



HAL
open science

Les interactions ” tectonique et sédimentation ” entre le front du prisme de la Barbade et le delta de l’Orénoque

Crelia Padron de Carillo

► To cite this version:

Crelia Padron de Carillo. Les interactions ” tectonique et sédimentation ” entre le front du prisme de la Barbade et le delta de l’Orénoque. Sciences de la Terre. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2007. Français. NNT: . tel-00289762

HAL Id: tel-00289762

<https://theses.hal.science/tel-00289762>

Submitted on 23 Jun 2008

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.



Université Joseph Fourier, Grenoble I et Institut Français du Pétrole

Thèse présentée pour obtenir le titre de:

Docteur en Géologie

**Les interactions « tectonique et sédimentation » entre
le front du prisme de la Barbade et le delta de l'Orénoque**

PAR:

CRELIA PADRON DE CARRILLO

Soutenue le 06 septembre, 2007

Devant le Jury d'examen composé de:

Marc TARDY	Président, Pr Université de Savoie
Bernard Mercier de Lépinay	Rapporteur, Pr Géosciences Azur
Christian BECK	Rapporteur, Pr Université de Savoie
Siegfried LALLEMANT	Examineur, Pr Université de Cergy Pontoise
Alain MASCLE	Examineur, Pr ENSPM-IFP
Eric DEVILLE	Promoteur-IFP, IFP
Pascale HUYGHE	Directeur de thèse, Mc Université de Joseph Fourier
Georges MASCLE	Directeur de thèse, Pr Université de Joseph Fourier

RESUME

Ce manuscrit résume des travaux de recherche effectués durant mon travail de thèse qui s'est déroulé en plusieurs étapes. La première partie de ce travail a consisté en une interprétation de l'ensemble des données sismiques disponibles documentant la zone Sud du Prisme de la Barbade*. La deuxième partie, a consisté à analyser la déformation (étude structurale et cinématique) du sud du Prisme de la Barbade et la dernière partie a été consacrée à l'analyse des structures profondes.

La problématique abordée dans le cadre de cette thèse a porté sur l'étude des structures géologiques développées en domaine sous-marin et fortement dépendantes de la sédimentation. Ces structures concernent à la fois des zones compressives et des zones extensives. Nous avons tenté de définir les liens génétiques entre la nature et l'architecture des dépôts, et la géométrie et le développement des structures, ceci à partir de l'interprétation des données acquises lors de la Campagne CARAMBA, des profils des campagnes VEN et AN, et de deux forages situés sur la plate-forme.

L'analyse sismostratigraphique nous a permis d'identifier sept unités sismiques qui ont été repérées sur la plate-forme et dans la partie sud du prisme de la Barbade, et de mieux comprendre la chronologie des événements et la cinématique de la déformation. La nature des dépôts (faciès sismiques), leur distribution, et leur migration au cours du temps apparaissent étroitement associés à la déformation. Le développement d'un réseau de chenaux, le volcanisme de boue, et la localisation des zones d'érosion ont constitué d'autres éléments pour préciser l'évolution tectono-sédimentaire. Ceci a permis de distinguer 2 grandes zones distinctes (1 et 2) à partir de l'analyse des faciès sismiques. L'essentiel des zones d'érosion ont été identifiées dans la zone 1. Ces érosions sont à relier à l'activation des structures internes (jeux des failles très forts) et à l'activité du volcanisme de boue. Les dépôts « chaotiques » (coulées de boue, glissements en masse) qui jalonnent la faille 5, participent à l'érosion et alimentent la sédimentation plus au nord. La distribution des chenaux est induite par l'hydrodynamisme des pentes (foresets) du delta de l'Orénoque, puis contrôlée par la déformation progressive du prisme d'accrétion.

A partir de l'étude structurale, nous avons proposé que la déformation migre du nord-est vers le Sud-Ouest à raison d'environ 0.7 cm/an, depuis le Pléistocène. Par ailleurs, nous avons constaté que l'orientation de ces structures superficielles est indépendante des structures profondes. D'après les mécanismes au foyer et l'orientation des contraintes associées, les déformations profondes sont opposées à celles analysées en surface. L'épaisseur de la croûte continentale tend à augmenter vers le SE en même temps que l'épaisseur de la couverture sédimentaire tend à se réduire. L'activité des failles de la plate-forme crétacée a joué un rôle important dans la création d'espace d'accommodation pour les dépôts sédimentaires.

