, and tectonic controls on basin development in proto-Caribbean margins, in: Avé Lallemant, H.G., and Sisson, V.B. (Eds.), *Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela. Geological Society of America, Special Papers*, pp. 394, 7-52. doi: 10.1130/2005.2394(01).
- Pindell, J., Kennan L., Stanek, K.P., Maresch, W.V., Draper, G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta* 4, (1-2) 303-341.
- Pindell, J. L. Kennan, L., 2009, in press, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update, in James, K., Antonieta-Lorente, M. & Pindell, J., (Eds.), *The geology and evolution of the region between North and South America. Geological Society of London, forthcoming Special Publication.*
- Pinet, B., Lajat, D., Le Quellec, P., Bouysse, P., 1985. Structure of Aves Ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data, in: A. Mascle (Eds.), *Geodynamique des Caraïbes. Technip, Paris*, pp. 53-64.
- Pudsey, C.J, 1984. X-ray mineralogy of Miocene and older sediments from Deep Sea Drilling Project Leg 78A, in: in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 78A-78B* Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States. pp. 325-342, ISSN: 0080-8334 CODEN: IDSDA6, doi:10.2973/dsdp.proc.78a.112.1984.
- Roest, W.R., Collette, B.J., 1986. The Fifteen-Twenty fracture zone and the North American-South American plate boundary. *Journal of the Geological Society of London* 143, (5), 833-843.
- Roest, W.R., 1987. Seafloors preadingp atterno f the North Atlantic between 10° and 40°N, *Geologica Ultraiectina* 48, pp.121
- Sahabi, M., Aslanian, D., Olivet, J.L., 2004. A new starting point for the history of the central Atlantic. *Comptes Rendues Geosciences* 336, 1041-1052.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, *Journal of Geophysical Research* 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008.
- Schroeder, T., Cheadle, M.J., Dick, H.J.B., Faul, U., Casey, J.F., Kelemen, P.B., 2007. Nonvolcanic seafloor spreading and corner-flow rotation accommodated by extensional faulting at 15 N on the Mid-Atlantic Ridge: A structural synthesis of ODP Leg 209, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, Q06015, doi:10.1029/2006GC001567.
- Sclater, J.G., Anderson, R.N., Bell, M.L., 1971. The elevation of ridges and the evolution of the central Pacific. *Geophysical Research* 76, 7888-7915.
- Sella, G.F., Dixon, T.H., Mao, A., 2002. REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy: *Journal of Geophysical Research* 107, 1-31, doi:10.1029/2000JB000033.
- Senn, A., 1940. Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean-Caribbean region. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 9 (24), 1548-1610.
- Shaw, P.R., Cande, S.C., 1990. High-Resolution inversion for South Atlantic plate kinematics using joint altimeter and magnetic anomaly data. *Journal of Geophysical Research* 95 (B3), 2625- 2644. doi:10.1029/JB095iB03p02625.
- Shipley, T.H., Ogawa, Y., Blum, P., Ashi, J., Brueckmann, W., Filice, F., Fisher, A., Goldberg, D., Henry, P., Housen, B., Jurado, M.J., Kastner, M., Labaume, P., Laier, T., Leitch, E.C., Maltman, A.J., Meyer, A., Moore, G.F., Moore, J.C., Peacock, S., Rabaute, A., Steiger, T.H., Tobin, H.J., Underwood, M.B., Xu, Y., Yin, H., Zheng, Y., Zwart, G., 1995. Introduction, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports.*, 156: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 3-11 , doi:10.2973/odp.proc.ir.156.1995.
- Smith, D.K., Cann, J.R., Escartin, J., 2006. Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13 N on the Mid-Atlantic Ridge, *Nature* 442, doi:10.1038/nature04950.
- Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1957-1962.
- Speed, R.C., Larue, D.K., 1982. Barbados: Architecture and Implications for Accretion. *Journal of Geophysical Research* 87 (b5), 3633-3643.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., 1989. Seafloor spreading history II-VI, in: *East Coast Basin Atlas Series, Labrador Sea*, J.S. Bell (co-ordinator), Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Map sheets L17-2-L17-6.
- Stein, S., Engeln, J., Wiens, D., Fuji, K., Speed, R., 1982. Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Geophysical Research* 87, 8642-8664.
- Stern, R. J. Smoot, N. C., 1998. A bathymetric overview of the Mariana forearc. *The Island Arc* 7, 525-540.
- Sumner, R.H., Westbrook, G.K., 2001. Mud diapirism in front of the Barbados accretionary wedge: The influence of fracture zones and North America-South America plate motions. *Marine and Petroleum Geology* 18, 591-613.
- Tribble, J.S., 1990. Clay diagenesis in the Barbados accretionary complex: potential impact on hydrology and subduction dynamics. In: J.C. Moore, A. Mascle (Eds.), *Proceedings of the ODP Scientific Results*, 110, pp. 97-100.
- Turcotte, D.L., 1974. Are transform faults thermal contraction cracks? *Journal of Geophysical Research*, 79, 2373-2577.
- Uyeda, S., Ben-Avraham, Z., 1972. Origin and development of the Philippine Sea. *Nature* 240, 176-178.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Verhoef, J., Macnab, R., Roest, W.R., Arkani-Hamed, J., 1995. New data base documents magnetic character of the Arctic and North Atlantic, EOS Transactions, American Geophysical Union 76, 449-458.
- Verhoef, J., Roest, W.R., Macnab, R., Arkani Hamed, J., Project Team, 1996. Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic oceans and adjacent land areas, Geological Survey of Canada, Open File and CD-ROM, 3125 a et b.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Watts, P., 2004. Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings. *Marine Geology* 203, 303-317.
- Wadge, G., Shepherd, J.B., 1984. Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 71, 297-304.
- Warne, A.G., Meade, R.H., White, W.A., Guevara, E.H., Gibeaut, J., Smyth, R.C., Aslan, A., Tremblay, T., 2002. Regional controls on geomorphology, hydrology, and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology*, 44, (3-4), 273-307.
- Weaver, P.P.E., Thomson, J., Hunter, P.M., 1987. Introduction, in: *Geology and Geochemistry of Abyssal Plains - Geological Society Special Publication 31*, pp. vii.
- Weber, J., Dixon, T.H., DeMets, C., Ambeh, W.B., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Perez, O., 2001. GPS estimate of relative motion between the CA and SA plates, and implications for Trinidad and Venezuela, *Geology* 29, 75-78.
- Wessel, P., Haxby, W.F., 1990. Thermal stresses, differential subsidence, and flexure at oceanic fracture zones. *Journal of Geophysical Research* 95, 375-391.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools Released, EOS Transactions, American Geophysical Union 79, 579.
- Westbrook, G.K., 1975. The Structure of the Crust and Upper Mantle in the Region of Barbados and the Lesser Antilles. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43 (1), 201-237.
- Westbrook, G.K., 1982. The Barbados Ridge Complex: tectonics of a mature forearc system, in: Leggett, J.K. (Eds.), *Trench and Forearc Geology*. Special Publication Geological Society of London 10, 270-275.
- Westbrook, G.K., Mascle, A., Biju-Duval, B., 1984. Geophysics and the structure of the Lesser Antilles forearc, in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 78A-78B, pp. 23-38.
- Westbrook, G.K., Mauffret, A., Munschy, M., Jackson, R., Biju-Duval, B., Mascle, A., Ladd, J.W., 1984. Seismic reflection ship tracks, depth to acoustic basement, depth to intermediate seismic reflectors, thickness of sediment above acoustic basement, thickness of sedimentary sequences above intermediate reflectors, in Speed, R.C., Westbrook, G.K., and others. 1984. *Lesser Antilles arc and adjacent terranes*, Atlas 10, Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas Series. Marine Science International, Woods Hole, MA.
- Westbrook, G.K., McCann, W.R., 1986. Subduction of Atlantic lithosphere beneath the Caribbean, in: P.R. Vogt, B.E. Tucholke (Eds.), *The Western North Atlantic Region, The Geology of North America, The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, pp. 341-350.
- White, R.V., Tarney, J., Kerr, A.C., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Pringle, M.S., Klaver, G.Th., 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean : Implications for the generation of continental crust. *Lithosphere* 46, 43-68.
- Wilson JT. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature* 207:343-47.
- Wright, A., 1984a. Sediment distribution and depositional processes operating in the Lesser Antilles intraoceanic island arc, eastern Caribbean in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 78A-78B, pp. 301-324



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Wright, A., 1984b. Sediment accumulation rates of the Lesser Antilles intraoceanic island arc, deep sea drilling project Leg 78A. in: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B, pp. 357-368.
- Wu, Q., 1990. Growth of the Orinoco deep sea fan in front of the Barbados Ridge accretionary complex. PhD thesis, University of Birmingham, UK, pp. 124.
- Xie, X., Mann, P., Escalona, A., 2010. Regional provenance study of Eocene clastic sedimentary rocks within the South America-Caribbean plate boundary zone using detrital zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 159-171, doi:10.1016/j.epsl.2010.01.009.
- Yilmaz, Ö., 1987. Seismic data processing. Tulsa, USA: Society of Exploration Geophysicists, ch. 4.
- Zelt, C A., Smith, R.B., 1992. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophysical Journal International* 108, 16-34.
- Zinkevich, V.P., Magakyan, R., 1990. Tectonic settings and origin of Barracuda Ridge (Central Atlantic). *Geotectonics* 24 (6), 546-556.

The Cenozoic tectonostratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America–South America plate boundary zone

-

Evidence for Quaternary convergence across the North America–South America plate boundary zone, east of the Lesser Antilles

---

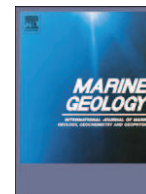






Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

## Marine Geology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/margeo](http://www.elsevier.com/locate/margeo)

## The Cenozoic tectonostratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America–South America plate boundary zone

T. Pichot<sup>a,b,\*</sup>, M. Patriat<sup>a</sup>, G.K. Westbrook<sup>a,c</sup>, T. Nalpas<sup>d</sup>, M.A. Gutscher<sup>b</sup>, W.R. Roest<sup>a</sup>, E. Deville<sup>e</sup>, M. Moulin<sup>f</sup>, D. Aslanian<sup>a</sup>, M. Rabineau<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Ifremer, Centre de Brest, Géosciences Marines, Institut Carnot Ifremer-EDROME, B.P. 70, 29280 Plouzané Cedex, France

<sup>b</sup> Université Européenne de Bretagne, Brest, IUEM, Domaines Océaniques, UMR6538 CNRS, Université Brest, France

<sup>c</sup> University of Birmingham, School of Geography, Earth and Environmental Sciences, Edgbaston, Birmingham B15 2TT, UK

<sup>d</sup> Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France

<sup>e</sup> IFP Energies nouvelles, 1–4, av. de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison, France

<sup>f</sup> IDL, Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C6, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 20 July 2011

Received in revised form 31 January 2012

Accepted 1 February 2012

Available online 13 February 2012

Communicated by D.J.W. Piper

## Keywords:

Tiburon Rise

Barracuda Ridge

oceanic fracture zones

ridge uplift

North American plate

South American plate

diffuse plate boundary

Lesser Antilles subduction zone

## ABSTRACT

The Barracuda Ridge and the Tiburon Rise, two major oceanic basement ridges, lie at the western end of the diffuse North America–South America plate-boundary zone, where they enter the subduction zone beneath the Lesser Antilles island arc. There is a large degree of uncertainty in the motion between the North American and South American plates predicted by kinematic models of plate motion for the region of these two ridges during the Cenozoic and Quaternary. From the analysis of new multibeam and seismic reflection profiles acquired in 2007, together with older geophysical and geological data, we provide new information on the geological history of this area, including the timing of the formation of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise in their present-day configurations. The timing of the deformation in this region is now much better constrained through the correlation of several key seismic horizons with existing DSDP and ODP holes. The seafloor topography inherited from the process of formation of the crust at the mid-oceanic ridge, was buried by distal turbidites by the end of the Paleogene. Beginning in the Middle–Late Miocene and then the Pleistocene, the Tiburon Rise and Barracuda Ridge, respectively, were uplifted and acquired their present-day forms and elevation, which is much more recent than previously believed. In the Quaternary, the uplift was accompanied by the deposition of very large mass transport deposits. The causes of uplift and deformation of the ridges have been convergence between the North American and South American plates and the flexure of these plates as they enter the Lesser Antilles subduction zone. The zone of uplift and deformation migrated northward during the Neogene and Quaternary.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

The Barracuda Ridge and the Tiburon Rise, two oceanic-basement ridges, lie in the western Atlantic Ocean, where oceanic lithosphere of the North American and South American plates is subducted beneath the Caribbean plate, creating the Lesser Antilles volcanic arc and the Barbados Ridge accretionary complex (Fig. 1). The ridges are at the western end of the diffuse North America–South America plate-boundary zone (PBZ) (Roest and Collette, 1986; Müller and Smith, 1993; Kreemer et al., 2003). Kinematic models of plate motion derived from GPS measurements (Argus et al., 2010) and from reconstructions of the positions of oceanic magnetic anomalies and fracture zones for 3 Ma (DeMets et al., 2010) predict different relative directions and convergence rates between the two plates in the Barracuda Ridge area. The

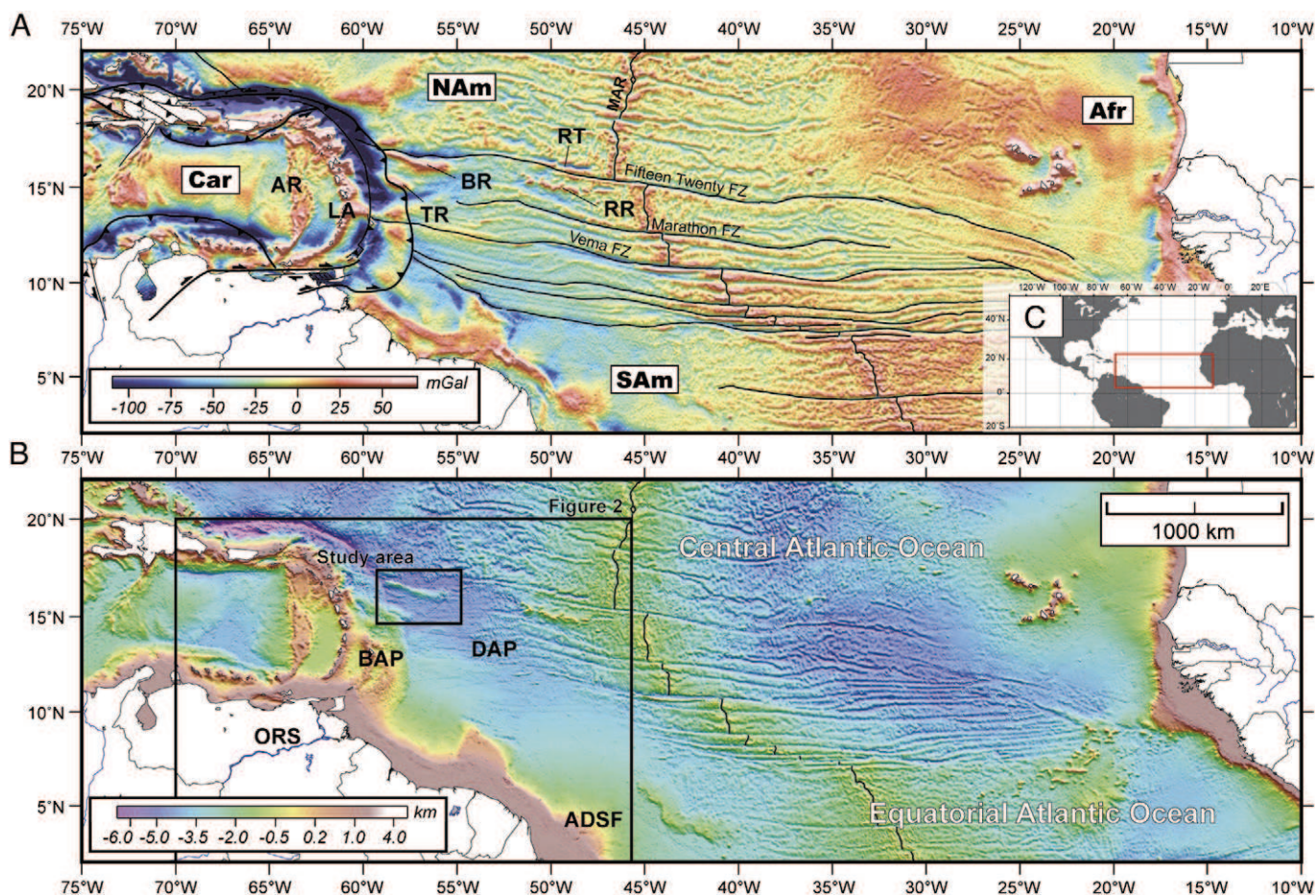
proximity of the poles of rotation between the plates to the Barracuda Ridge area, means that a small change in their positions will have a major impact on the predicted motion in the area (Patriat et al., 2011) and a similar degree of uncertainty applies to kinematic models for earlier periods (Müller and Smith, 1993; Müller et al., 1999).

The seismic data coverage in the large area that lies to the east and northeast of the Barbados Ridge accretionary wedge, has been sparse (Paitson et al., 1964; Birch, 1970; Embley et al., 1970; Peter and Westbrook, 1976; Embley and Langseth, 1977; Moore and Biju-Duval, 1984; Wright, 1984a,b; Mascle et al., 1988a; Parra et al., 1997; Sumner and Westbrook, 2001), with little drilling and coring deeper than a few meters. Consequently, the tectonic evolution of the Tiburon Rise and Barracuda Ridge, and the sediment distribution and depositional processes in the region in which they lie have been poorly understood.

We have investigated the structure and stratigraphy of the sediment sequences covering the ridges and filling the basins surrounding them, using recently acquired seismic reflection data, correlated with existing borehole data, and supported by new and existing multibeam

\* Corresponding author.

E-mail address: [thibaud.pichot@ifremer.fr](mailto:thibaud.pichot@ifremer.fr) (T. Pichot).



**Fig. 1.** The Atlantic Ocean between 2°N and 22°N. A) 1 × 1 min-Satellite free air gravity map (V18.1 from Sandwell and Smith, 2009), with, NAm, North America Plate; Car, Caribbean Plate; SAm, South America Plate; Afr, Africa Plate; MAR, Mid-Atlantic-Ridge; LA, Lesser Antilles; TB, Tiburon Rise; BR, Barracuda Ridge; RT, Royal Trough; RR, Researcher Ridge; Caribbean structural geology after Pindell and Kennan (2009). B) Bathymetric map (Smith and Sandwell, 1997) with, BAP, Barbados Ridge accretionary prism; ORS, Orinoco river system; ADSF, Amazon Deep Sea Fan, DAP, Demerara abyssal plain. C) Regional map showing Atlantic Ocean and the study area in red box. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

bathymetric data, to improve our understanding of the tectonic development of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise and inter-plate motion in the western part of the North America–South America PBZ.