ABSTRACT

This manuscript summarises the research work performed during this thesis, which composed of several parts. The first part, consist of an interpretation of seismic data available documenting the Southern zone of the Prism of Barbados. The second part, consist of an analysis of the deformation (structural study and kinematics) and the last part contains the analysis of the underlying structures.

The approach used in this work attempts to analyse geological structures developed underwater and strongly dependent on sedimentation. These structures are formed in compressive and extensive domaines. We tried to define the genetic bonds between the nature and the architecture of the deposits and the geometry and the development of the structures, from data interpretation gathered at the time of CARAMBA survey, of the profiles of surveys VEN and AN, and two drillings located on the platform.

The sismostratigraphic analysis enabled us to identify seven seismic units which were located on the platform and in the southern part of the prism of Barbados, and to understand the chronology of the events and the kinematics of deformation. The nature of the deposits (seismic facies), their distribution, and their migration in the course of time appears closely associated with deformation. The development of a network of channels, shale-diapirism, and the localization of the erosion zones constituted other elements to specify the tectono-sedimentary evolution. This permitted to identifie deux zones (1 & 2) from seismic facies analysis. Essentially, the majority of the erosion zones were identified in zone 1. These erosion zones are connected to the activation of the internal structures (very strong faults offset). The "chaotic" deposits (mud flows, slips in mass) which mark out fault 5, take part in erosion and feed sedimentation in north. The distribution of the channels is induced by the slopes hydrodynamism (foresets) of the Orenoque delta, and then is controled by the progressive deformation of accretionary prism. From structural study, we proposed that the deformation migrates towards southwest, at a rate of 0.7cm /yr after Pleistocene. In addition, we are noted that structures profonds are independent of the surface structures. According to the focal mechanisms, the underlying structures are opposed to those analyzed on the surface. The thickness of the continental crust tends to abroad towards the SE at the same time as the thickness of sedimentary cover tends to be reduced. The activity of the faults of the cretaceous platform played an important part in space creation for the sedimentary cover.

RESUMEN

Este trabajo resume las diferentes etapas desarrolladas durante mi tesis doctoral. La primera parte consistió en la interpretación y correlación de datos sísmicos disponibles al sur del prisma de Barbados. La segunda parte, consistió en el análisis de la cinemática de la deformación y la última parte, en el análisis de las estructuras profundas.

El tema planteado en ésta tesis fué el análisis de las estructuras geológicas desarrolladas en dominio marino y fuertemente dependientes de la sedimentación. Estas estructuras contienen a su vez zonas compresivas y zonas extensivas. Por un lado tratamos de definir la afinidad genética entre la naturaleza de los depósitos, y por otra parte la geometría y el desarrollo de las estructuras. A partir de la interpretación de datos adquiridos durante la campaña CARAMBA, perfiles VEN y AN, y dos pozos ubicados en la plataforma.

El análisis sismo-estratigráfico permitió identificar siete unidades sísmicas, las cuales fueron cartografiadas desde la plataforma hasta el sur del prisma de Barbados, permitiéndonos comprender la cronología de los eventos y la cinemática de la deformación. La naturaleza de los depósitos (facies sísmicas), su distribución y su migración en el tiempo sugieren estar estrechamente asociados a la deformación. El desarrollo de una red de canales, diapirismo de barro, y la localización de zonas de erosión forman parte de los elementos para precisar la evolución tectono-sedimentaria. Esto nos permitió distinguir 2 grandes zonas (1 y 2) a partir del análisis de facies sísmica.