## 2. Geological setting

### 2.1. Demerara abyssal plain

The Demerara Abyssal Plain (Fig. 1B) corresponds to the deep ocean east of the Lesser Antilles subduction zone. The seafloor deepens northward, ranging in depth from 3000 m at 10°N, to nearly 5500 m north of 16°N (Fig. 2). The sediment thickness decreases northward from 7 km at 11°N (Peter and Westbrook, 1976; Westbrook et al., 1984a) to less than 500 m at the vicinity of Barracuda ridge near 16°N. Sediments from three main sources are present in the Demerara Abyssal Plain (Fig. 2). Pelagic sediments constitute the principal material cored in the Demerara Abyssal Plain domain (refer to Fig. 3 in Wright, 1984b). Volcanic material found in the Atlantic domain comprises mainly air-borne ashes from the nearby Lesser Antilles island arc that were transported eastward through the upper atmosphere by westerly winds and by surface and bottom currents (Fig. 2) (Newell et al., 1972) with minor volcanoclastic turbidites influences (Parra et al., 1997). The Orinoco River and, to a lesser extent, the Amazon River remain the principal sources for terrigenous sediments in this area, because of the high output from their very large drainage systems (e.g. Wright, 1984a). Their transport is the combination of the strong northward Antarctic Bottom Water current (AABW) (Embley and Langseth, 1977) for the fine

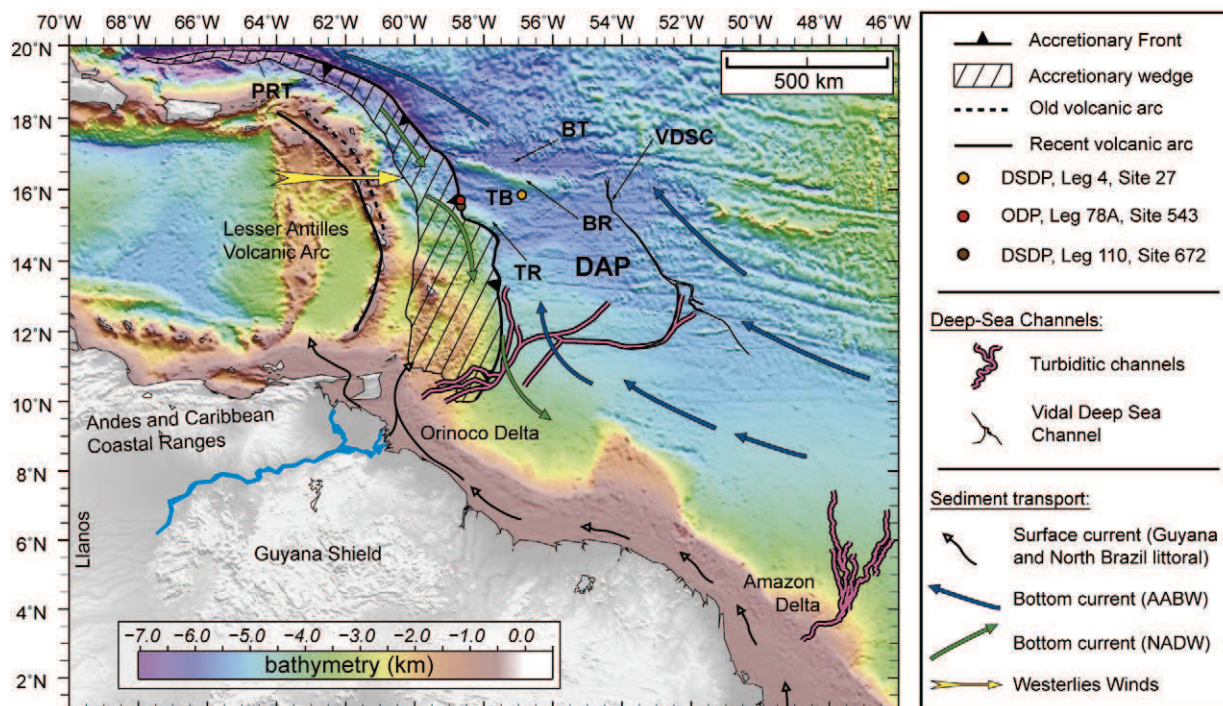
material and turbidity currents to reach as far north as the southeastern Puerto Rico Trench (Embley et al., 1970), through what is called the Vidal Deep-Sea Channel to the East and channels related to the Orinoco turbiditic system to the South (Fig. 2). The most significant amounts of quaternary sediments arrive during sea-level low stands (Parra et al., 1997).

### 2.2. Tiburon Rise and Barracuda Ridge

The 150 km long and ~30 km wide, ESE–WNW oriented Tiburon Rise lies east of Dominica and Martinique and produces a positive free-air gravity anomaly of up to 70 mGal (Fig. 3). A strong East–West negative gravity anomaly is observed south of the Tiburon Rise (Fig. 3B), above a basin filled by at least 1800 m of sediments, (Westbrook et al., 1984a, 1984b; Sumner and Westbrook, 2001). North of the Tiburon Rise, the Tiburon Basin has a mean depth of about 5500 m. Forming the northern flank of this basin, the Barracuda Ridge is 450 km long and 30 to 50 km wide, with a positive gravity anomaly of up to 80 mGal West of 56.5°W. The Ridge trends WNW–ESE and presents a relative narrow morphology. East of 56.5°W, it trends W–E with a broader and lower morphological expression. The northern flank of the ridge is very steep, with slopes up to 30° locally. Basalt outcrops have been documented there (Birch, 1970).

The 50 to 100 km wide Barracuda Trough trends roughly parallel to the Barracuda Ridge, but diverges progressively going east (Fig. 3). The seabed of the Barracuda Trough deepens gently WNW towards the Puerto Rico Trench, with a gradient of 0.3%, (Embley et





**Fig. 2.** Schematic map of present-day hydrodynamics and the major sediment transport paths in the study area. Main sediment transport directions are shown by colored arrows. Known turbiditic channels from the Amazon and Orinoco deltas are shown in pink. The Amazon system and part of the Orinoco system converge toward one unique channel system: The Vidal Deep-Sea Channel (in black). BR, Barracuda Ridge; TR, Tiburon Rise; BT, Barracuda Trough; TB, Tiburon Basin; PRT, Puerto Pico Trench; VDSC, Vidal Deep-Sea Channel; NADW, North Atlantic Deep Water and AABW, Antarctic Bottom Water; modified after, Embley et al. (1970), Embley and Langseth (1977), Faugeres et al. (1997), Parra et al. (1997). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

al., 1970) and is around 300 m deeper than that of the Tiburon Basin (Fig. 4). It has a sediment fill of up to 3.15 s TWTT (discussed in Section 4.5). It has an associated negative gravity anomaly with a minimum of  $-100$  mGal.

The left-lateral offset of oceanic magnetic anomalies across the Barracuda Trough confirms its origin as a fracture zone (Birch, 1970; Peter and Westbrook, 1976; Westbrook et al., 1984a, 1984b; Klitgord and Schouten, 1986; Roest and Collette, 1986; Müller and Smith, 1993). Roest and Collette (1986) proposed that the Barracuda Ridge and Trough may correspond to the western continuation of the Fifteen-Twenty FZ. More generally, Barracuda Ridge and Tiburon Rise are thought to find their origin in troughs and asymmetrical flanking ridges generated at the MAR along transform faults (Westbrook et al., 1984a). However, the process and the timing of the uplift leading to the present-day morphologies of the Tiburon Rise and Barracuda Ridge have remained a matter of debate for decades, with different models proposed:

- 1) Barracuda Ridge as the uplifted footwall of a normal fault, the uplift being dated about 50–10 Ma ago according to the thickness of calcareous ooze recovered on the top of the ridge (Birch 1970);
- 2) A change in the direction of North–South American relative plate motion at about 7 Ma, with a pole of rotation located at 16°N, 53.5°W, produced a compressional regime west of this pole in the area of Tiburon Rise and Barracuda Ridge, with simultaneous extension east of the pole, which would explain the presence of the Researcher Ridge and Royal Trough, as, respectively, an elongate volcanic ridge and the graben-like valley (Fig. 1A) (Roest and Collette, 1986);
- 3) The Tiburon and Barracuda Ridges are slices of ocean crust in the process of accretion to the Lesser Antilles island arc as a consequence of oblique subduction of the Atlantic lithosphere (Zinkevich and Magakyan, 1990);

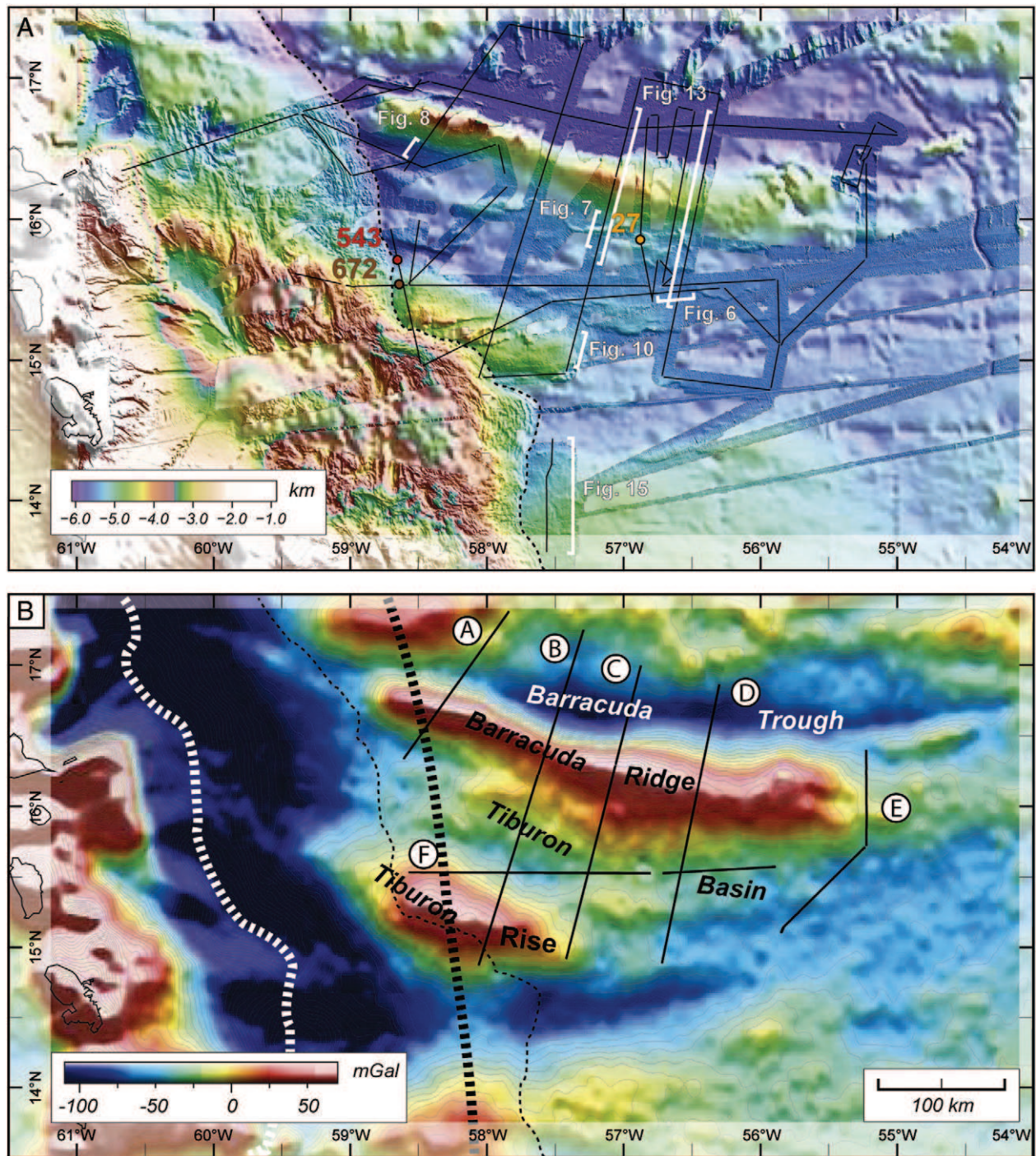
- 4) From kinematic reconstructions of magnetic anomalies and fracture zones, Müller and Smith (1993) and Müller et al. (1999) proposed that, following a late Cretaceous phase of transtension, Tertiary transpression in the area of the Tiburon and Barracuda Ridges compressed and flexed oceanic crust thinned by the transtensional phase to create the present topography of both the Tiburon Rise and Barracuda Ridge soon after the Oligocene. The presence of a very shallow Moho beneath these ridges would be a consequence of continuing compressional deformation.

### 3. Methods

#### 3.1. New geophysical data

In January 2007, a marine survey (Antiplac) was conducted in the area (Fig. 3). The R/V L'Atalante acquired 4160 km of multi-channel seismic reflection, 3.5 kHz sediment profiler and multibeam bathymetry data. Most of the seismic track lines run perpendicular to the WNW-ESE-trending ridges, which permits a good definition of these structures. The seismic profiles were designed to link to DSDP-ODP drilling Sites 27, 543 and 672, allowing age correlations. Despite the fact that the Antiplac seismic data were acquired with a short streamer (600 m long, 24 traces), the profiles provide good images of the sedimentary cover with a vertical resolution ranging between 5 m and 10 m (Fig. 5). The sea-floor bathymetry (Fig. 3) is derived from multibeam data from the Antiplac cruise as well as from other available cruises (Carven in 1981 and Brefor in 1987, on the R/V Jean Charcot, Farasigma in 1991; Fara-Seadma1 in 1991, Manon in 1992, Faranaut/15 N in 1992, Dormasis in 1992, Aguadomar in 1999 and Sismantilles2 in 2007, on the R/V L'Atalante; EW9803 in 1998 on R/V Maurice Ewing and kn162-leg19 in 2001 on R/V Knorr), and complemented by satellite altimetry data (Smith and Sandwell, 1997).





**Fig. 3.** A) Compiled bathymetric map from multibeam echosounder and satellite altimetry data (Smith and Sandwell, 1997). The DSDP-ODP drilling Sites 27, 543 and 672 are represented by dots. Seismic reflection track lines of the Antiplac and Conrad 75 cruise (south of Tiburon Rise) are shown. Thick white lines correspond to the location of the portions of seismic profiles shown in Figs. 6, 7, 8, 10, 13, and 15. B) Free air gravity map (Sandwell and Smith, 2009). Heavy lines A, B, C, D, E and F represent the seismic profiles shown in Fig. 9 and Supplementary data on line. Dashed line represents the Barbados Ridge accretionary front. The flexural bulge has been mapped as shown by positive gravity anomaly (heavy dashed lines in black). The trench of the subduction zone is shown by heavy dashed lines in white.

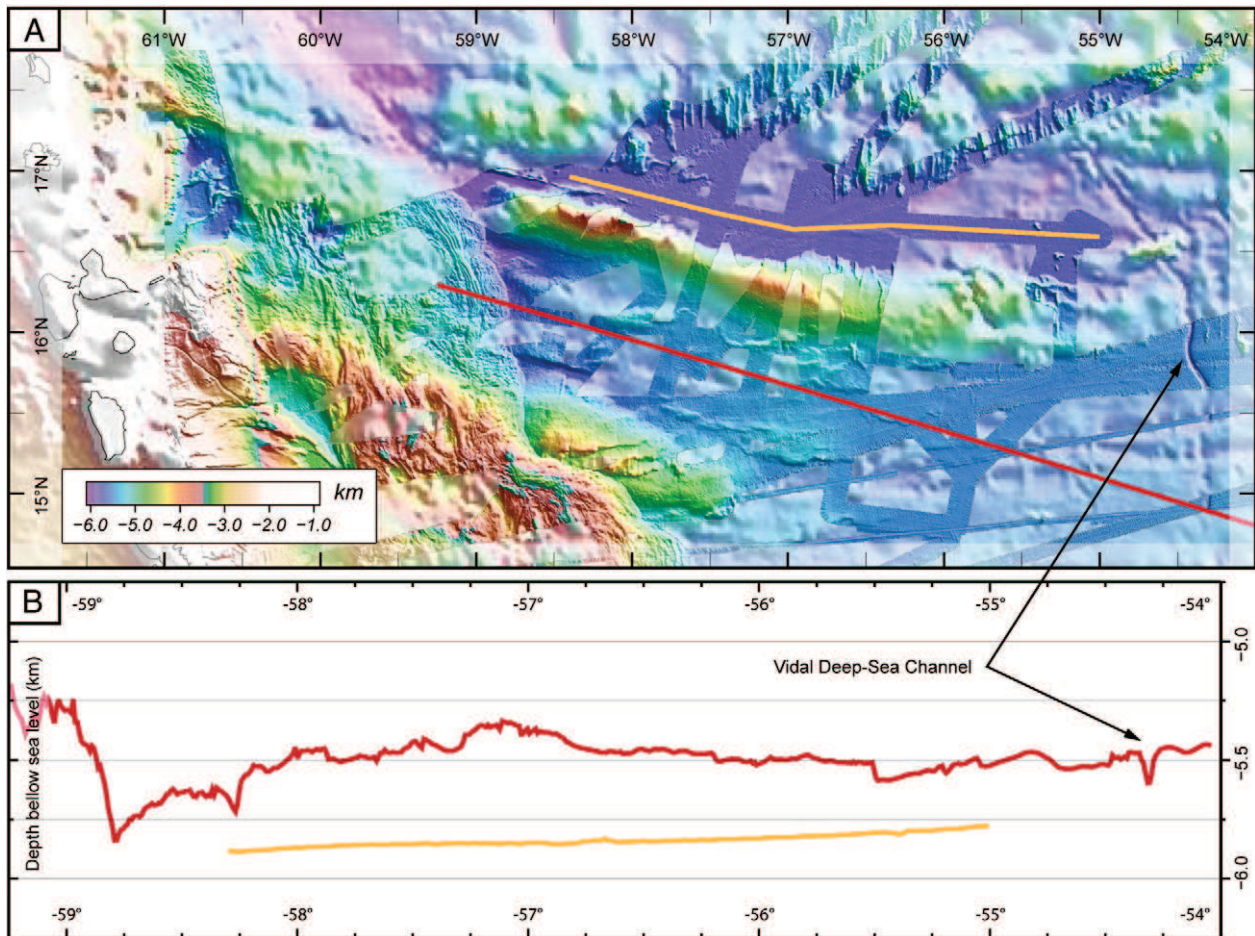
### 3.2. Boreholes and seismic data correlations

The area located between the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise was the subject of several drilling legs: DSDP Legs 4 (1969) and 78A (1981), ODP Legs 110 (1986), 156 (1994) and 171A (1996) (Figs. 3 and 5).

Two sites are the northern flank of the Tiburon Rise: DSDP-Leg 78A site 543 (15.71°N; -58.65°W) and ODP-Leg 110 site 672 (15.54°N; -58.64°W) 3.5 km east of the Barbados Ridge accretionary front.

These sites allow us to date the lowest section of the sedimentary fill (Campanian to early Miocene). The correlation of seismic data with DSDP/ODP results (Fig. 5) was performed in two different ways: (i) a direct correlation of boreholes results with major seismic reflectors after their travel times had been converted to depth, using published velocity laws (Bangs et al., 1990; Dolman, 2000) and (ii) a comparison of the seismic facies between ODP seismic data acquired during Leg 110 and Leg 171A (Masclé et al., 1988a,b; Moore et al., 1998b) and the Antiplac seismic data at the same location to validate our correlations. The





**Fig. 4.** Bathymetric profiles running through the Tiburon Basin (red) and Barracuda Trough (green) are plotted on Compiled bathymetric map (A) from multibeam echosounder and satellite altimetry data (Smith and Sandwell, 1997). The Deep-Sea-Vidal-Channel is visible in the eastern part of the map. B) Bathymetry cross section constructed after the map in A). Note the Deep-Sea-Vidal-Channel is well expressed on the red profile. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Southern flank of the Barracuda Ridge was cored, at Sites 27 and 27A (15.85°N; −56.88°W; DSDP-Leg 4), about 200 km east of the Barbados Ridge accretionary front in a water-depth of 5251 m. Despite the fact that Sites 27 and 27A were not continuously cored (respectively 53% and 68% core recovery), relevant biostratigraphic stages were identified allowing the dating of some recent key reflectors (see Patriat et al., 2011) (Fig. 5), which were subsequently traced throughout the Antiplac seismic lines (discussed in Section 4.4).

#### 4. Stratigraphic correlations

Major distinctions in both seismic facies and lithology lead us to divide the sedimentary cover since late Cretaceous into three principal units.

##### 4.1. Lower unit

The base of the Unit 1 lies on oceanic igneous crust of late Cretaceous age. Forty four meters of Campanian MORB-type basalt were recovered at DSDP Site 543 (Bergen, 1984; Moore and Biju-Duval, 1984), (Fig. 5A). The oldest sediments overlying the oceanic crust at Site 543 were consistently Campanian-Maastrichtian in age (Hemleben and Troester, 1984). Considering the low accumulation rates during this period (~3 m/Ma; Wright, 1984b) and difficulties in recognizing the basement-sediment interface on seismic sections due to thin cover of sediments with high seismic amplitude (Fig. 5A), the Campanian-basalts and Campanian-Maastrichtian

sediments are considered together to define the acoustic basement designated as reflector B (Fig. 5). This reflector separates very chaotic low-frequency reflectors with high amplitudes at the bottom from weak to very weak stratified reflectors above, representing the basal section of the sedimentary cover (Fig. 5).

A chaotic-transparent seismic facies with few slightly parallel reflectors is generally present above the acoustic basement. Considering that no Paleocene has been recovered at any site (Wright, 1984a), the lower Eocene siliceous pelagic sediments recovered at Sites 543 (Moore and Biju-Duval, 1984) and 672 (Masclé et al., 1988a; Beck et al., 1990) correlate well with this seismic facies (Fig. 5A and B).

The next interval consists of a package of alternating weak to strong reflectors well imaged on seismic data. These reflectors are discontinuous and, in some place, onlap the acoustic basement (Figs. 5, 6 and 7). This interval is bound by reflectors e1 and e2, at the bottom and top of this package, respectively (Fig. 5B). Its thickness is variable up to 0.6 s TWTT (Fig. 8). This interval correlates well with the middle-late Eocene coarse-grained terrigenous sediments discussed by Dolan et al. (1990) and Beck et al. (1990) and interpreted as turbidites by these authors. Similar lithologies have been cored, 150 km ENE of Site 672, on the southern flank of the Barracuda Ridge at Site 27 (Dolan et al., 1990).

Above the e2 reflector an acoustically more transparent seismic facies overlies conformably the middle-late Eocene turbiditic deposits (Figs. 5 and 6). According to previous correlations (Masclé et al., 1988a), we assign this interval to Oligocene in age. The top of this interval is bounded by a strong reflector (m1) dated as early Miocene



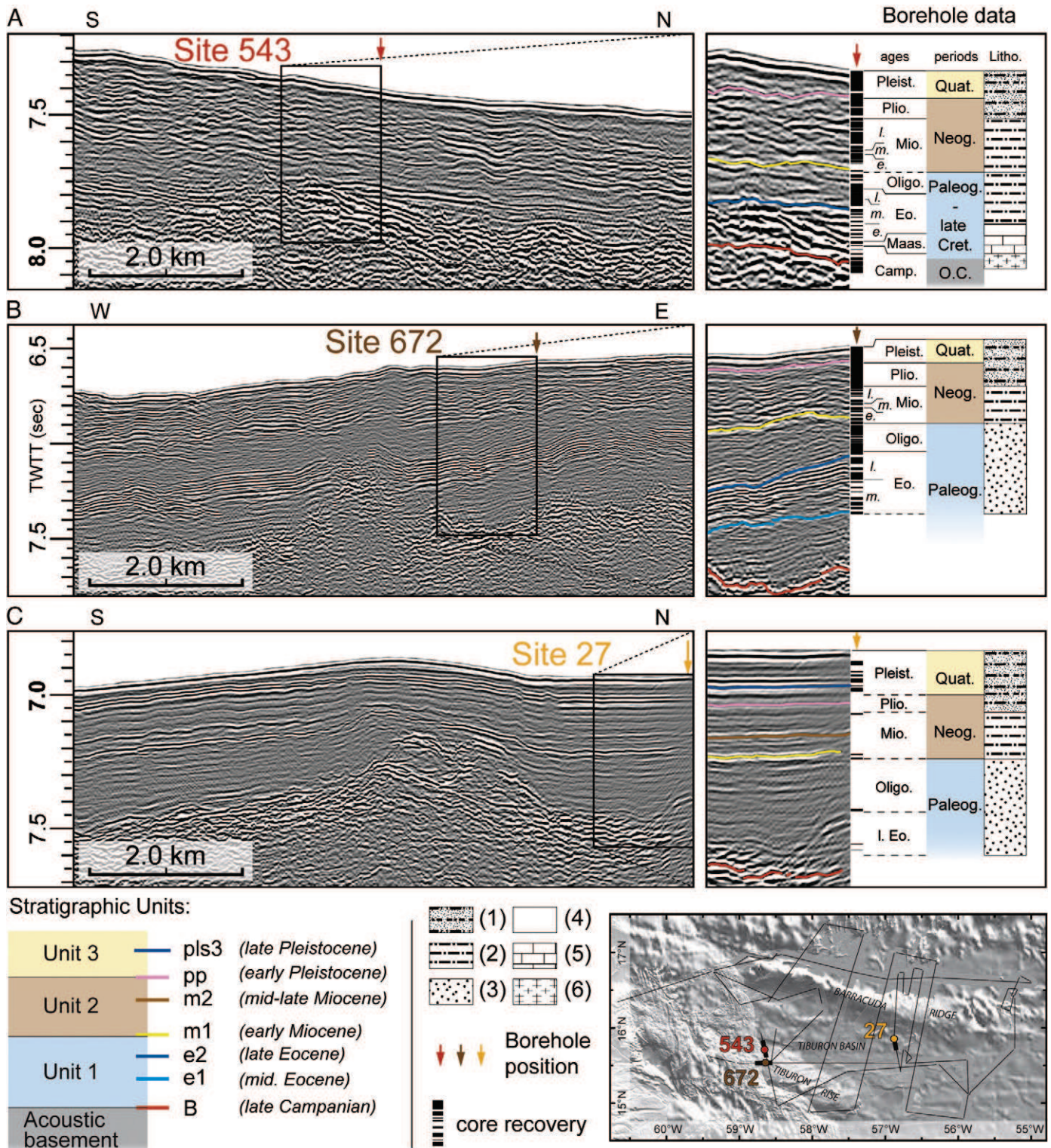


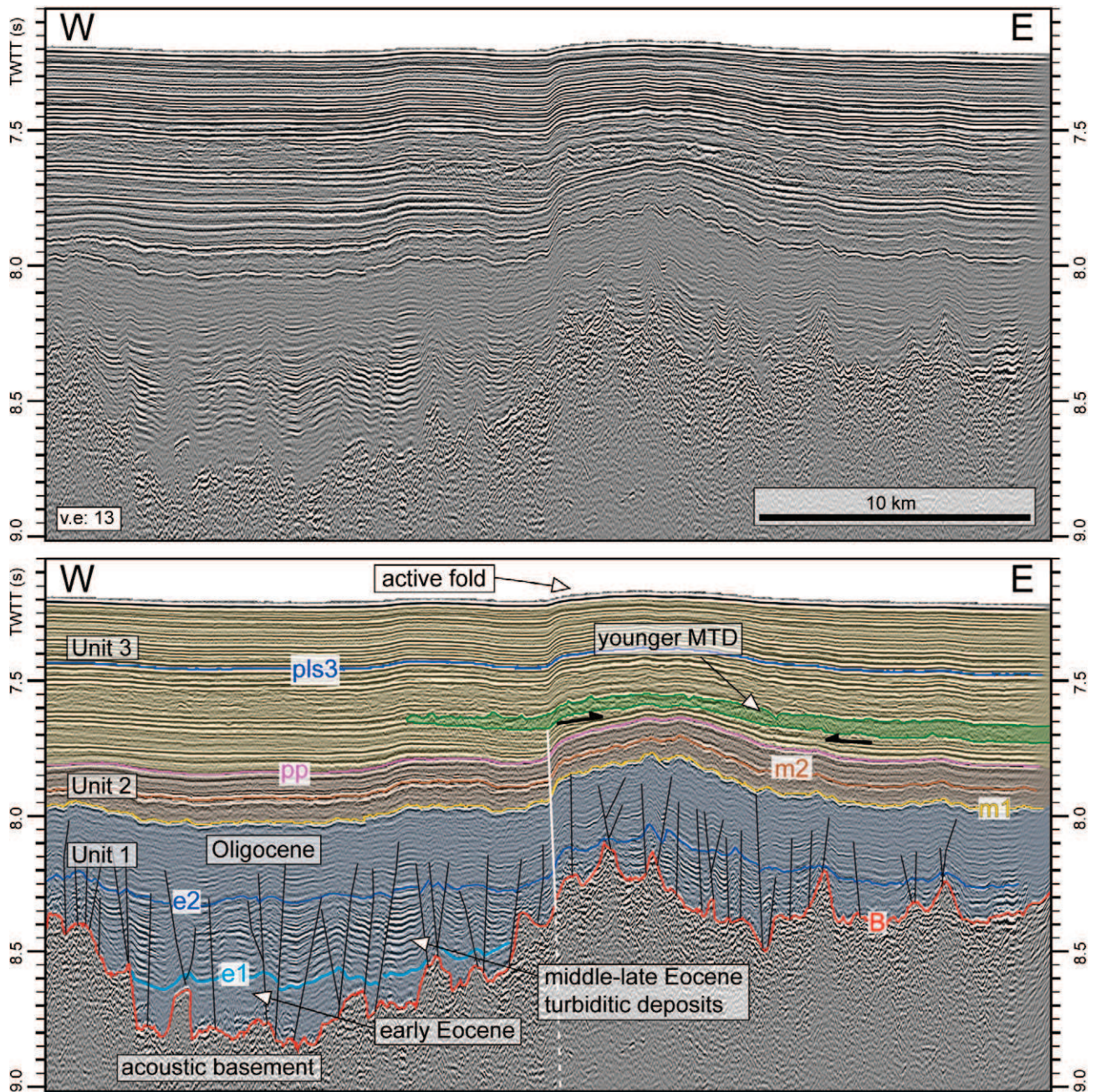
Fig. 5. Correlations of the Antiplac seismic sections with DSDP-ODP boreholes. The Stratigraphic Units are discussed in the text. The lithology of the cores is illustrated: (1) interbedded distal turbidites and hemipelagic sediments; (2) mud and radiolarians clays; (3) coarse-grained terrigenous interval; (4) siliceous pelagic clay; (5) calcareous benthic foraminifers; (6) basalts MORB type. The small inset map on the bottom right shows the location of boreholes and of the 3 seismic sections (heavy lines).

(Figs. 5 and 6). Dolan et al. (1990) consider that the Oligocene sequence is a part of the anomalously coarse-grained terrigenous interval. Coarse-terrigenous-sand is more abundant in the middle-late Eocene interval than in the Oligocene (Beck et al., 1990; Dolan et al., 1990) resulting in a high contrast in terms of acoustic impedance between the middle-late Eocene turbiditic deposits and the Oligocene interval, shown in Figs. 5B and 6.

To summarize, we define Unit 1 as lying between the Campanian acoustic basement (reflector B) and the early Miocene (reflector m1). This unit is characterized by the presence of early Eocene siliceous pelagic sediments followed by the middle Eocene–late Oligocene distal turbidites (Figs. 5 and 9).

Unit 1 is often affected by faulting with small throw that does not extend into the younger units (Fig. 6). Normal faulting has been





**Fig. 6.** Unit 1 lies between the acoustic basement (red reflector) and the m1 reflector (yellow). A complex deformation defined by conjugate normal faults affects most of the Unit 1. Note the relative constant thickness of Unit 2 in between the m1 (yellow) and pls1 (pink) reflectors. Basal erosion of the youngest mass transport deposit (MTD, in green) is also shown within the Unit 3. Refer to Fig. 5 for legend. The sea-floor is uplifted just below active fold, see Fig. 3 for location. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

identified by Mascle et al. (1988a) and Moore et al., 1995 in the area of the front of the accretionary wedge where the crust is flexed over the flexural bulge of the subducting plate. The new seismic reflection data corroborate this observation, which clearly show conjugate normal faults (Fig. 6) in the Tiburon Basin. The faults occur generally when Unit 1 has significant thickness, and are linked to basement roughness. The wavelength of this deformation is short, seldom exceeding 3 km.

#### 4.2. Intermediate unit

The intermediate unit, (Unit 2), is situated above reflector m1 (early Miocene, Fig. 5C). Unit 2 conformably overlies Unit 1, with

the exception of one particular location: south of the southern flank of the Barracuda Ridge between two small basement uplifts where the top of Unit 1 shows truncations below reflector m1 (indicated in Fig. 7). The top of Unit 2 is marked by a strong reflector (pp) dated as early Pleistocene (Fig. 5C). The seismic facies of Unit 2 consists of an alternation of parallel weak-to-strong reflectors (Figs. 5, 6 and 7) with a generally constant thickness averaging 0.2 s TWTT. Overall, Unit 2 is composed of mud to clay radiolarian sediments with minor volcanic ash beds from early Miocene to early Middle Miocene age (Biju-Duval et al., 1984). The early Miocene is characterized by the presence of a smectite-rich interval of low density that acts as a decollement within the Barbados Ridge accretionary wedge domain (Pudsey, 1984).



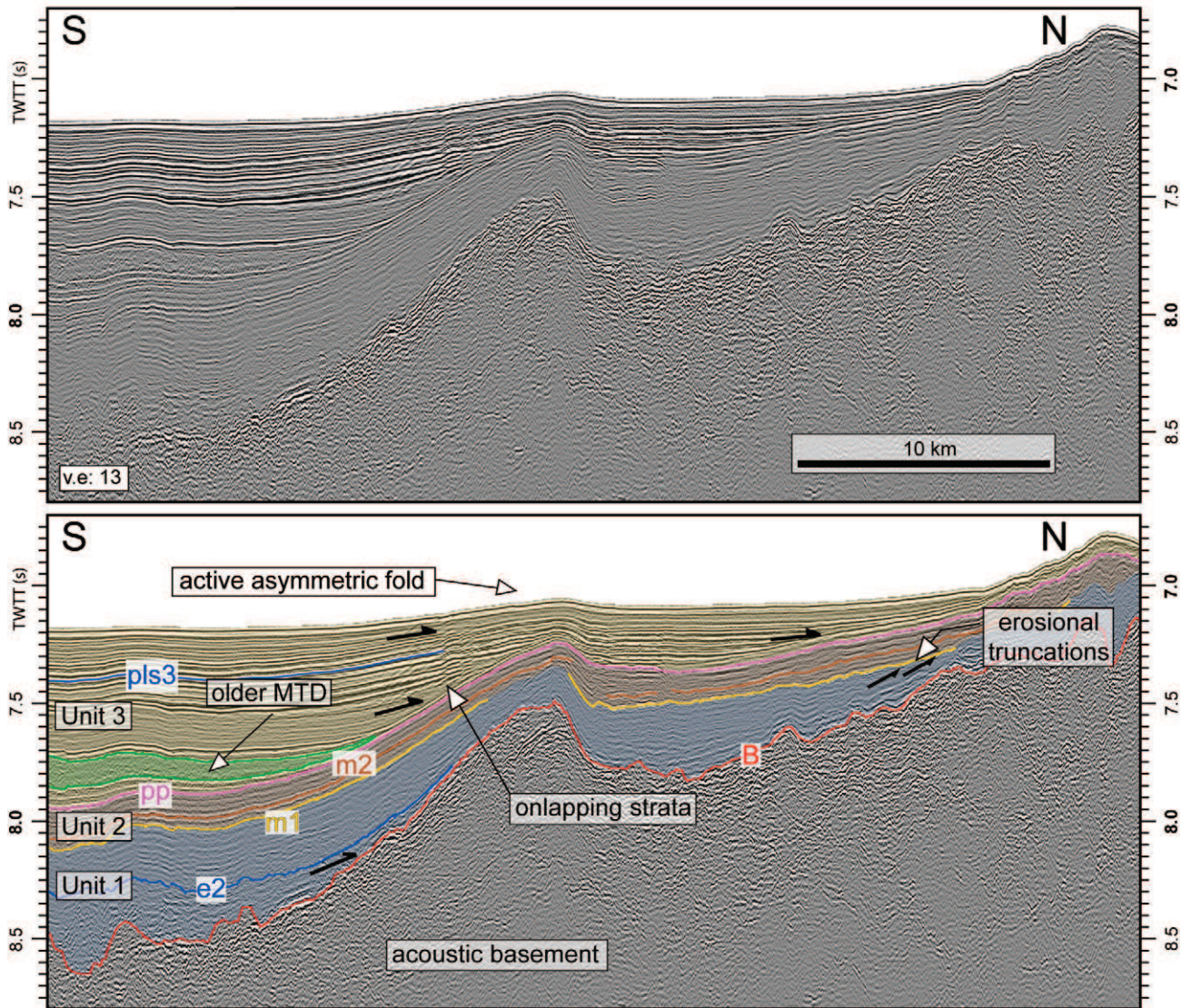


Fig. 7. Seismic section shows Unit 1 sediments onlapping the basement. This section is the only one where the base of the Unit 2 (yellow reflector) lies nonconformably above the Unit 1 (see erosional truncations on the right). Onlapping strata of the Unit 3 are also shown. MTD: mass transport deposit. See Fig. 3 for location.

#### 4.3. Upper unit

Seismic facies of Unit 3 consist of an alternation of weak and strong parallel and continuous well-stratified reflectors from the sea-floor to its base, which contrast with the acoustic signature of the older sediments (Figs. 5, 6 and 7). Reflectors at the base of this Unit onlap the top of Unit 2 (reflector pp dated as early Pleistocene), defining a major progressive unconformity (Figs. 7 and 9). Alternations of isopach to non-isopach packages are noteworthy in this Unit 3 (Fig. 8). An intermediate reflector (pls 3) has been dated within the early Late Pleistocene (Fig. 5C). The Quaternary comprises clay, calcareous clay and mud and frequent ash layers at Sites 27, 543 and 672 (Bader et al., 1970; Moore and Biju-Duval, 1984; Mascle et al., 1988b), and is interpreted as a well-stratified sequence of interbedded distal turbidites and hemipelagic sediments (Wu, 1990; Dolman, 2000). Active deformation affects the sea-floor (Figs. 6, 7, 8 and 9).

Within Unit 3 we observe two lens-like bodies of very large areal extent, with internal seismic facies that are consistently very chaotic compared with the continuous well-stratified seismic facies above and below them and which show erosional features at their bases (Figs. 6, 7 and 10). We describe these bodies as mass transports

deposits (MTDs). The MTDs occur during the time interval between the deposition of reflectors pp and pls 3 (Figs. 6, 7 and 9, line F), which date these events within the early Pleistocene period.