Las zonas de erosión se identificaron en la zona 1. Estas zonas de erosión están asociadas a la activación de estructuras internas (saltos de fallas fuertes) e intrusiones diapíricas. Los depósitos "caóticos" (coladas de barro; flujos turbidíticos, gravidez, etc...) que limitan la falla 5, colaboran en algunos casos con los procesos erosivos y la sedimentación más al norte. La distribución de canales es controlada, al principio por el hidrodinamismo de las pendientes del delta del Orinoco, y posteriormente por la influencia de la deformación progresiva. La orientación de las estructuras morfológicas (diapiros, canales-cañones y zonas asociadas a la erosión) nos permitieron proponer un modelo de evolución tectónica para el sur del prisma de Barbados. A partir del análisis estructural, proponemos que la deformación migra del nor-este hacia el sur-oeste a una velocidad de 0.7cm/a después del Pleistoceno.

Por otro lado, observamos que la orientación de las estructuras superficiales interpretadas en la sísmica de reflexión 2D, es independiente de las estructuras profundas. Luego de realizar analizar los mecanismos focales del área, observamos que el movimiento de las estructuras profundas es perpendicular al de las estructuras interpretadas a nivel de la corteza superficial. El espesor de la corteza continental tiende a aumentar hacia el SE al mismo tiempo que el espesor sedimentario tiene a reducirse. La actividad de las fallas en la plataforma cretácica juega un papel importante en la creación de espacio para la cobertura sedimentaria.

TABLE DE MATIERES

RESUME	I
ABSTRACT	III
TABLE DE MATIERES	VII
REMERCIEMENTS	IX
AVANT-PROPOS	1
CHAPITRE 1: INTRODUCTION	3
1.1. CONTEXTE SCIENTIFIQUE	3
1.2. PROBLÉMATIQUE ABORDÉE DANS LE CADRE DE LA THESE	3
1.3. DONNES UTILISEES	4
1.4. CARTOGRAPHIE BATHYMETRIQUE EM12	8
1.5. SISMIQUE REFLEXION	8
1.6. ECHO SONDAJE 3.5 kHz	10
1.7. TRAVAUX PRECEDENTS	10
1.8. METHODE D'ETUDE	11
CHAPITRE 2: CADRE GEOLOGIQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES	13
2.1. PRESENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE	13
2.2. CADRE GEOLOGIQUE	13
2.3. ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA PLAQUE CARAÏBE	17
2.4. CARACTERISTIQUES DE LA PLAQUE CARAÏBE	18
2.4.1. Limite Sud-Est de la Plaque Caraïbe	18
2.4.2. Sismicité	19
2.4.3. Tomographie:	19
2.5. PLATE-FORME DU DELTA DE L'ORENOQUE	21
2.5.1. Delta de l'Orénoque	21
2.5.2. Caractéristiques du Delta de l'Orénoque	24
2.6. LE PRISME D'ACCRETION DE LA BARBADE	28
CHAPITRE 3: STRATIGRAPHIE-SISMIQUE	33
3.1. CORRELATION DES PROFILS SISMIQUES DISPONIBLES ET AGE DES UNITES	33
3.2. FACIES SISMIQUES ET PARTICULARITES DES UNITES V, VI ET VII	41
3.3.- DEFINITIONS DES FACIES SISMIQUES ET DES TERMINAISON LATERALES DES REFLECTEURS	49
3.3.1. Des Corps Stratifiés	49
3.3.2. Zones "sourdes":	50
3.3.3 Mass-Flows et Debris-Flows	50
3.3.4. Volcans et Coulées de Boue « Volcan de boues »	51
3.3.5. Glissements en Masse	51
3.3.6. Surfaces d'érosion	52
3.4.- ANALYSE DES FACIES SISMIQUES ET DES TERMINAISON LATERALES DES REFLECTEURS, CARTOGRAPHIE DES CORPS SEDIMENTAIRES	53
3.4.1.- Analyse et Interprétation des Corps Sédimentaires	57
3.4.1.1.- Erosion	57