#### 4.4. Geometry and spatial distribution of stratigraphic units

The general distribution of the three units is shown in Fig. 9. Unit 1 varies greatly in thickness, mainly filling basement lows. In some places the middle-late Eocene turbiditic deposits overly conformably the oceanic basement of the Barracuda Ridge and onlap what is now its northern flank. This onlap shows that this surface must have dipped southward at the time of deposition, rather than northward as is the case today (Fig. 9 and Supplementary data on line, Lines B, C and D). This seismic facies is partially absent in the center of the Tiburon Basin, where paleo-basement highs occur (Fig. 9, Lines C and D). Similarly, this interval onlaps the upper part of the Tiburon Rise in some locations (Fig. 9, line B). Furthermore, in the western part of the Tiburon Basin, Unit 1 is thicker (up to 1.3 s TWTT) (Fig. 8). This contrasts with the eastern part of the Tiburon Basin (Fig. 9 and Supplementary data on line, Line E), where it is thinner (0.5 s TWTT). In some places, the Oligocene lies directly above the oceanic basement in what is now the center of the basin (Fig. 9 lines C and D). The Oligocene sequence



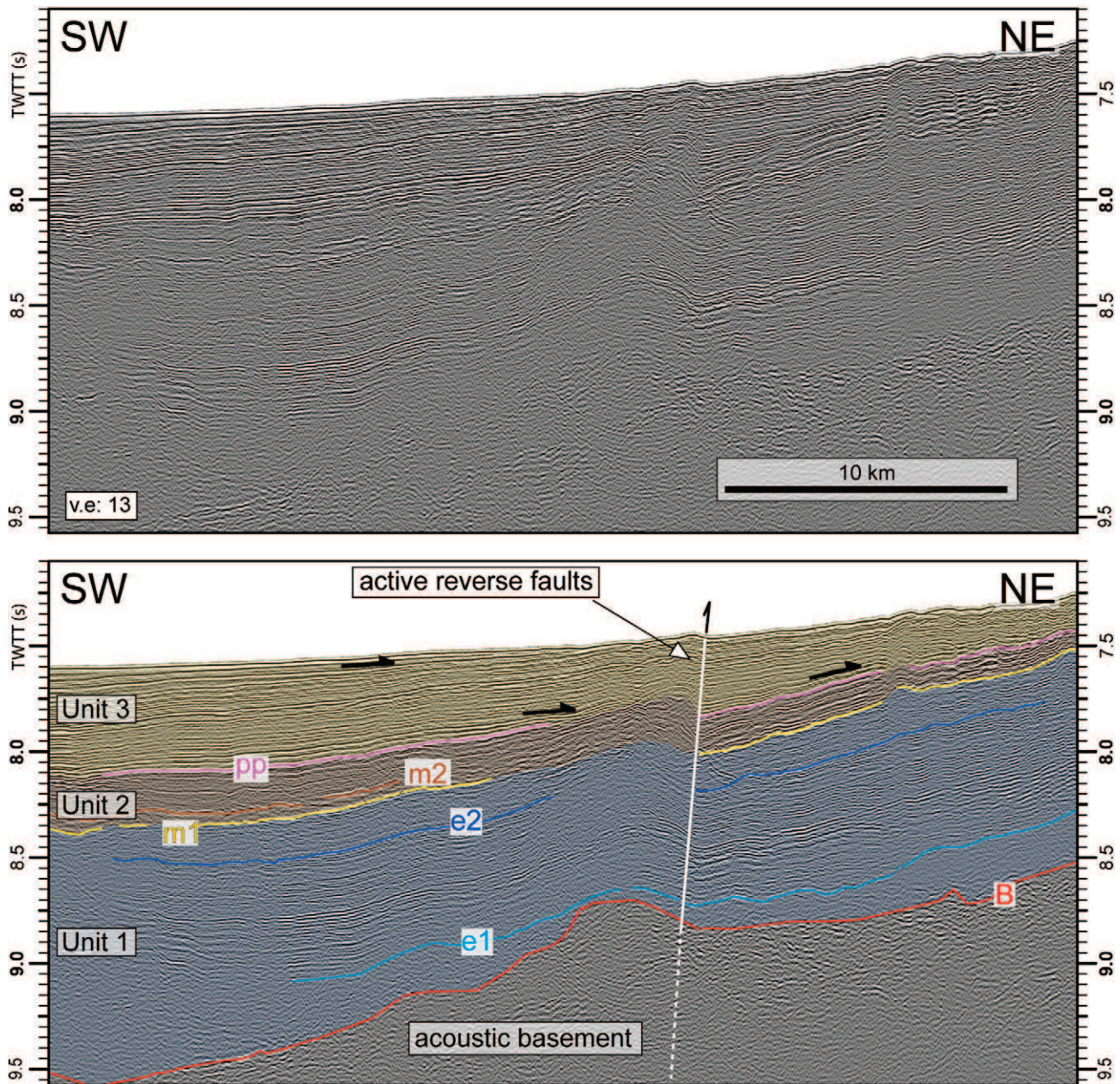


Fig. 8. Seismic section shows the large thickness of Unit 1. Some onlaps are indicated in Unit 3 emphasizing the alternations of isopach to non-isopach packages. See Fig. 3 for location.

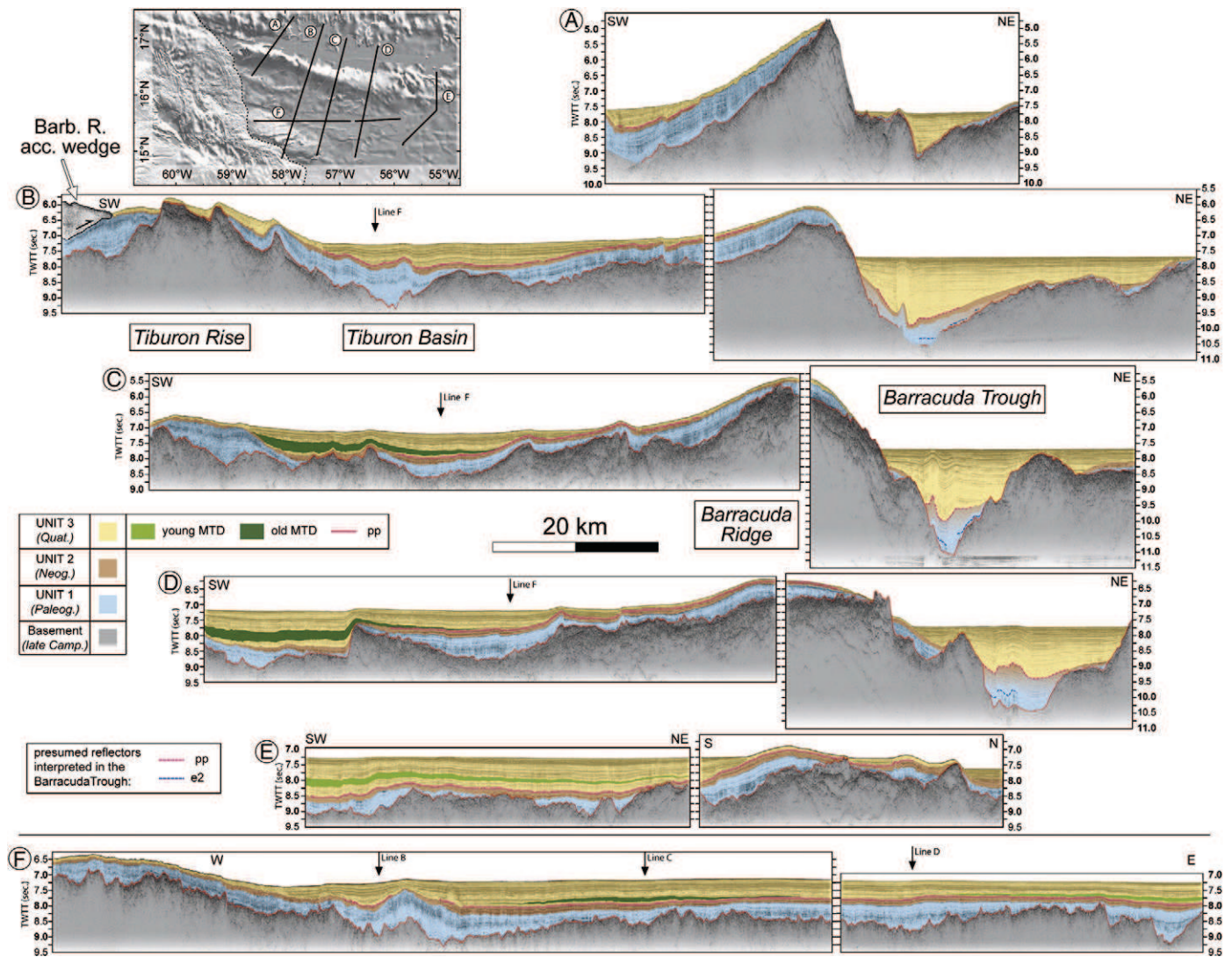
has a roughly constant thickness that averages 0.2 s TWTT. The primary depositional processes for most of Unit 1 were related to the filling of basement lows by distal turbidites.

Unit 2 is continuously present and roughly of uniform thickness (~0.2 s TWTT) from the southern flank of the Barracuda Ridge to the northern flank of the Tiburon Rise (Fig. 9). The early Miocene can be easily recognized to the northeast of the Tiburon Basin by the continuous strong reflector (reflector m1 in Fig. 5C and Figs. 6 and 7) while southwestwards, it is more discontinuous and represents the continuation of the decollement level below the prism (Fig. 9; Moore et al., 1988). The top of Unit 2 is marked by a strong reflector (pp) continuously present in a major part of the Tiburon Basin up to the Barracuda Ridge and less obvious or absent on the Tiburon Rise. The thickness of Unit 2 decreases in the vicinity of the northern flank of the Tiburon Rise, where locally the uppermost part of Unit 2 and the base of Unit 3 pinch out against the m2 reflector (Fig. 10). There, sediments lie unconformably above the reflector

m2, considered to be between early Miocene and early Pliocene in age (see Figs. 5C and 9 lines B, C and D and Fig. 10). In the vicinity of the Tiburon Rise and on the southern flank of the western part of Barracuda Ridge Unit 2 is hardly distinguishable (Fig. 9). In these areas, the sedimentary cover has been severely disturbed by slope instability.

Unit 3 is well expressed in the area between the Ridges and shows strong variations in thickness from 1.4 s TWTT (Fig. 11) in the Southeast to 0.8 s TWTT in the middle of the basin. Unit 3 is thinner westward (Fig. 11) except in a small area located in the Northwest of the Tiburon Basin, where an anomalous, relatively thick accumulation of sediments are trapped between the Barracuda Ridge to the North and small basement uplift to the South (Figs. 8 and 11). The basal reflectors of Unit 3 onlap the reflector pp principally along the southern flank of the Barracuda Ridge. The entire unit is affected by active deformation. Folds and faults systematically root in basement uplifts (Figs. 6, 7, 8 and 9).





**Fig. 9.** Main Antiplac seismic sections, with their interpretation (see Supplementary data on line for uninterpreted sections). Note that the stratigraphic interpretation in the Barracuda Trough is less certain than in the Tiburon Basin area, because of the absence of a direct tie to a borehole in this area.

The MTDs are located to the southeast of the Tiburon Basin (Fig. 12). Their thickness decreases and finally pinches-out to the north. Unfortunately, the new seismic data set does not cover these bodies entirely at their southern edge. The oldest MTD is much more restricted (minimum surface about 11,000 km<sup>2</sup>) than the younger one (about 19. 10<sup>3</sup> km<sup>2</sup> estimated just in the Tiburon Basin area). The oldest MTD lies east of the Tiburon Rise where the maximum thickness reaches 0.6 s TWTT (about 560 m; Fig. 12) and has an estimated volume of approximately 1800 km<sup>3</sup>. Sediments onlap this MTD north of the Tiburon Rise area (Fig. 10). The younger MTD is more widespread and runs more to the northeast of the Tiburon Basin. It extends further south and has a thickness of about 0.4 s TWTT at 14°N, south of Tiburon Rise (Fig. 12). Despite the fact that it continues further south, the volume of 2600 km<sup>3</sup> for this MTD has been estimated only for the Tiburon Basin area where it is constrained by seismic data. The sizes of these MTDs are certainly underestimated due to the sparse coverage of our seismic data.

#### 4.5. The Barracuda Trough

The Barracuda Trough is filled by up to 3.15 s TWTT of sediments (Figs. 9, 13 and Supplementary data on line). Its sea floor is much deeper than that to the south of Barracuda Ridge (Fig. 4). Faults and

faults are present in the center of the Barracuda Trough and affect the entire sedimentary cover, up to the sea floor (Figs. 3, 9, 13 and Supplementary data on line). No borehole is available in this domain. No continuous reflector is present that connects the Tiburon Basin with the Barracuda Trough, hence making correlation difficult. However, some strong similarities in terms of seismic facies and depositional geometry allow comparison between the units described in the Tiburon Basin and those in the Barracuda Trough (Fig. 9, lines B, C and D and Fig. 13).

On both sides of the Barracuda Ridge, we recognize the upper sediment packages characterized by well-stratified weak and strong reflectors with an alternation of isopach and non-isopach intervals, interpreted as Quaternary pelagic muds and very distal turbidites (Paitson et al., 1964; Birch, 1970; Embley et al., 1970; Fig. 13A). A progressive unconformity is present on both sides of the Ridge (Fig. 13A). On the southern side it is reflector pp (early Pleistocene). The maximum thickness of sediment lying above the progressive unconformity in the Barracuda Trough (about 2 s TWTT) is greater than in the Tiburon Basin (about 0.8 s TWTT). At the base of the Barracuda Trough, there is a sequence of alternating discontinuous weak to strong reflectors that onlap the acoustic basement, with a character resembling that of the seismic facies of the middle-late Eocene turbiditic deposits (Fig. 13B).



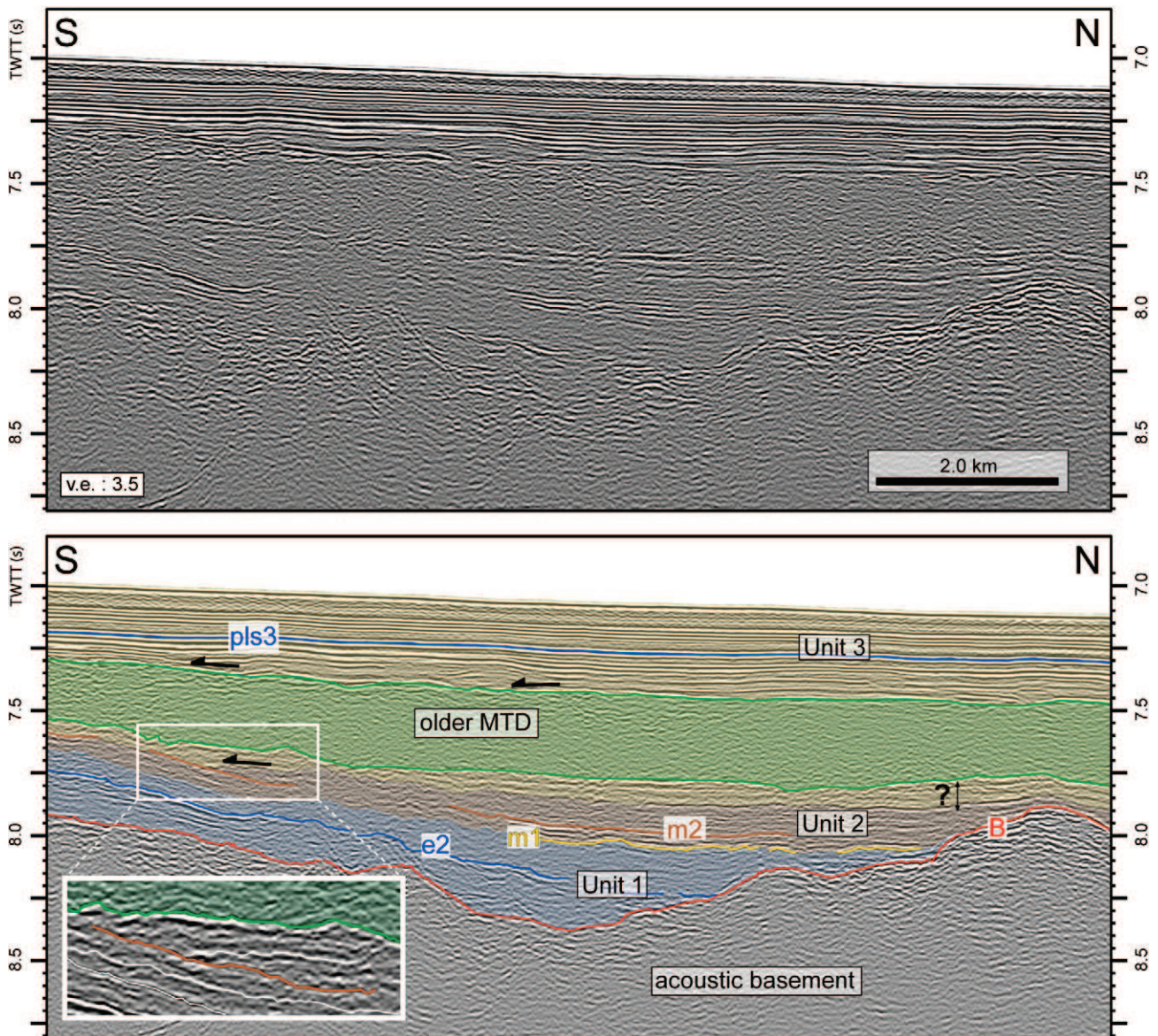


Fig. 10. Seismic section shows intra Unit 2 onlap above the brown reflector on the northeastern flank of Tiburon Rise. It is dated between early Miocene and early Pliocene. The older MTD (mass transport deposit) is also shown (in green) within Unit 3. (see Fig. 3 for location).

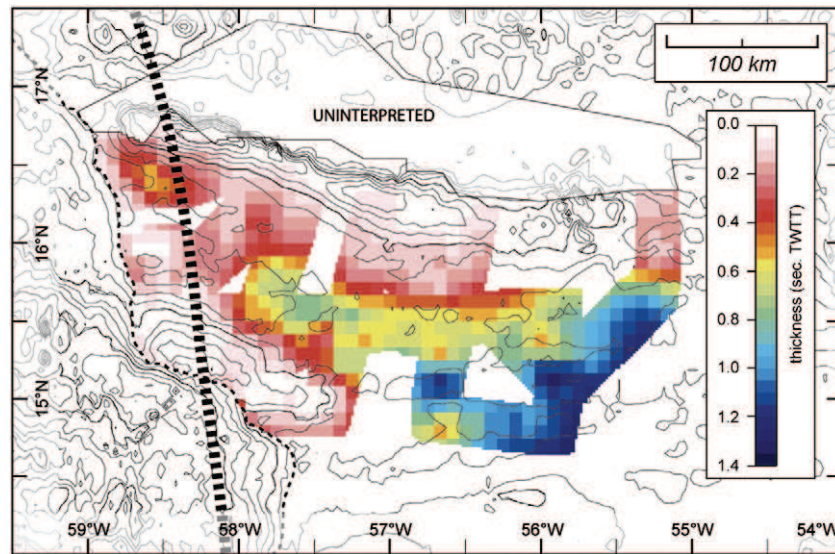
## 5. Discussion

### 5.1. Paleogene: pulses of terrigenous turbidites

The Paleocene was a period of deposition of many terrigenous turbidites (Fig. 14) derived from South America (Beck et al., 1990; Dolan et al., 1990; Pindell and Kennan, 2001; Xie et al., 2010) as recorded, 300 km south of the study area, on Barbados Island by the Scotland Group turbidites (Senn, 1940; Speed and Larue, 1982; Kasper and Larue, 1986). We infer that most of the large thickness (up to 0.7 s TWT) of sediments below the reflector e1 (middle Eocene) in the basement lows, in the vicinity of the Tiburon Rise are possibly Paleocene in age (Fig. 9, Lines B, C and F), but cannot prove this, because of the lack of information about the pre-middle Eocene sediments in the basin from drilling. The complete sedimentary cover has been cored only at Site 543. The fact that neither Paleocene turbidites nor middle to late Eocene turbidites were identified at this site is not surprising, because of its location on the northern flank of the Tiburon Rise. The relatively shallow depth of the basement prevented turbiditic gravity sediment deposition in this particular area.

The middle late Eocene and late-early Oligocene were periods of major pulses of terrigenous sedimentation (Dolan et al., 1990; see Fig. 14) with sediments coming across the Demerara Abyssal Plain (about 800 km) from South American sources, including the Guyana Shield, the Caribbean Mountain System of Northern Venezuela and products of the northern South America shelf (Beck et al., 1990). These middle to late Eocene turbiditic deposits cover a very wide area and are well expressed south and north of the Tiburon Rise (Sumner and Westbrook, 2001; compare Figs. 9 and 15). They onlap the upper part of the proto-Tiburon Rise and some basement highs elsewhere in the area. On other parts of the proto-rise, as well as on some places in the middle of the basin, the turbidites are absent, because of the presence of small highs at the time of deposition (Fig. 9, line B). However, the presence of middle late Eocene turbidites on the northern part of the Tiburon Rise implies that the Tiburon Rise was not significantly higher at that period than the other fracture zone related ridges, particularly numerous in this portion of the Atlantic oceanic crust (Fig. 16B). Moreover, the fact that middle to late Eocene turbidites have been cored at Site 672, but not further north at Site 543 suggests that the Site





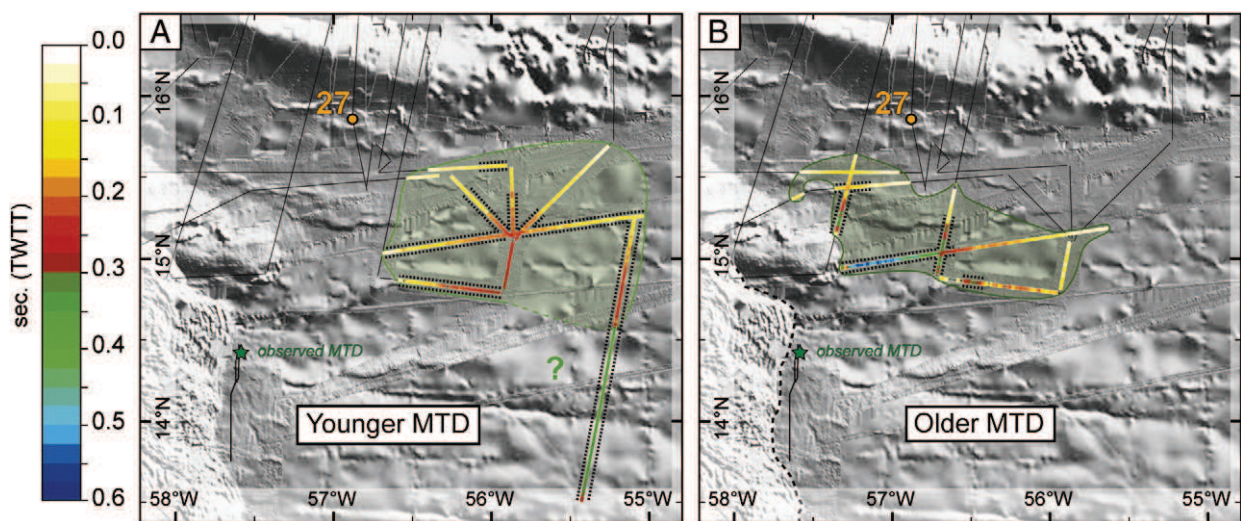
**Fig. 11.** Distribution of thickness of Unit 3. The black lines in the background of the figure represent bathymetric contour (500 m interval). The accretionary front is shown by light dashed line. The thickest portion of Unit 3 occurs in the south-east of the Tiburon Basin. The depocenter is located in the middle of the basin and is restricted by the uplift of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise to north and south, respectively and by the flexural bulge of the subducting lithosphere to the west (heavy dashed lines). The crest of the flexural bulge has been mapped as shown by positive gravity anomaly. Note that the Barracuda Trough area has not been interpreted.

672 was in a deeper position than the Site 543 in the past. On the Barracuda Ridge, the greatest thickness of middle-late Eocene turbidites is on its basal southern flank. Their conformable deposition on top of the Ridge and the northward pinch-out geometry on the upper northern flank of the Ridge, now northward dipping, but southward dipping at the time of deposition, demonstrate that the ridge crest was not locally uplifted and the Barracuda Ridge had a different configuration at the time of deposition than at present (Fig. 9, lines A–E and Fig. 16B).

5.2. Neogene: first important tectonic phase in the Tiburon Basin area

In the northern part of the Tiburon Basin, Unit 2 lies broadly conformably (Fig. 9) on the Late Paleogene and has a relatively constant

thickness around 0.2 s TWTT. The draping deposition suggests a tectonically calm regime during the early stage of the Neogene in this area. In the vicinity of Tiburon Rise, seismic reflectors are generally chaotic and strongly disturbed by collapse features making the interpretation difficult. However, on the northern flank of the rise (Fig. 10) the uppermost part of Unit 2 overlies the reflector m2 (dated between after early Miocene and before early Pliocene). South of Tiburon Rise up to 1 km (~1.2 s TWTT) of Late Neogene sediments lap onto the Late Miocene in a trough (Fig. 15), the full extent of which is not known, because of the lack of seismic profiles. These observations suggest that the Tiburon Rise was uplifted in the middle-late Miocene, which produced onlap of contemporaneous sediments on the north flank of the rise and trapped a greater thickness of sediment south of the rise than to the north of it (Fig. 16C).



**Fig. 12.** Distribution and thickness of the mass transport deposits. The thickness of each MTD ranges from 0 to 0.6 s TWTT (see the color scale on the top left). The younger MTD (A) covers a larger area than the older one (B). Black dashed lines along MTD's thickness indicate erosional features at their bases. Contour lines in light and dark green have been drawn showing possible extension of the younger and older MTD respectively. Note that south of Tiburon Rise, similar facies have been observed on Line 19, RRS Charles Darwin survey (CD75) in 1993 and described by Sumner and Westbrook (2001). Both the age and thickness are coherent with those found in the study area. No direct correlation has been possible because of lack of seismic data in between.



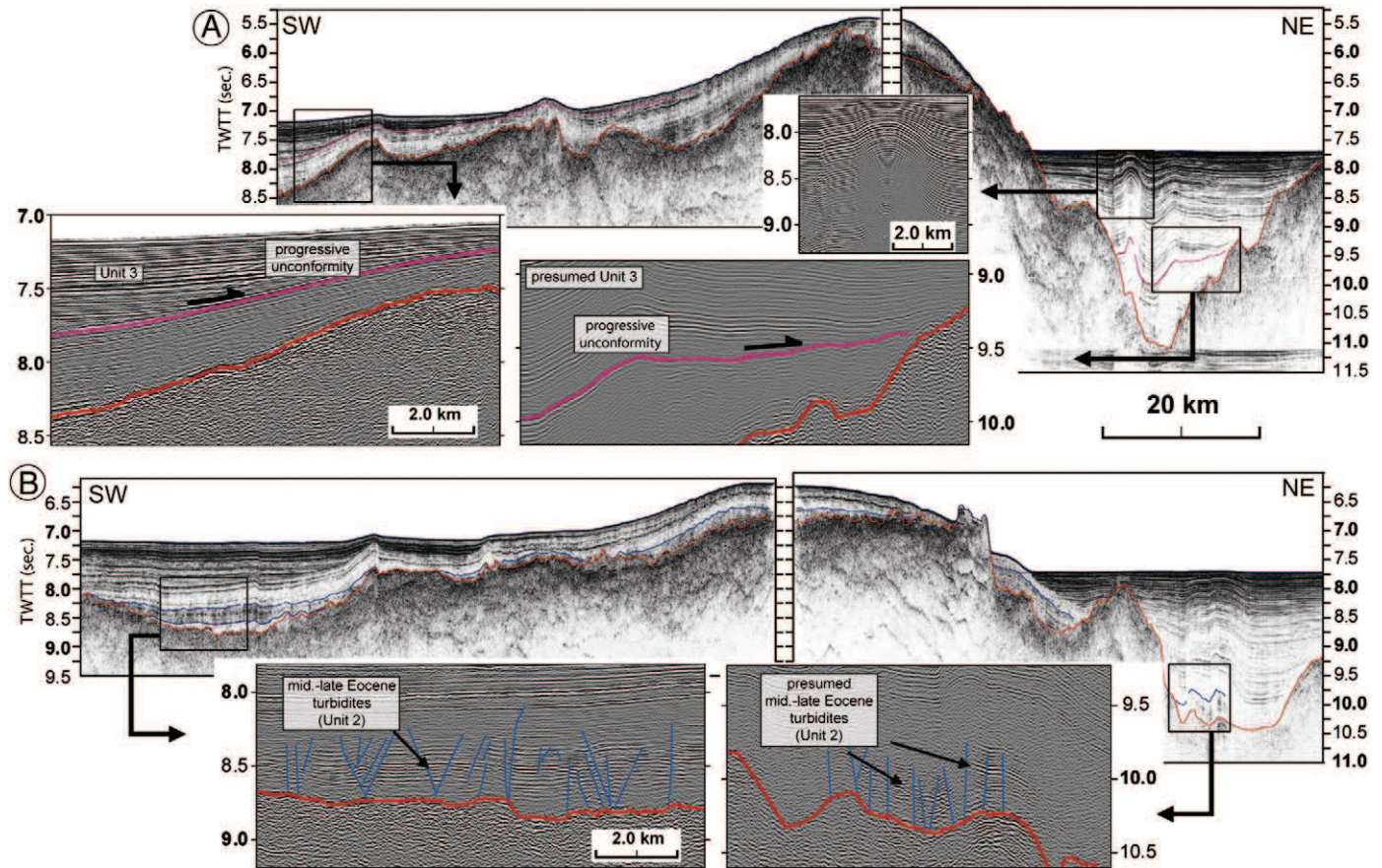


Fig. 13. Seismic reflection profiles (see Fig. 3 for location) emphasizing similar stratigraphic relationships between the Tiburon Basin (left) and the Barracuda Trough (right). Refer to Section 4.5.

### 5.3. Quaternary: second and major tectonic phase in the Tiburon Basin area

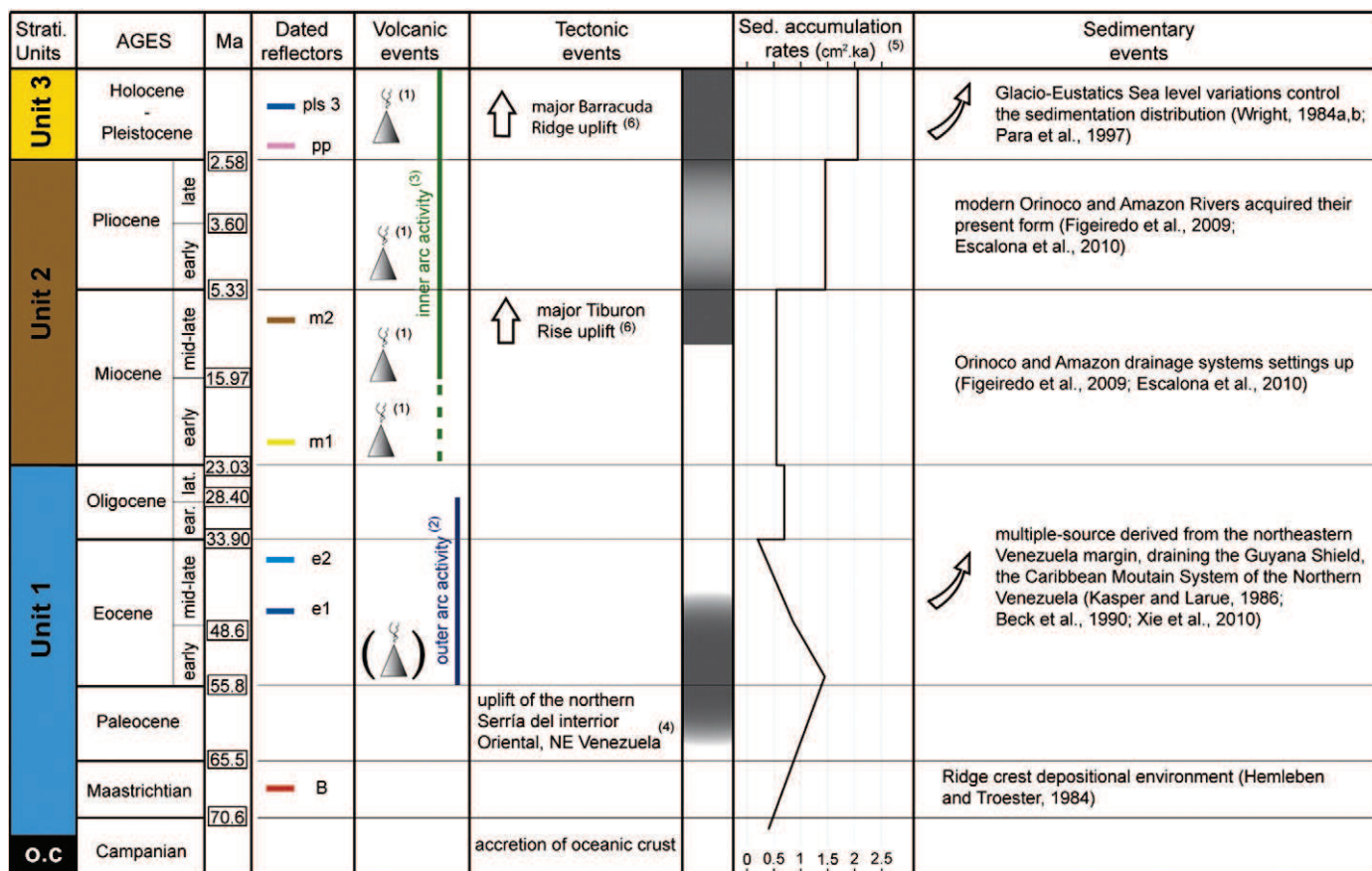
The large thickness of Unit 3 in the Tiburon Basin is concordant with a major pulse of sedimentation during the Quaternary when the modern Orinoco and Amazon Rivers acquired their present configuration (Figueiredo et al., 2009; Escalona and Mann, 2011; Figs. 14 and 16D). The northern domain of the Tiburon Basin is well imaged by the seismic data and shows syn-tectonic sedimentation (seismic reflectors pinching out upward toward the Barracuda Ridge with onlaps; Figs. 7, 8 and 9). The major progressive unconformity of the Early Pleistocene marks the uplift of Barracuda Ridge. As can be seen on the bathymetric map (Fig. 3A) and on seismic profiles (Figs. 6, 7, 8, 9 and Supplementary data on line), the deformation is still active, as shown by faults and folds which affect the seafloor over a very wide area (between 14.7°N and 16.6°N). The Quaternary sequence, shown seismically by the alternation of pelagic and distal turbidite units has a depocenter in the middle of the basin (Figs. 9 and 11), restricted by the uplift of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise to north and south respectively, and by the flexural bulge of the subducting lithosphere to the west.

The large MTDs described in Section 4.4 are comparable in dimension to other MTDs such as the ones in the Barents Sea (Hjelstuen et al., 2007) and off Norway, e.g. the Storegga Slide (Haflidason et al., 2005). The seismic resolution is too low to determine whether or not each of the observed MTDs is related to a single event or to multiple phases of destabilization. The Early Pleistocene is a period of large discharge of sediments from the Orinoco River (Fig. 14), feeding the Barbados Ridge accretionary wedge area. While the recent tectonic activity in this region fits well with the age of the

thick early Pleistocene MTDs (Fig. 12), their sources remain uncertain. The absence of major scars on the southern flank of the Barracuda Ridge, the absence of erosion features which would correspond to their transport, as well as the fact that these bodies pinch out to the north, suggest that the Barracuda Ridge is not a good candidate for their source.

The older MTD is deposited in a much more restricted area than the younger one (Fig. 12). It is absent west of 57.7°W, and no erosional surface is present west of it, hence suggesting that the Barbados Ridge accretionary wedge north of the Tiburon Rise is also not a good candidate for the source area. Line D (see Fig. 9 for location) shows that the older MTD was deposited over a pre-existing basement high, with its thickest portion restricted to the southern side of this high. This observation favors a south-to-north transport direction. The older MTD reaches about 560 m thickness where strong basal erosion is observed just east of the Tiburon Rise (Figs. 10 and 12), while it lies roughly conformably above older sediments northward. Scars on top of the Tiburon Rise are shown on bathymetry and seismic data (Fig. 3, 9 and 12), which suggests that the Rise could be a good source candidate for at least the older of the two MTDs. Onlap on to the top of the older MTD (Fig. 10) and the onlap in the sequence beneath it strengthen this hypothesis, by indicating that it was deposited during a period of uplift of the Tiburon Rise.

The younger MTD has been mapped over a wider area than the older MTD. It thins and pinches out in the northern part. Its thickest portion is located south of the Tiburon Rise, which suggests that this MTD extends farther south. A similar seismic facies to the MTDs, described by Sumner and Westbrook (2001) as slump deposits, lies east of the present accretionary front at 14.5°N (Fig. 12), and increases in thickness northward, up to 240 m (Line 19, RRS Charles Darwin survey (CD75) in 1993).



(1) Natland, 1984a; (2) Bouysse et al., 1990; (3) Bouysse and Westercamp, 1990; (4) Pindell and Kennan, 2001; (5) Wright, 1984b from Leg 78A, Site 543; (6) this study

Fig. 14. Summary of the main tectonic and sedimentary events in the study area since the late Cretaceous. Data from Natland (1984a), Bouysse and Westercamp (1990) and Bouysse et al. (1990).

The feature is dated between 1.8 Ma and 1.1 Ma, which correlates well with the ages of the MTDs found to the North. Even though direct correlation between the younger MTD and the MTD at 14.5°N could not be established, because of the lack of linking seismic data, the Barbados Ridge accretionary wedge is a possible and likely candidate for the source of the younger MTD. Submarine landslides at active margins are very common and observed, for example, along the New Zealand margin (Collot et al., 2001; Pedley et al., 2010), offshore Peru (Duperret et al., 1995) and along the middle America Trench (von Huene et al., 2004).

5.4. Disconnection between Tiburon Basin and Barracuda Trough

The stratigraphic correlation between the Tiburon Basin and Barracuda Trough (before the Pleistocene) is enigmatic. However, we propose that, before the Barracuda ridge was uplifted in the Early Pleistocene, these two domains were still connected (Figs. 9, 13 and 16) and that widespread middle-late Eocene turbidites reached the Barracuda Trough, followed by Neogene fill. In the Early Pleistocene, the rapid flexural uplift of Barracuda Ridge was accompanied by downward flexure of the Barracuda Trough, increasing accommodation space for sedimentation in the Barracuda Trough area (Fig. 16). The subsidence of the trough (Fig. 16D and E) is demonstrated by shape and depth of Units 2 and 3 within the trough, by comparison with the Tiburon Basin (Fig. 9, Lines B and C, and 13).

During the Quaternary sea-level low-stand periods, large amounts of terrigenous sediments derived from Orinoco and Amazon Rivers were transported to the Barracuda Trough (Fig. 14). The damming

effect of the Barracuda Ridge enforced a modification of the northward terrigenous sediment influx, which was restricted to the Vidal Channel.

5.5. Chronology of deformation and consequences

The evolution of the Tiburon Basin area that we propose on the basis of this stratigraphic study is summarized in Fig. 16.

During the Campanian, the Tiburon Rise and Barracuda Ridge originated as ridges flanking transforms that offset the mid-Atlantic Ridge (MAR) and subsequently became fracture zones (Westbrook et al., 1984a; Figs. 14 and 16A).

During the middle Eocene to late Oligocene (48.6–23 Ma; Fig. 16B), the Tiburon Basin received terrigenous input from the South America following the uplift of the northern Serranía del Interior Oriental, NE Venezuela, which started in the late Paleocene, possibly caused by North America–South America plate convergence (Pindell and Kennan, 2001; Fig. 16B).

During the middle-late Miocene (13–5.3 Ma; Fig. 16C), the Tiburon Rise was uplifted, the Orinoco and Amazon drainage systems were created (Figueiredo et al., 2009; Escalona and Mann, 2011) and provided terrigenous input to the Tiburon Rise and Barracuda Ridge area (Fig. 14). Also, a large amount of Neogene sediment accumulated in the basin, subsiding at that time, that lies on the southern side of the Tiburon Rise. Evidence for similar Neogene tectonic activity has not been observed north of Tiburon Rise.