3.4.1.2.- Glissement en masse:	66
3.4.1.3.- Volcans de boue:.....	67
3.4.1.4.- Chenaux	67
3.4.1.5.- Localisation et évolution des Chenaux	68
CHAPITRE 4. CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS DU PRISME / EVOLUTION TECTONIQUE	71
4.1.- ORIENTATION DES STRUCTURES.....	71
4.2.- MIGRATION PROGRESSIVE DE LA DEFORMATION.....	73
4.3.- PERIODES DE DEFORMATION	81
4.4.- RACCOURCISSEMENT	86
4.5.- RESTAURATION EN CARTE	91
4.6.- CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION.....	96
4.7.- ARCHITECTURE DES DEPOTS DES BASSINS TRANSPORTES	101
CHAPITRE 5 : LA ZONE DE FAILLE DE L'ORENOQUE (OFDZ) : ZONE DE CONTACT ENTRE LE PRISME ET LA MARGE DU VENEZUELA	109
5.1.- AGE DES DEFORMATIONS	113
5.2.- QUANTIFICATION DES DEFORMATIONS : RACCOURCISSEMENT OU EXTENSION	115
5.3.- APPORTS DES DONNEES DE GEOPHYSIQUE PROFONDE	117
5.3.1.- APPORTS DE LA GRAVIMETRIE.....	117
5.3.2.- APPORTS DE LA SISMICITE	126
CHAPITRE 6: CONCLUSIONS.....	131
6.1.- STRATIGRAPHIE	131
6.1.1.- Séquences et Inter- Séquences.	131
6.1.2.- Particularités et distribution des unités V, VI et VII	133
6.1.3.- Cartographie des corps sédimentaires	134
6.1.4.- Relations Tectonique-Sédimentation dans les zones 1 et 2.	136
6.2.- ASPECTS STRUCTURAUX	136
6.2.1.- Cinématique des structures.....	136
6.2.2.- Mouvement relatif des Structures	137
6.2.3.- Migration de la déformation	138
6.2.4.- Raccourcissement	138
6.3.- BASSINS DE TYPE PIGGY – BACK.....	139
6.4.- STRUCTURES PROFONDES	139
6.4.1.- Gravimétrie	139
6.4.2.- Séismicité:	139
7. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	142
8. ANNEXES	153
9. PLANCHES	179

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je voudrais remercier mes directeurs de thèse avec qui j'ai pu avoir toutes les discussions techniques concernant le sujet, pour leur tolérance et confiance en moi, et surtout leur amitié et la compréhension qu'ils m'ont offertes pendant mon séjour en France. J'ai été très touchée de la compréhension relative à toutes les difficultés que j'ai dû affronter depuis que je suis arrivée en France (politique, économique, et le plus important « la langue »). Merci Pascale Huyghe, Georges Mascle et Eric Deville. Ici, je ferai une petite parenthèse pour exprimer mes remerciements les plus profonds et les plus sincères à Pascale de m'avoir accueillir en famille. Merci à Eric et toute sa famille, sa femme (Natacha) et ses enfants (Thibaut et Thomas) qui m'ont gentiment accueilli chez eux. Je voudrais vous dire que vous serez chez vous chez moi là où les oiseaux chantent toujours.

Je remercie l'Institut Français du Pétrole (IFP) spécialement Bernard Colleta d'avoir mis en marche ce projet et apuré son financement. Merci de votre confiance!. Je voudrais aussi étendre mes remerciements tout le département de Géochimie - Géologie et Géophysique de l'IFP spécialement : Jean-Luc Rudkiewicz, Didier Granjeon, Jean Claude Le Comte, Nadine Ellouz, Isabelle Moretti, William Sassi, Jean Marc Daniel, Jean Luc Faure, Caroline Sulzer, Patrick Le Foll et Emily Albouy et Elisabeth Jacquet.

Un grand merci également à toutes les personnes avec lesquelles j'ai pu partager pendant la campagne CARAMBA 2001-2002, spécialement Alain Mascle, Julién Schmitz et Sophie Guerlais, par toutes les discussions techniques.

Merci au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA), à ses directeurs (Marc Tardy, Arnaud Pecher et Olivier Vidal), au personnel technique et administratif, spécialement : Mathieu Corazzi et Rodolphe Pinon, Martine Barraud (qui n'est plus au LABO) Sylvianne Flammier et bien sur Claudie, Claudine, Pascale Talour. Aux copains de Labo: (LGCA et LGIT / Grenoble-Chambéry) : Aurélien, Anne, Bruno, Valérie et leurs enfants, Reinaldo, Jean Christophe, Vincent, Stéphane, Mikaël, Bardhul, Marion, Jéjé, Jérémie « le blond », François, Thomas, Brice, Yvis, François Durand, Florent. A tous ceux que j'aurai pu oublier, je vous demande de m'excuser et de vous sentir associés à ces remerciements.