In the Early Pleistocene, at about 2.3 Ma (Fig. 16D), the main uplift of the Barracuda Ridge started. Reverse faults and folds, associated with the uplift of the Barracuda Ridge affect the sedimentary cover



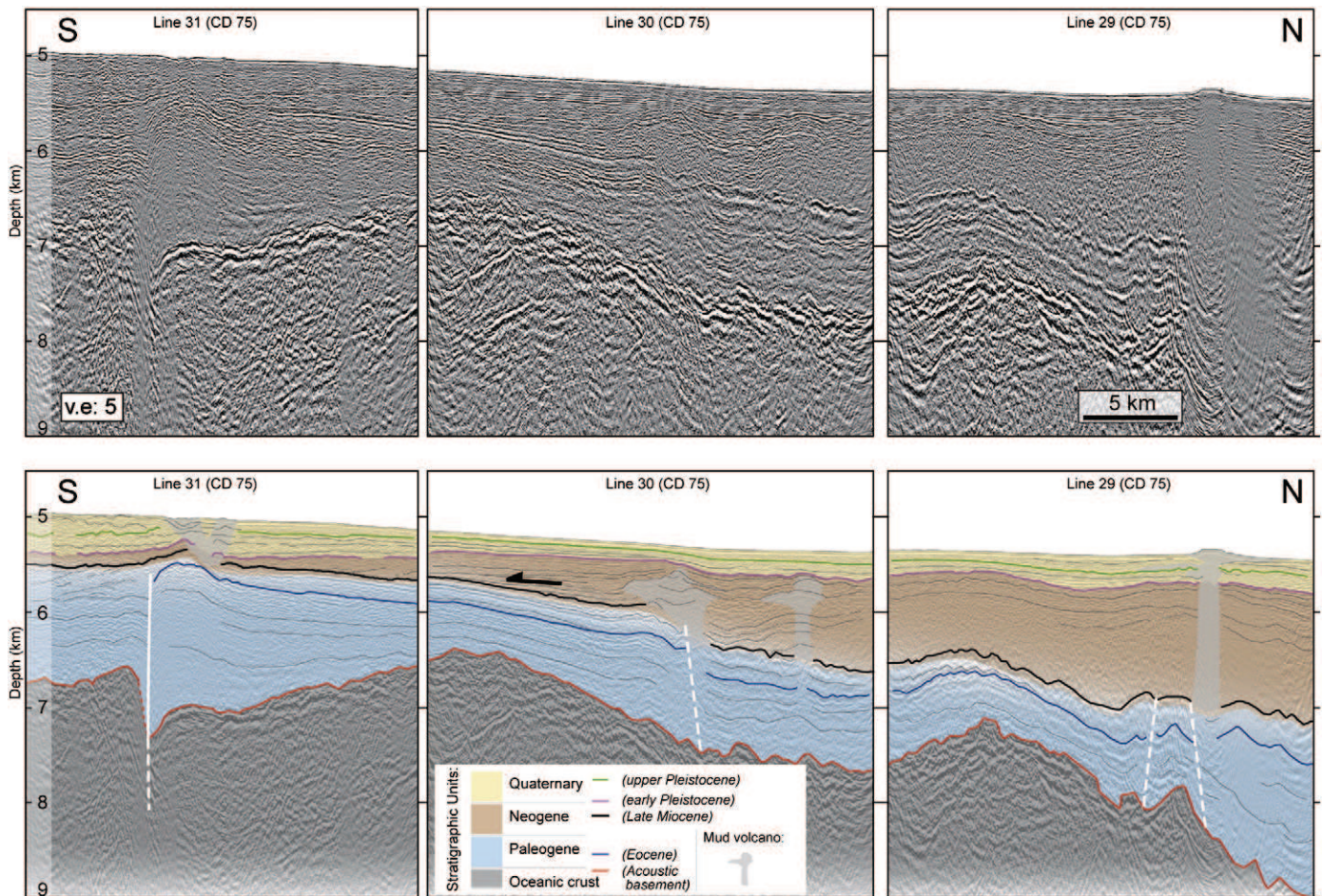


Fig. 15. Interpreted seismic sections 29, 30 and 31 of RRS Charles Darwin survey (CD75) in 1993 (Sumner and Westbrook, 2001; see Fig. 3 for location), with the three stratigraphic units discussed in this work. The Unit 2 is much thicker there, south of the Tiburon Rise, compared to what is observed on the seismic lines to north of it (see Fig. 7).

up to the sea floor over a wide area (between 14.7°N and 16.6°N). Over most of the ridge, the ridge crest migrated southward, as what was formerly the ridge's southern flank was flexed upward.

Two areas were affected by widespread Neogene and Quaternary deformation. The deformation of these areas was diachronous; the Tiburon Rise area was affected first in the middle-to-late Miocene, and later, the Barracuda Ridge region, about 2.3 Ma ago.

Plate reconstruction models (Roest and Collette, 1986; Müller and Smith, 1993; Müller et al., 1999) suggest that the Tiburon Rise and Barracuda Ridge uplifts were the result of North America–South America convergence. From this tectono-stratigraphic analysis, we suggest that while convergence between North America and South America is likely to be the main factor involved, caution is necessary when applying plate-motion models to predict, in detail, the spatial distribution and timing of deformation arising from the plate motions. For example, evidence for the poorly resolved small Eocene transpression predicted by the plate reconstructions of Müller and Smith (1993) and Müller et al. (1999) has not been observed in the Barracuda–Tiburon Ridges area. Our study shows that the convergence in the area of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise did not start in the early Miocene, as suggested by Müller et al. (1999) but approximately 5 Myr later. Moreover, the Early Pleistocene uplift of the Barracuda Ridge is not predicted by these models.

There are, at least, two reasons for this. Firstly, the time intervals of the models, defined by the ages of the magnetic anomalies used for the plate reconstructions do not necessarily correspond to the timing of the phases of tectonism. The most recent interval for the kinematic reconstructions of Müller and Smith (1993) and Müller et al.

(1999) is from chron 5 (9.7 Ma) to Present, whereas the uplift of the Barracuda Ridge commenced at about 2.3 Ma. Secondly, the assumption in the models of immutable rigid plates is probably not valid in this complicated PBZ, where it is likely that there are small plate fragments accommodating the changing magnitude and direction of motion along the PBZ, although these fragments remain, as yet, unidentified. The variation in motion along the PBZ from transtension in the east to transpression in the west when compared to the trace of the Fifteen Twenty FZ and its western extension, suggests that this FZ alone cannot accommodate the entire North America–South America motion. The PBZ, therefore, must most certainly be heterogeneous in nature, exploiting weaknesses in the lithosphere provided by FZs where mechanically advantageous, but forming new boundary segments elsewhere, to transfer motion between reactivated segments sections of the FZs.

At the beginning of uplift of the Tiburon Rise in the middle-late Miocene, when deformation of Barracuda Ridge was not yet occurring, it appears probable that the active part of the PBZ was along the southern flank of the Tiburon Rise. If so, was the Marathon FZ (Fig. 1) then the locus of the PBZ or was the eastern end of the PBZ located at the Fifteen Twenty FZ close to the MAR, with the PBZ following a more southerly path farther west? The change in motion along the PBZ from transtension in the east to transpression in the west relative to the course of the Fifteen Twenty FZ and its western extensions, means that the Fifteen Twenty FZ cannot provide a single simple plate boundary for North America–South America motion. Neither can any other FZ that inherited its trend from a transform boundary between Africa and North America or between Africa and South America at the MAR, which were governed by different



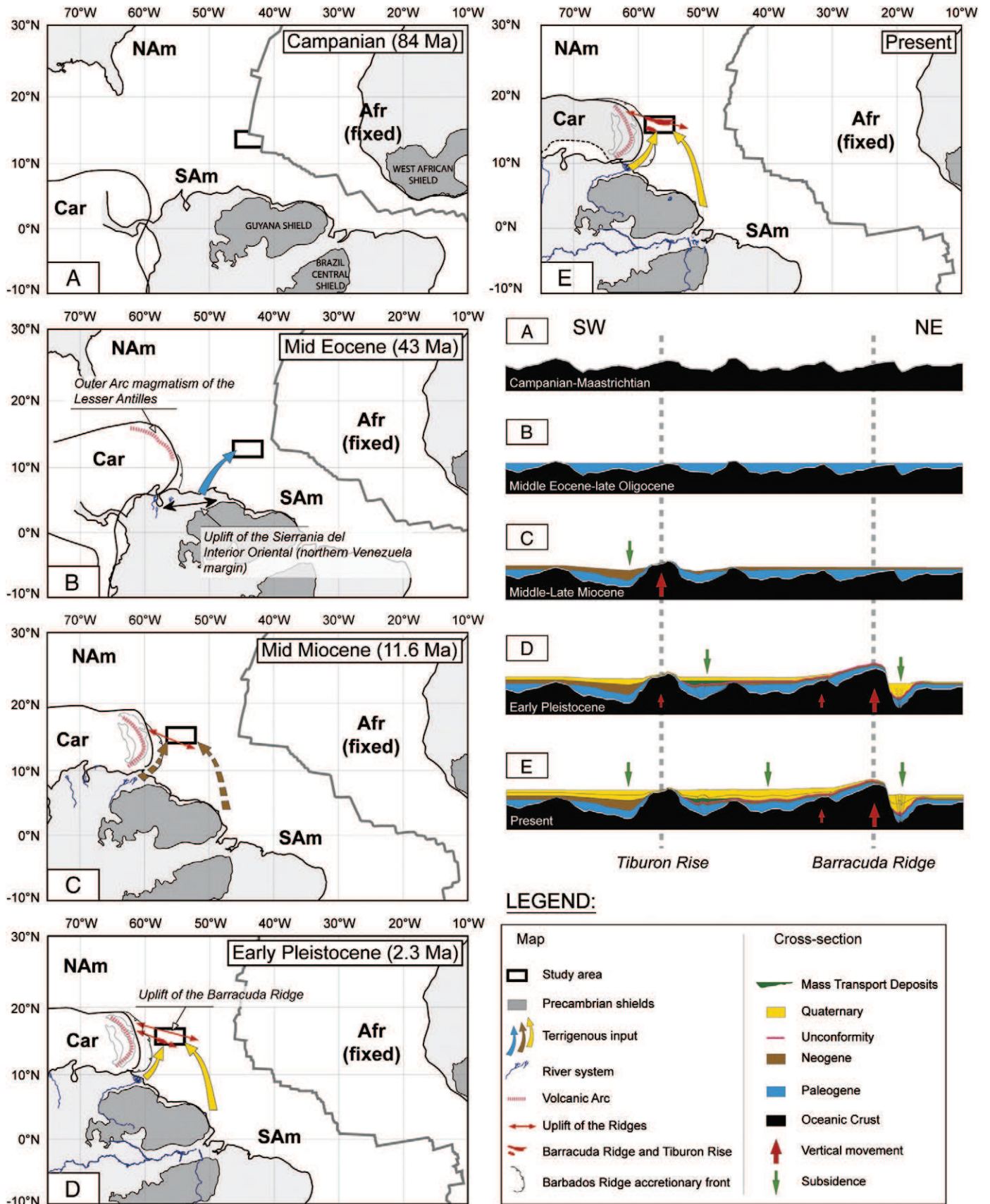


Fig. 16. Sketch map with plate reconstructions showing North America, South America and Caribbean plates location relative to the fixed Africa Plate (compiled after Campan, 1995; Fidalgo González, 2001; Pindell and Kennan, 2009). Conceptual SW-NE cross-sections through the Tiburon Rise and Trough and Barracuda Ridge and Trough.

poles of rotation than that governing North America–South America motion. Parts of more than one FZ could be active within the PBZ. The area of the Tiburon Rise and Barracuda Ridge probably contains at least one plate fragment, in the PBZ. At present, however, we do not have the evidence to define this fragment completely.

Finally, the influence of the subduction zone on the bathymetry in the region was not considered in most of the previous models. In fact, the highest and steepest portions of the two ridges coincide with the position of flexural bulge caused by bending of the oceanic plate as it enters the subduction zone, as revealed by the large positive free-air gravity anomaly parallel to the subduction zone. The three-dimensional flexure and fracturing of the lithosphere induced by the stresses created by the convergence of the Caribbean plate with the N. American, S. American plates at the triple junction in the area of the two ridges, are aspects that are potentially important for its deformation and tectono-stratigraphy, but for which we have little clear evidence, at present.

## 6. Conclusion

Terrigenous turbidites, derived from the South American margin, were present north of the Barracuda Ridge since late Paleogene. The Neogene sequence is locally much thicker just south of the Tiburon Rise, where sediments filled a subsiding trough, than to the north of the Tiburon Rise. In the Quaternary, major pulses of distal turbidites derived mainly from the Orinoco and Amazon River Systems, were deposited in the Tiburon Basin and Barracuda Trough. Very thick MTDs, comparable in size to the Storegga Slide, occur in this area. While uncertainties remain about their source areas, the Tiburon Rise and the Barbados Ridge accretionary wedge seem the best candidates.

The stratigraphy of the Tiburon Basin area provides constraints on the timing of the structural evolution of the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise. During the middle–late Miocene, tectonic movements affected the Tiburon Rise, causing its uplift and subsidence of the area immediately south of it, where a deep trough formed. The northern part of the Tiburon Basin was, at most, only very slightly affected by this tectonic phase. Uplift and flexure of the Barracuda Ridge, especially its former southern flank, accompanied by the deepening of the Barracuda Trough started during the Early Pleistocene and is still active today. The northward migration of the deformation zone that affected the oceanic lithosphere of the Atlantic Ocean during the Neogene prior to its subduction, is most probably related to the combination of North America–South America relative plate motion and interaction with the Lesser Antilles subduction zone.

Supplementary materials related to this article can be found online at doi:10.1016/j.margeo.2012.02.001.

## Acknowledgements

TP acknowledges the PhD grant financed by Ifremer within the framework of EXTRAPLAC. The authors sincerely thank E. Thereau and B. Loubrieu for the seismic reflection and multibeam data processing. Suggestions for revision from J.W. Piper, R.D. Müller and an anonymous reviewer helped us to improve the original manuscript. Map figures were produced with the Generic Mapping Tool software (Wessel and Smith, 1998).

## References

Argus, D., Gordon, R., Heflin, M., Ma, C., Eanes, R., Willis, P., Peltier, W.R., Owen, S., 2010. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's center from space geodesy. *Geophysical Journal International* 180, 913–960.

Bader, R.G., Gerard, R.D., Benson, W.E., Bolli, H.M., Hay, W.W., Rothwell Jr., W.T., Ruef, M.H., Riedel, W.R., Sayles, F.L., 1970. Site 27, in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 4. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 93–123.

Bangs, N.L.B., Westbrook, G.K., Ladd, J.W., Buhl, P., 1990. Seismic velocities from the Barbados Ridge complex: indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex. *Journal of Geophysical Research* 95 (B6), 8767–8782.

Beck, C., Ogawa, Y., Dolan, J., 1990. Eocene paleogeography of the southeastern Caribbean: relations between sedimentation on the Atlantic abyssal plain at Site 672 and the evolution of the South America margin. In: Mascle, J.C., et al. (Eds.), Proceedings of the ODP, Scientific Results 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 7–15.

Bergen, J.A., 1984. Calcareous nannoplankton from Deep Sea Drilling Project Leg 78A: evidence for imbricate underthrusting at the Lesser Antillian active margin. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), U.S. Govt. Printing Office, Washington, pp. 411–445. *Init.Repts. DSDP, 78A*.

Biju-Duval, B., Moore, J.C., Bergen, J.A.M., Blackinton, G., Claypool, G.E., Cowan, D.S., Davis, D.M., Guerra, R.T., Hemleben, C.H.J., Marlow, M.S., Pudsey, C.J., Renz, G.W., Tardy, M., Wilson, D.S., Wright, A.W., Natland, J.H., Orlofsky, S., 1984. Site 543; oceanic reference site east of the Barbados Ridge complex. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 78A–78B. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 227–298. ISSN: 0080-8334 CODEN: IDSDA6.

Birch, F., 1970. The Barracuda Fault Zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies. *Deep Sea Research* 17, 847–859.

Bouysse, P., Westercamp, D., 1990. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics* 175 (4), 349–355.

Bouysse, P., Westercamp, D., Andreieff, P., 1990. The Lesser Antilles island arc. Proceedings of the ODP, Scientific Results 110. College Station, TX, pp. 29–44 (Ocean Drilling Program).

Campan, A., 1995. Analyse cinématique de l'Atlantique équatorial: implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière de plaques Amérique du Nord / Amérique du Sud. Ph. D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Collot, J.Y., Lewis, K., Lamarche, G., Lallemand, S., 2001. The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 106, 19271–19297.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181, 1–80.

Dolan, J.F., Beck, C., Ogawa, Y., Klaus, A., 1990. Eocene–Oligocene sedimentation in the Tiburon rise/ODP Leg 110 area: an example of significant upslope flow of distal turbidity currents. In: Moore, J.C., Mascle, A., et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 110. College Station, TX, pp. 47–83. doi:10.2973/odp.proc.sr.110.124.1990 (Ocean Drilling Program).

Dolman, R., 2000. Physical properties derived from seismic modeling at the toe of the Barbados accretionary complex. PhD thesis, University of Birmingham, UK.

Duperret, A., Bourgeois, J., Lagabrielle, Y., Suess, E., 1995. Slope instabilities at an active continental margin: large-scale polyphase submarine slides along the northern Peruvian margin, between 5°S and 6°S. *Marine Geology* 122, 303–328.

Embley, R.W., Langseth, M.G., 1977. Sedimentation processes on the continental rise of northeastern South America. *Marine Geology* 25, 279–297.

Embley, R.W., Ewing, J.I., Ewing, M., 1970. The Vidal deep-sea channel and its relationship to the Demerara and Barracuda abyssal plains. *Deep Sea Research and Oceanographic* 17 (3), 539–552.

Escalona, A., Mann, P., 2011. Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean–South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology* 28 (1), 8–39. doi:10.1016/j.margeo.2010.01.016.

Faugeres, J.C., Gonthier, E., Bobier, C., Gribouard, R., 1997. Tectonic control on sedimentary processes in the southern termination of the Barbados Prism. *Marine Geology* 140, 117–140.

Fidalgo González, L., 2001. La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque. Ph. D. Thesis, Brest, Univ. de Bretagne Occidentale.

Figueiredo, J., Hoorn, C., Van der Ven, P., Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* 37, 619–622. doi:10.1130/G25567A.1.

Hafliadason, H., Lien, R., Sejrup, H.P., Forsberg, C.F., Bryn, P., 2005. The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology* 22, 123–136.

Hemleben, C., Troester, J., 1984. Campanian–Maestrichtian deep-water foraminifers from Hole 543A, Deep Sea Drilling Project. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A–78B, pp. 509–532.

Hjelstuen, B.O., Eldholm, O., Faleide, J.I., 2007. Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 605–618. doi:10.1016/j.epsl.2007.04.025.

Kasper, D.C., Larue, D.K., 1986. Paleogeographic and tectonic implications of quartzose sandstones of Barbados. *Tectonics* 5 (6), 837–854.

Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central North Atlantic. In: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), The Geology of North America, vol. M, The Western North Atlantic Region. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 351–404.

Kreemer, C., Holt, W.E., Haines, J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International* 154, 8–34.

Mascle, A., Moore, J.C., Taylor, E., Alvarez, F., Andreieff, P., Barnes, R.O., Beck, C., Behrmann, J., Blanc, G., Brown, K.M., Clark, M., Dolan, J.F., Fisher, A., Gieskes, J.M., Hounslow, M., McLellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P.J., Wilkens, R.H., Williams, C., 1988a. Synthesis of shipboard results; Leg 110 transect of the northern Barbados Ridge. In: Mascle, A., Moore, J.C., et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 110. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 577–591. doi:10.2973/odp.proc.ir.110.111.1988. ISSN: 0884-5883, CODEN: IDSDA6.



- Masclé, A., Moore, J.C., Taylor, E., Alvarez, F., Andreieff, P., Barnes, R.O., Beck, C., Behrmann, J., Blanc, G., Brown, K.M., Clark, M., Dolan, J.F., Fisher, A., Gieskes, J.M., Hounslow, M., McLellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P.J., Wilkens, R.H., Williams, C., 1988b. Site 672 In: Masclé, A., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 110*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 205–310. doi:10.2973/odp.proc.ir.110.106.1988. ISSN: 0884-5883, CODEN: IDSDA6.
- Moore, J.C., Biju-Duval, B., 1984. Tectonic synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 78A: structural evolution of offscraped and underthrust sediment, Northern Barbados Ridge Complex. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B*, pp. 601–621. doi:10.2973/dsdp.proc.78a.133.1984.
- Moore, J.C., Masclé, A., Taylor, E., Andreieff, P., Alvarez, E., Barnes, R., Beck, C., Behrmann, J., Blanc, G., Brown, K., Clark, M., Dolan, J., Fisher, A., Gieskes, J., Hounslow, M., McLellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P.J., Wilkens, R., Williams, C., 1988. Tectonics and hydrogeology of the northern Barbados Ridge: results from Ocean Drilling Program Leg 110. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1578–1593.
- Moore, G.F., Zhao, Z., Shipley, T.H., Bangs, N., Moore, J.C., 1995. Structural setting of the Leg 156 area, northern Barbados Ridge accretionary prism. In: Shipley, T.H., Ogawa, Y., Blum, P., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 156*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 13–27. doi:10.2973/odp.proc.ir.156.102.1995. ISSN: 0884-5883.
- Moore, J.C., Klaus, A., Bangs, N.L., Bekins, B.A., Brueckmann, W., Buecker, C.J., Erickson, S.N., Hansen, O., Horton, T., Ireland, P., Major, C.O., Moore, G.F., Peacock, S., Saito, S., Scretton, E.J., Shimeld, J.W., Stauffer, P.H., Taymaz, T., Teas, P.A., Tokunaga, T., 1998b. Site 1044 In: Moore, J.C., Klaus, A., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 171A*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 19–37. doi:10.2973/odp.proc.ir.171a.103.1998. ISSN: 0884-5883.
- Müller, R.D., Smith, W.H.F., 1993. Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates. *Journal of Geophysical Research* 98, 8275–8291.
- Müller, R.D., Cande, S.C., Royer, J.-Y., Roest, W.R., Maschenkov, S., 1999. New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean. In: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 39–55.
- Natland, J.H., 1984a. Occurrences of air-fall volcanic ash derived from the Lesser Antilles arc at Leg 78A drill sites. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 78A*. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B*, pp. 369–375. doi:10.2973/dsdp.proc.78a.115.1984.
- Newell, R.E., Kidson, J.W., Vincent, G., Boer, G.J., 1972. *The General Circulation of the tropical atmosphere*. Massachusetts Institute Technology Press, Cambridge.
- Paitson, L., Savit, C.H., Blue, M., Knox, W.A., 1964. Reflection survey at Barracuda fault. *Geophysics* 29, 941–950.
- Parra, M., Faugères, J.C., Grousset, F., Pujol, C., 1997. Sr–Nd isotopes as tracers of fine-grained detrital sediments: the South-Barbados accretionary prism during the last 150 kyr. *Marine Geology* 136, 225–243.
- Patriat, M., Pichot, T., Westbrock, G.K., Umber, M., Deville, E., Bénard, F., Roest, W.R., Loubrieu, B., the Antiplac cruise party, 2011. Evidence for Quaternary convergence between the North American and South American plates, east of the Lesser Antilles. *Geology* 39 (10), 979–982.
- Pedley, K., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., Lewis, K.B., 2010. Seafloor structural geomorphologic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty Indentation, New Zealand. *Marine Geology* 270, 119–138.
- Peter, G., Westbrock, G.K., 1976. Tectonics of the southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 60, 1076–1106.
- Pindell, J., Kennan, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, December 2–5, pp. 193–220.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K., Lorente, M.A., Pindell, J. (Eds.), *The geology and evolution of the region between North and South America*. Geological Society, London, Special Publication, expected late 2009.
- Pudsey, C.J., 1984. X-ray mineralogy of Miocene and older sediments from Deep Sea Drilling Project Leg 78A. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 78A-78B*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 325–342. doi:10.2973/dsdp.proc.78a.112.1984. ISSN: 0080-8334 CODEN: IDSDA6.
- Roest, W.R., Collette, B.J., 1986. The Fifteen-Twenty fracture zone and the North American–South American plate boundary. *Journal of the Geological Society of London* 143 (5), 833–843.
- Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research* 114 (B01411), 1–18. doi:10.1029/2008JB006008.
- Senn, A., 1940. Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean-Caribbean region. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 9 (24), 1548–1610.
- Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1957–1962.
- Speed, R.C., Larue, D.K., 1982. Barbados: architecture and implications for accretion. *Journal of Geophysical Research* 87 (b5), 3633–3643.
- Sumner, R.H., Westbrock, G.K., 2001. Mud diapirism in front of the Barbados accretionary wedge: the influence of fracture zones and North America–South America plate motions. *Marine and Petroleum Geology* 18, 591–613.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Watts, P., 2004. Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings. *Marine Geology* 203, 303–317.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools Released. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 79, 579.
- Westbrock, G.K., Masclé, A., Biju-Duval, B., 1984a. Geophysics and the structure of the Lesser Antilles forearc. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B*, pp. 23–38.
- Westbrock, G.K., Mauffret, A., Munschy, M., Jackson, R., Biju-Duval, B., Masclé, A., Ladd, J.W., 1984b. Seismic reflection ship tracks, depth to acoustic basement, depth to intermediate seismic reflectors, thickness of sediment above acoustic basement, thickness of sedimentary sequences above intermediate reflectors. 1984 In: Speed, R.C., Westbrock, G.K., et al. (Eds.), *Lesser Antilles arc and adjacent terranes, Atlas 10, Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas Series*. Marine Science International, Woods Hole, MA.
- Wright, A., 1984a. Sediment distribution and depositional processes operating in the Lesser Antilles intraoceanic island arc, eastern Caribbean. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B*, pp. 301–324.
- Wright, A., 1984b. Sediment accumulation rates of the Lesser Antilles intraoceanic island arc, deep sea drilling project Leg 78A. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B*, pp. 357–368.
- Wu, Q., 1990. Growth of the Orinoco deep sea fan in front of the Barbados Ridge accretionary complex. PhD thesis, University of Birmingham, UK, pp. 124.
- Xie, X., Mann, P., Escalona, A., 2010. Regional provenance study of Eocene clastic sedimentary rocks within the South America–Caribbean plate boundary zone using detrital zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 159–171. doi:10.1016/j.epsl.2010.01.009.
- Zinkevich, V.P., Magakyan, R., 1990. Tectonic settings and origin of Barracuda Ridge (Central Atlantic). *Geotectonics* 24 (6), 546–556.







# Evidence for Quaternary convergence across the North America–South America plate boundary zone, east of the Lesser Antilles

M. Patriat<sup>1</sup>, T. Pichot<sup>1</sup>, G.K. Westbrook<sup>1,2</sup>, M. Umler<sup>1</sup>, E. Deville<sup>3</sup>, F. Bénard<sup>3</sup>, W.R. Roest<sup>1</sup>, B. Loubrieu<sup>1</sup>, and the ANTIPLAC Cruise Party

<sup>1</sup>Ifremer (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer), Géosciences Marines, BP70, 29280 Plouzané, France

<sup>2</sup>School of Geography, Earth and Environmental Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, Birmingham B15 2TT, UK

<sup>3</sup>IFP Energies Nouvelles, 1-4 Avenue de Bois-Préau, 92506 Rueil-Malmaison, France

## ABSTRACT

**New seismic and bathymetric data reveal that the plate boundary zone between the North American and South American plates, east of the Caribbean, has occupied a >200-km-wide zone of localized basement uplift and folding, and of faulting of the sedimentary cover, during the early Pleistocene to Holocene. This zone, which includes the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, exhibits north-south compressional structures and continues eastward up to 500 km from the boundary of the Caribbean plate. A sequence of young turbidite-dominated sediments fills the basin between these two ridges and shows synsedimentary deformation; the base of the sequence is of early Pleistocene age, dated by biostratigraphic correlation with Deep Sea Drilling Project Site 27. Recent deformation in the turbidite-filled trough north of the Barracuda Ridge is shown by uplift of the seafloor at the crests of anticlines, across which the shallowest sediment layers thin or pinch out.**

## INTRODUCTION

We present new information on the nature and timing of deformation at the plate boundary zone (PBZ) between the North America (NAM) and South America (SAM) plates, east of the Caribbean plate (Fig. 1). This has continued to be one of the most enigmatic of PBZs, with only few, weak, and apparently randomly distributed earthquakes and no clear boundary marked by features that unambiguously owe their origin to motion between the NAM and SAM plates. Consequently, the location of the NAM–SAM boundary in the Atlantic has only been inferred, although the boundary is commonly drawn on maps of the Earth's tectonic plates.

The relative motion between the NAM and SAM plates has been estimated by comparison of reconstructions of the opening histories of the North and South Atlantic (Minster and Jordan, 1978; DeMets et al., 1990, 2010; Müller and Smith, 1993) and by models of present-day plate motion derived from global positioning system (GPS) data (Dixon and Mao, 1997; Sella et al., 2002; Argus et al., 2010). The poles of rotation lie in the region between the Mid-Atlantic Ridge and the Caribbean (Sella et al., 2002; Argus et al., 2010) for the past 3.16 m.y. (DeMets et al., 2010) (Fig. 1) and for most of the Tertiary (Müller and Smith, 1993). The proximity of the poles to any zone of relative motion between the two plates in this region implies weak rates and large variation in the direction of movement.

The past locations of the NAM–SAM–Africa triple junction have been identified, and it has been shown to have migrated northward from the margin of the Demerara Plateau (equivalent to the present-day Sierra Leone Fracture Zone) at the inception of motion between South America and Africa ca. 110 Ma to the region between the Marathon and Fifteen-Twenty Fracture Zones, at ca. 36 Ma (Roest, 1987; Müller and Smith, 1993). Identification of the approximate position of the NAM–SAM–Africa triple junction does not, however, define the position and shape or the tectonic nature of the NAM–SAM PBZ farther west. Although the discontinuities constituted by the fracture zones make them likely locations for the concentration of strain and displacement to accommodate the motion between the North and South American plates, any individual frac-

ture zone acting as the PBZ would need to accommodate left-lateral trans-tension near the Mid-Atlantic Ridge and transpression near the Caribbean.

The Barracuda Ridge and the Tiburon Rise, east of the northern part of the Lesser Antilles island arc at the eastern subduction boundary of the Caribbean plate, are made up of oceanic crust of chron 34–31 age (Westbrook, 1984; Westbrook et al., 1984; Müller and Smith, 1993), and probably originated as flanking transforms at the Mid-Atlantic Ridge. The abnormal height and width of the ridges, in comparison with those flanking the fracture zones farther east (Roest and Collette, 1986), and the large positive free-air gravity anomalies associated with them indicate that they have been uplifted and are out of isostatic equilibrium. Müller and Smith (1993) demonstrated that this could be a consequence of compression between the North and South America plates. The nature of the deformation, its timing and distribution, were not known when Müller and Smith's (1993) modeling was undertaken; information on these came from seismic and multibeam data from a cruise of R/V *L'Atalante* in January 2007.

## DESCRIPTION OF NEW SURVEY DATA

New multichannel seismic reflection, multibeam bathymetry, 3.5 kHz profiler, and magnetic data were acquired by the R/V *L'Atalante* between 11 and 22 January 2007 (Fig. 1). The seismic acquisition system comprised a 24-channel streamer with a group spacing of 12.5 m, and two generator injector (GI) air guns with a total volume of 300 in<sup>3</sup>. The data were stacked and were migrated using velocity functions similar to those used in this area for other seismic surveys (Bangs et al., 1990), modified locally to optimize imaging of the sediments and the top of the oceanic basement. This provided good seismic images when seafloor traveltimes were <2.5–3 s.

## STRUCTURE AND STRATIGRAPHY

The Tiburon Basin is located between the elevated topography of the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise, and contains two major sedimentary sequences separated by an unconformity (Fig. 2). This unconformity (red in Fig. 3A) marks the onset of a period of large differential uplift. The upper sequence is totally absent from the crests of the two ridges, but has a substantial thickness between them. The lower sequence almost conformably overlies the basement (Fig. 2). The upper sequence displays very well stratified and continuous reflectors, and shows large variations in thickness. It onlaps the unconformity where uplift of the oceanic basement of the southern flank of the Barracuda Ridge has deformed the sedimentary cover and similarly onlaps the Tiburon Rise to the south. The depositional geometry of the upper sequence is characteristic of turbidites that ~300 km farther south have been identified as being of Late Miocene–Quaternary age, originating mainly from the Orinoco Delta (Masclé et al., 1988; Sumner and Westbrook, 2001; Deville et al., 2003).

The lower sequence is only moderately well stratified; its lower part has a group of closely spaced reflectors. Correlation with the section drilled at Ocean Drilling Program (ODP) Site 672 indicates that they are likely Eocene turbidites. The age of the ocean crust here is close to that of oceanic magnetic chron 32 (Campanian, ca. 73 Ma) (Westbrook, 1984; Klitgord and Schouten, 1986). The Eocene turbidites in the lower part of the lower sequence onlap against small basement ridges that are between



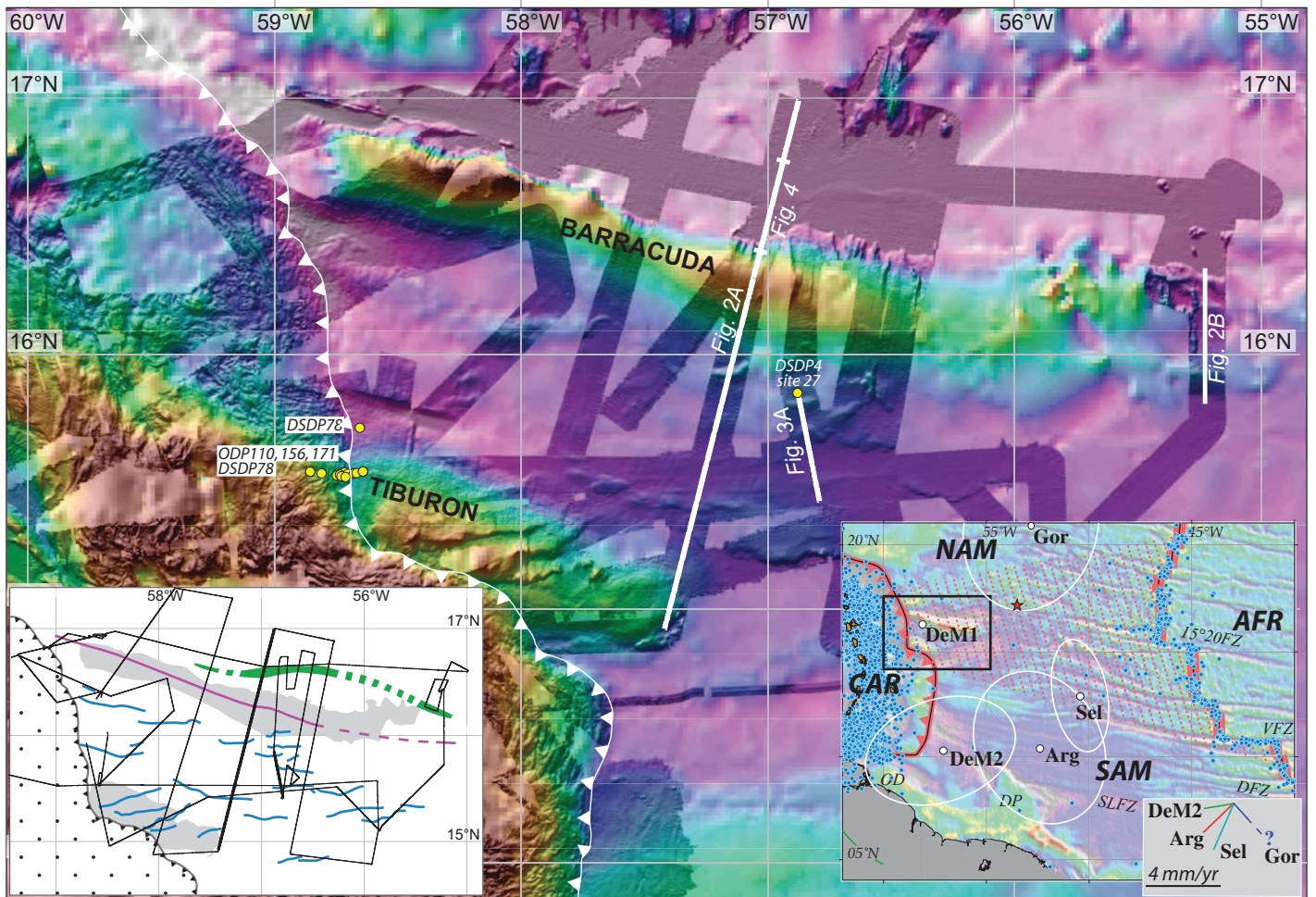


Figure 1. Morphology of seafloor from multibeam echosounder and satellite altimetry data. Thin white line marks front of accretionary wedge. Yellow circles correspond to Deep Sea Drilling Project (DSDP) and Ocean Drilling Program (ODP) wells. Inset map on right: free-air gravity with rotation poles and predicted movement of North America relative to South America for present, after (Sel) Sella et al. (2002); (Arg) Argus et al. (2010); and for past 3 m.y. (DeM1) DeMets et al. (1994); (Gor) Gordon (1998); (DeM2) DeMets et al. (2010). Red star corresponds to Müller and Smith's (1993) pole for period 10.4 Ma to present. Small blue dots are earthquakes of magnitude >2.5 for period 1973–2010 according to U.S. Geological Survey Earthquake database (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/database.php>). Plate boundaries are in orange. NAM—North America, SAM—South America, AFR—Africa, CAR—Caribbean, DP—Demerara Plateau, DFZ—Demerara Fracture Zone, SLFZ—Sierra Leone Fracture Zone, VFZ—Vema Fracture Zone, 15°20'FZ—Fifteen-Twenty Fracture Zone; OD—Orinoco Delta. Inset map on left: track plot of ANTIPLAC survey with summary of our structural interpretation. Two gray areas correspond to Barracuda Ridge and Tiburon Rise, depicted by seafloor shallower than 5000 m outside accretionary wedge (dotted area on left). Black lines are lines of seismic reflection sections acquired by R/V *L'Atalante* during ANTIPLAC cruise 2007. Green area is zone occupied by folded turbidites in Barracuda Trough. Blue lines are axes of uplift above basement ridges. Purple line is hinge of change of direction of dip of turbidites in lower sedimentary sequence.

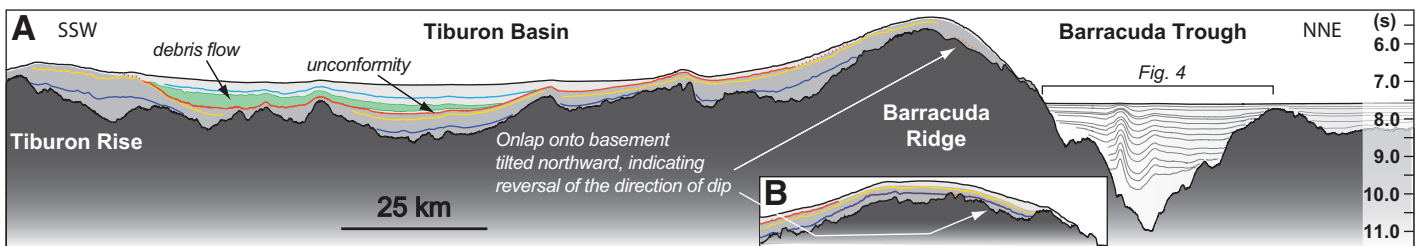
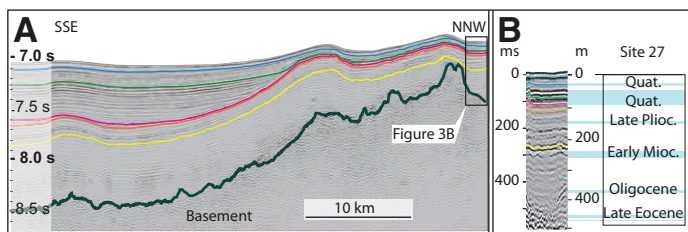


Figure 2. Interpreted line drawing of seismic section across Tiburon Rise, Tiburon Basin, Barracuda Ridge, and Barracuda Trough (location in Fig. 1). Acoustic basement is in dark gray, and lower of two sedimentary sequences, separated by unconformity (red line) of early Quaternary age, is in light gray. Large and widespread debris flow that overlies main unconformity between two sedimentary sequences is in green.