Merci aux à notre petite communauté latine du LGCA et collatéraux ; Andrea Amortegui et Sergio (el flaco), Jorge, Carlita, Mauricio et Isabel, avec lesquels j'ai partagé quelques moments de « solidarité-latine ». Je vous remercie mes amis !

À Bill (Christian Beck), Marie-Jo et sa jolie famille qui nous ont reçus avec beaucoup d'affection et qui nous ont toujours soutenus. Merci à eux et à leurs amis (Hélène et Yann) d'avoir fait de notre passage en France un séjour plus amical!

Merci aux professeurs Peter Van der Beek, Jean-Louis Mugnier, Christophe Basile, Gilles Ménard, Jérôme Lave et Jean-Claude Hippolite, avec lesquels j'ai pu avoir de discussions techniques sur mon travail. Merci aussi à leurs qui ont apporté leur soutien moral Manu (Emmanuel Martelat), Jean-Pierre Boullin, François Jouanne, Manuel Muñoz et Henriette Lapiere qui nous a quittés l'année dernier.

Merci à ma famille Chambérienne, Sylvie, Miguel, Manuel et Etienne Tomsena qui nous ont accueillis en famille et à nos bien aimés Eva-Luz, Josefo et leurs « Chamacos » (Rafael et Diego) qui sont notre extension au Mexique!!!

Merci aux amis musiciens pour nous avoir bien accueilli et nous avoir fait sentir comme chez nous: Jean-Paul et Christine, Nicole et Phillippe Bard, Cécile, Alain Romain et sa famille, Octavio et bien sur notre aimé Pino « Giuseppe Patrucco » et Marie-Agnès, leurs amis : Marie-Antoinette, Alain. Merci aussi à Silvia, Herbé, Conrado et leurs amis !

Merci encore aux autres amis non musiciens: Phillippe Lesage ; Edelmira et ses filles ; Fabien, Cécile, Mariette et Clémentine !. Jérôme ; Chloé et Maëll. Et à mes amis parisiens, Benjamin et Cyril de leur patience à comprendre mon français !

Merci aussi à mes amis d'autres terres : Maru avec qui j'ai commencé et surtout je continue à tisser une jolie amitié. A "los panas" Arjan Kamp et Carolina ceux qui depuis tellement loin restent proches de nous. A mon ami Abraham, Maria de los Angeles, sa femme, et sa petite puce Angeles Sofia et le prochain invité ; Raymi et Karin. Merci d'avons partagé votre temps et votre amitié avec nous pendant notre séjour en France. Avec vous je ne me suis jamais senti loin de chez moi ! Sauf pour les perroquets tous les matins !!!

Merci aussi à mes amis d'ici, de ce côté du monde où la petit chaleur du tropique nous rend très particuliers « mis panas » ceux qui ont été frères inconditionnels malgré la distance qui nous séparait Miguelito, Marfita, Sarita et Chema, Adriana ; Miguel Silva et Marialex, Liselothé, Romary, Dorian, Franck Audemard, et Gladys Amado.

Merci à l'université Simón Bolivar, qui m'a accepté en qualité de maître de conférence, en faisant confiance à ma personne et en pariant que j'allais pouvoir conclure tous les compromis déjà acquis. Dans cette institution tellement respecté au Vénézuéla, je voudrais remercier à tous les professeurs pour leur soutien et leur considération, spécialement la Prof. Milagrosa Aldana, chef du département, lorsque j'ai intégré cette équipe admirable. Je la remercie pour toute la considération et du soutien, non seulement professionnel mais personnel en vers moi. Merci encore aux professeurs Carlos Izarra et María Inés Jacomé, qui m'ont offert tout le soutien logistique et technique, à José Regueiro (Pepe), Vincenzo Constanzo, Jorge Mendoza, par son soutien moral dans mes moments de crise... Merci enfin au professeur José Méndez (Université Central de Venezuela) pour toutes les discussions technique.