**Figure 3. A: Seismic section crossing Deep Sea Drilling Project (DSDP) Site 27. Red reflector corresponds to major unconformity that marks short period of rapid basement uplift relative to rate of sedimentation and is overlain by Quaternary sediments (mostly turbidites). Orange reflector just beneath red unconformity is prominent seismic reflector that is conformable with underlying sequence. B: Correlation of reflectors, especially red unconformity and orange regional marker, with intervals cored at DSDP Leg 4, Site 27, that are represented by pale blue rectangles with indications of their age (Bader et al., 1970; and this study). Quat.—Quaternary; Plioc.—Pliocene; Mioc.—Miocene; Up.—Upper.**

the Barracuda Ridge and the Tiburon Rise, but they rise up the flanks of the Tiburon Rise and Barracuda Ridge, changing their direction of dip from southward to northward as they cross the crest of the Barracuda Ridge to its northern side, where they locally onlap the southern sides of basement features (Fig. 2). These stratigraphic relationships indicate that the lower sequence was elevated after deposition by uplift of the Tiburon Rise and Barracuda Ridge. The local uplift of the unconformity over the small basement ridges, the onlap of the upper sequence onto the unconformity, and local uplift of the lower units of the upper sequence, including a widespread debris flow, over the basement ridges indicate that uplift of these ridges commenced about the time of the formation of the unconformity.

To establish the ages of the sedimentary sequences and, particularly, the unconformity that separates them, the seismic interpretation was tied to a drill site. Few drill sites exist in the area, and most of them are located in the frontal part of the accretionary wedge (Fig. 1). Only three wells, Deep Sea Drilling Project (DSDP) Leg 4, Site 27 (Bader et al., 1970), DSDP Leg 78A, Site 543 (Biju Duval et al., 1984), and ODP Leg 110, Site 672 (Masclé et al., 1988), were of value for stratigraphic correlation. We used DSDP Site 27 as our reference site, because it penetrates most of both major sediment sequences. Site 27 is located on the southern flank of the Barracuda Ridge, at a location where the upper sequence is thin (Fig. 3). The correlation of the reflection times of the horizons with the depths of the core samples at DSDP Site 27 was performed using a seismic velocity versus depth function derived from seismic velocity measurements made at ODP Sites 672 and 1044 (Hayward et al., 2003) in stratigraphic units and lithologies similar to those penetrated at DSDP Site 27, and from seismic experiments on the distal turbidites, at ~14°N (Sumner and Westbrook, 2001) (see Fig. DR1 in the GSA Data Repository<sup>1</sup>).

The biostratigraphy derived from the planktonic foraminifera described in the cores of DSDP Site 27 (Bader et al., 1970; Bolli, 1970) has been reevaluated, taking into account developments in foraminiferal stratigraphy since 1970. The outcome of reexamining the ranges of occurrences of the different foraminifera species on the dating of the unconformity is summarized in Figure DR2 in the Data Repository. The most useful age constraint is the maximum age of late Pliocene (3.6 Ma), slightly earlier than Zones Pl 4–Pl 5, for the interval cored between 141 and 150 m of the seafloor. Foraminifera in the shallower cores do not bring additional constraints as the

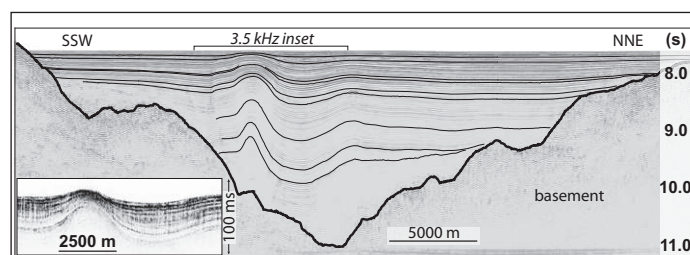
<sup>1</sup>GSA Data Repository item 2011286, Figure DR1 (depth of reflectors estimated from time-versus-depth curves derived from ocean bottom seismograph experiments) and Figure DR2 (summary of information on age at DSDP site 27 and the correlation with the orange unconformity), is available online at [www.geosociety.org/pubs/ft2011.htm](http://www.geosociety.org/pubs/ft2011.htm), or on request from [editing@geosociety.org](mailto:editing@geosociety.org) or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

species described have very wide range of occurrence, from late Pliocene (3.6 Ma) to Holocene. A late Pliocene minimum age constraint (base of Zone Pl 4–Pl 5) comes from a center bit sample collected between 93 and 141 m below seafloor (mbsf), but is likely to have come from the bottom of this range. A constant sedimentation rate of 40 m/m.y. since the late Pliocene, which is consistent with the biostratigraphic data, gives a 2.3 Ma age for the unconformity (orange reflector in relevant figures). While an age as old as 3.6 Ma cannot be excluded purely on the basis of the sampled fauna, the very high rate of sedimentation that would be required for the interval 93–141 mbsf and the absence of any indication of this in the seismic stratigraphy or lithology of core samples make it very unlikely.

The basement beneath the Barracuda Trough, to the north of the Barracuda Ridge, forms a deep and narrow trough, filled by more than 3 s two-way traveltime of sediments interpreted as turbidites (Birch, 1970; Embley and Ewing, 1970), overlying a thin layer, with transparent seismic facies, that directly overlies the basement (Fig. 4). The turbidite fill is very thick, despite its remote oceanic setting, but is consistent with the presence of distal turbidites from the Orinoco and Amazon Rivers into the trough of the Fifteen-Twenty Fracture Zone through the Vidal Channel and flowing westward into the Barracuda Trough (Birch, 1970; Embley and Ewing, 1970; Deville and Masclé, 2011). It was not possible, however, to make a direct seismic-stratigraphic correlation between the turbidites in the trough and those south of the Barracuda Ridge. The sediments are deformed by folds with steep axial planes that root in the deepest part of the basement trough (Fig. 4). Their crests form sinuous ridges of a few meters height above the surrounding seafloor (Fig. 1), and the thinning of the shallowest layers over these ridges and their onlap against them, as shown in the 3.5 kHz profiles (Fig. 4, inset), indicate that deformation is still active.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Deformation of Quaternary sediments is dominated by thrusting or thrust-related folding, all indicative of compression. GPS-derived global kinematic models for the present day (Dixon and Mao, 1997; Sella et al., 2002; Argus et al., 2010) and for the past 3 m.y. (DeMets et al., 2010) predict left-lateral transpression relative to the trend of the Barracuda Ridge, although a model derived from only Atlantic data for the past 3 m.y. predicts right-lateral transpression (Gordon, 1998). The three most recently determined NAM–SAM poles provide a spread of ~50° in the direction of NAM–SAM convergence at the Barracuda Ridge (Fig. 1). Relatively small differences in the positions of these poles have a large effect on the direction of motion, because of their proximity to the Barracuda Ridge. The amount of predicted strike-slip displacement parallel to Barracuda Ridge given by these three directions and rates (Fig. 1, right inset) ranges between 1 and 4 km for the 3 m.y. period. We have not observed obvious evidence for strike-slip deformation, but we cannot rule it out, as it is difficult to identify from widely spaced two-dimensional seismic profiles. It is possible that the deformation is partitioned into compressional and strike-slip components, with the strike-slip components being more cryptic in character. The predicted strike-slip displacement would be difficult



**Figure 4. Seismic section across Barracuda Trough. Inset in bottom left corner of section is image of 3.5 kHz sonar record from location indicated on seismic section that shows recent deformation of seafloor.**



enough to detect if concentrated in the Barracuda Trough and would be even more so if distributed throughout the region between the Barracuda Ridge and Tiburon Rise.

The position of the NAM–SAM pole from the widely used NUVEL1 model of DeMets et al. (1990), essentially superseded by that of DeMets et al. (2010), is near the center of Barracuda Ridge, and is clearly incompatible with the observed deformation there.

The distribution of Eocene turbidites indicates that the relief of the ridges was less in the Eocene, and their width smaller than today, with a different cross-sectional profile. Figure 2 shows an example of where the northward pinching out of Eocene to Miocene sediments against a former basement high now is in a northward-dipping sequence on the northern slope of the Barracuda Ridge. It indicates that what is now the crest of the Barracuda Ridge was formerly the southern flank of a smaller ridge, onto which Eocene to Miocene sediments lapped, presumably the original transform-flanking ridge before Quaternary deformation uplifted its southern flank.

The domain where present-day deformation is shown by our data set extends ~200 km from the Barracuda Trough to the Tiburon Rise. North of this domain, the data are scarce, whereas to the south, to our knowledge, existing data do not show evidence of such a deformation, except for Sumner and Westbrook's (2001) observation of mud diapirism and associated deformation aligned along fracture zones. This domain, with deformation spread over a large area, represents a diffuse plate boundary zone. While this is common in continental lithosphere, it is unusual in oceanic lithosphere. Another example, which shares similar characteristics to this area, is the region of the Europe-Africa plate boundary zone, southwest of Iberia, where the convergence rate is ~4 mm/yr and a combination of strike-slip and compressional deformation is spread across a 300-km-wide zone (e.g., Hayward et al., 1999).

According to our data, the Quaternary deformation episode is the strongest recorded in the Barracuda area, although convergence between the NAM and SAM over this period represents only a small part of the cumulative convergence since the Late Cretaceous, most of which occurred in the Early Eocene, when the NAM–SAM–Africa triple junction was between the Doldrums and Vema Fracture Zones (Müller and Smith, 1993). This earlier deformation, although recorded in the Eocene strata of the Barracuda area, probably finds its strongest expression south of 13°N.

To conclude, observations of heterogeneous crustal deformation in the region of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise indicate that the western portion of the boundary zone between the NAM and South America plates is at least 200 km wide and has undergone north-south compression since ca. 2.3 Ma.

#### ACKNOWLEDGMENTS

We thank Isabella Premoli Silva for discussion and her reevaluation of the biostratigraphy derived from the planktonic foraminifera described in the cores of Deep Sea Drilling Project Site 27, which helped to better constrain the timing of deformation.

#### REFERENCES CITED

- Argus, D., Gordon, R., Heflin, M., Ma, C., Eanes, R., Willis, P., Peltier, W.R., and Owen, S., 2010, The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's center from space geodesy: *Geophysical Journal International*, v. 180, p. 913–960, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x.
- Bader, R.G., Gerard, R.D., Benson, W.E., Bolli, H.M., Hay, W.W., Thomas Rothwell, W., Jr., Ruef, M.H., Riedel, W.R., and Sayles, F.L., 1970, Site 27, in *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 4*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 93–123.
- Bangs, N.L.B., Westbrook, G.K., Ladd, J.W., and Buhl, P., 1990, Seismic velocities from the Barbados Ridge complex: Indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 8767–8782, doi:10.1029/JB095iB06p08767.
- Biju Duval, B., Moore, J.C., and Shipboard Scientific Party, 1984, Site 543: Oceanic reference site east of the Barbados ridge complex, in *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 78A*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 227–293, doi:10.2973/dsdp.proc.78a.1984.

- Birch, F., 1970, The Barracuda fault zone in the western North Atlantic: Geological and geophysical studies: *Deep-Sea Research*, v. 17, p. 847–859.
- Bolli, H.M., 1970, The foraminifera of Sites 23–31, Leg 4, in *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 4*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 577–643, doi:10.2973/dsdp.proc.4.125.1970.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., 1990, Current plate motions: *Geophysical Journal International*, v. 101, p. 425–478, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x.
- DeMets, C., Gordon, R.G., and Argus, D.F., 2010, Geologically current plate motions: *Geophysical Journal International*, v. 181, p. 1–80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Deville, E., and Mascle, A., 2011, The Barbados Ridge: A mature accretionary wedge in front of the Lesser Antilles active margin, in Bally, A.W., and Roberts, D.G., eds., *Phanerozoic regional geology of the world*: Elsevier.
- Deville, E., Mascle, A., Guerlais, S.-H., Decalf, C., and Colletta, B., 2003, Lateral changes of frontal accretion and mud volcanism processes in the Barbados accretionary prism and some implications, in Bartonini, C., et al., eds., *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean. Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, p. 656–674.
- Dixon, T.H., and Mao, A.L., 1997, A GPS estimate of relative motion between North and South America: *Geophysical Research Letters*, v. 24, p. 535–538, doi:10.1029/97GL00284.
- Embley, R.W., and Ewing, J.I., 1970, The Vidal deep-sea channel and its relationship to the Demerara and Barracuda abyssal plains: *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, v. 17, p. 539–552, doi:10.1016/0011-7471(70)90066-5.
- Gordon, R.G., 1998, The plate tectonic approximation: Plate non rigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 26, p. 615–642, doi:10.1146/annurev.earth.26.1.615.
- Hayward, N., Watts, A.B., Westbrook, G.K., and Collier, J.S., 1999, A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Gorringer Bank region, eastern North Atlantic: *Geophysical Journal International*, v. 138, p. 831–850, doi:10.1046/j.1365-246x.1999.00912.x.
- Hayward, N., Westbrook, G.K., and Peacock, S., 2003, Seismic velocity, anisotropy, and fluid pressure in the Barbados accretionary wedge from an offset vertical seismic profile with seabed soundings: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, 2515, doi:10.1029/2001JB001638.
- Klitgord, K.D., and Schouten, H., 1986, Plate kinematics of the central North Atlantic, in Vogt, R., and Tuhcholke, B.E., eds., *The western North Atlantic region*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. M, p. 351–404.
- Mascle, A., Moore, J.C., and Shipboard Scientific Party, 1988, Site 672, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A, Initial report, Volume 110*: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 205–310.
- Minster, J.B., and Jordan, T.H., 1978, Present-day plate motions: *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 5331–5354, doi:10.1029/JB083iB11p05331.
- Müller, R.D., and Smith, W., 1993, Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 8275–8291, doi:10.1029/92JB02863.
- Roest, W.R., 1987, Seafloor spreading pattern of the North Atlantic between 10° and 40° N: *Geologica Ultraiectina*, v. 48, 121 p.
- Roest, W.R., and Collette, B.J., 1986, The Fifteen-Twenty fracture zone and the North American–South American plate boundary: *Geological Society of London Journal*, v. 143, p. 833–843, doi:10.1144/gsjgs.143.5.0833.
- Sella, G.F., Dixon, T.H., and Mao, A., 2002, REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 1–31, doi:10.1029/2000JB000033.
- Sumner, R.H., and Westbrook, G.K., 2001, Mud diapirism in front of the Barbados accretionary wedge: The influence of fracture zones and North America–South America plate motions: *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 591–613, doi:10.1016/S0264-8172(01)00010-1.
- Westbrook, G.K., 1984, Magnetic lineations and fracture zones, in Speed, R.C., et al., eds., *Lesser Antilles Arc and adjacent terranes: Ocean Margin Drilling Program regional atlas series, Volume 10*: Woods Hole, Massachusetts, Marine Science International, sheet 5.
- Westbrook, G.K., Mascle, A., and Biju Duval, B., 1984, Geophysics and the structure of the Lesser Antilles Forearc, in Biju-Duval, B., et al., eds., *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 78A*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 23–38.

Manuscript received 6 January 2011  
Revised manuscript received 19 May 2011  
Manuscript accepted 20 May 2011

Printed in USA



**Supplementary figure captions**

Figure DR1. Depth of reflectors estimated from time-versus-depth curves derived from OBS seismic experiments at ODP site 672 and at 14°30'N, 57°30'W. Vertical crosses show the cumulative travel times derived from velocity measurements made on core samples from ODP hole 672A. Diagonal crosses show the cumulative travel times derived from velocity measurements made on core samples from ODP hole 672A, after correction for the in-situ pressure and temperature of the pore water. The limits of picking errors on the two reflectors are plus or minus half the dominant period of the seismic wavelet.

Figure DR2. Age/Depth graph summarizing information on the increase of age with depth at DSDP site 27, as updated from Bader et al. (1970) in this study (see text for details), and the correlation with the red unconformity, marking the onset of a period of rapid basement uplift, and the deeper orange reflector, which is prominent regional marker horizon. The widths of the coloured bars marking each of these two reflectors is equal to the combined uncertainty introduced by error in picking the reflectors and depth conversion with the two time-depth functions illustrated in supplementary figure 1. The time-depth function derived from the area of ODP Site 672, which gives shallower depths, is likely to be more appropriate than that derived from the site at 14° 30' N in a distal turbidite sequence. Green solid line corresponds to a 40 m/Ma accumulation rate (without decompaction). Grey rectangles correspond to DSDP site 27 cored intervals with their biostratigraphically determined age ranges. (The largest rectangle corresponds to species recovered in a center bit sample in between 93 and 141 m, but which is likely to have come from the bottom of this range). The 0.2 Ma error bar is an indication of the error due to the uncertainty in the time/depth conversion. It does not take into account other errors, such as the uncertainty in the sedimentation rate.

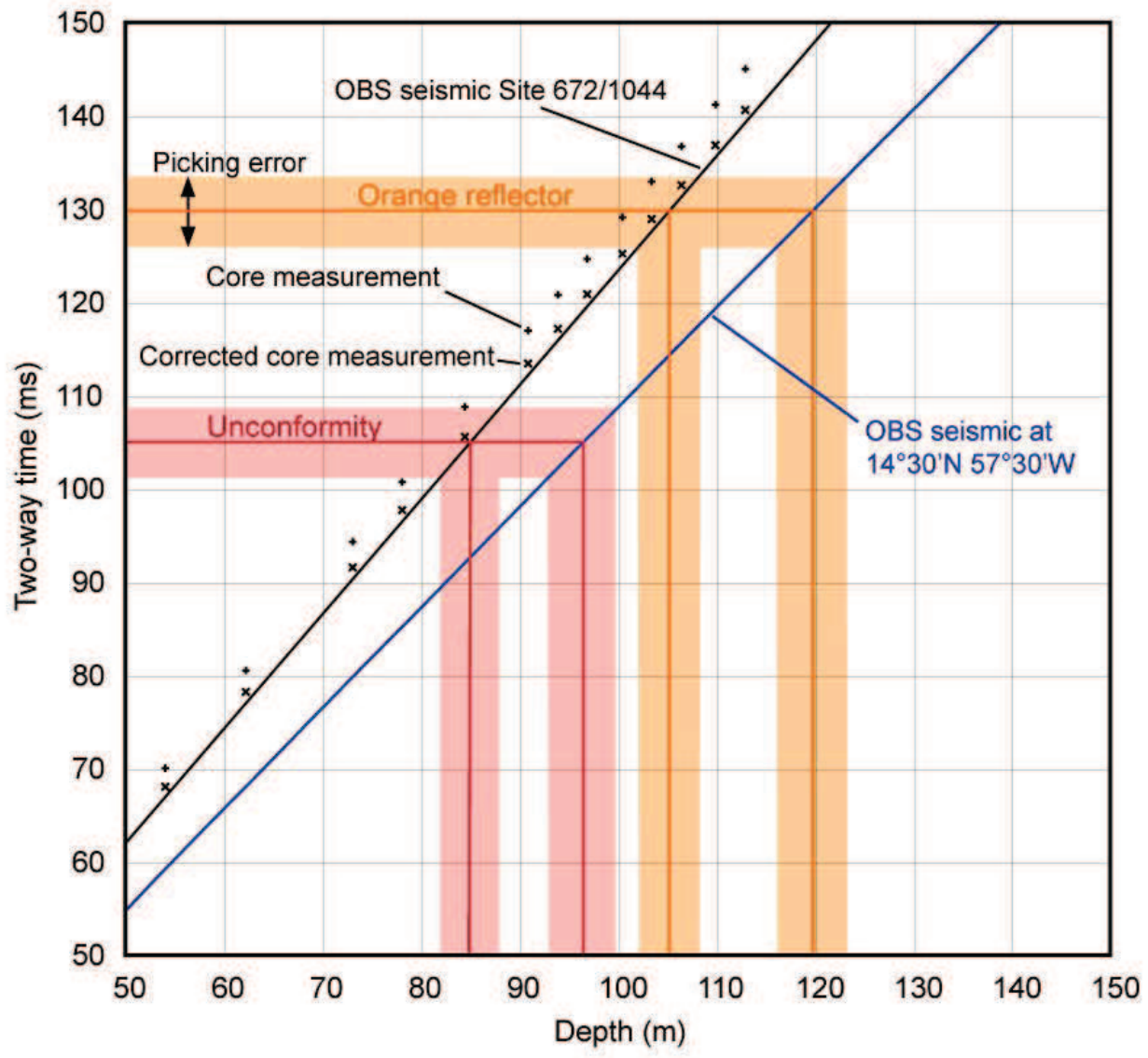


Figure DR1