Merci à mes étudiants qui m'ont soutenue et m'ont supportée toute cette année à l'Université Simón Bolivar (USB) spécialement Luis Alejandro, Daniel et Sary.

La famille : est pour moi le pilier fondamental d'un développement émotionnel et spirituel excellent. À mon avis, c'est la forteresse de la société. Je la remercie de sa patience et de son endurance à supporter un certain sentiment d'abandon dont je les prie de m'excuser. En particulier mon père, qui a reçu des moments tellement difficiles ces dernières années. A mes sœurs et leurs familles. Maria, Chiris et Nara ; Cuchita

(Emma), Esteban (Pipo) mon neveu Estebetica, et mes nièces Claudia et Amelia avec lesquels je n'ai pas pu assez partager par manque de temps. A mes tantes Maria, Arelys, Luisa) et cousins ceux qui ont calmé mes moments d'angoisse et m'ont consacré du temps en sacrifiant beaucoup de choses pour s'occuper de mon père lorsque j'étais loin, merci du fond du cœur.

A mon autre famille, mes beaux-parents, Pedro et Elena, pour leur aide et le temps consacré à Paula Margarita qui m'a permis d'avancer dans la rédaction de ma thèse. À mes beaux-frères (Marcos-Karin ; Peche ; Isabel - Marcus et leurs enfants) que je remercie pour tout le soutien qu'ils nous ont offert dès notre arrivée au Vénézuéla...

Merci à tous les autres parents du côté d'Eduardo, qui m'ont apporté moralement leur soutien moral Tíita et Esther ! Les cousins, Sonia, Manuel José, Maria del Carmen, Maria Isabel, Gaby. Fer...

En fin je remercie très spécialement ceux de mon nid familial Eduardo et Paula Margarita, mes amours et la meilleure partie de ma vie, auxquels je n'ai pas pu consacré tout le temps et tout l'amour que j'aurai souhaité leur prodiguer. Je voudrais m'excuser pour tout, et vous remercier de leur PATIENCE.

*À "La Famille" comme pilier fondamentale de toute personne et société.
En speciel á la mienne pour me soutenir pour atteindre mes buts...
Sans eux je n'aurais pas pu finir c'est boulo*

AVANT-PROPOS

Ce manuscrit résume des travaux de recherche effectués durant mon travail de thèse qui s'est déroulé en plusieurs étapes.

Dans un premier temps, j'ai participé en Décembre 2001-janvier 2002 à la campagne en mer Caramba effectuée par N/O l'Atalante de l'IFREMER, dans le sud-est Caraïbe, dans les eaux de la Barbade, de Trinidad et Tobago, et du Venezuela. J'ai participé à cette mission océanographique en tant qu'Observateur du Venezuela, représentant la compagnie pétrolière Vénézuélienne (PDVSA). Par la suite, j'ai fait une demande auprès de l'Institut Français du Pétrole et de l'Université de Grenoble pour pouvoir participer à l'exploitation de ces données dans le cadre d'une thèse.

Dans une seconde étape, je suis venue en France en Janvier 2003 où je me suis inscrite en thèse à l'université Joseph Fourier (Grenoble, I) en une co-tutelle avec l'IFP. Les trois premiers mois en France ont été consacrés à une formation linguistique intensive en Français. Le travail d'exploitation des données de la campagne en mer a débuté réellement en avril 2002, et a consisté, jusqu' à ce jour, en une interprétation de l'ensemble des nombreuses données géophysiques et géologiques disponibles dans la zone d'étude.

La première partie de ce travail a consisté en une interprétation de l'ensemble des données sismiques disponibles documentant la zone Sud du Prisme de la Barbade. La deuxième partie, a consisté en une analyse de la déformation (étude structurale et cinématique) du sud du Prisme de la Barbade et la troisième et dernière partie a été consacrée à l'analyse des structures profondes.

CHAPITRE 1: INTRODUCTION

1.1. CONTEXTE SCIENTIFIQUE

Les recherches que nous avons entreprises sur le prisme Sud Barbade s'appuient d'une part sur les documents existants dans la zone d'étude [profils de sismique-réflexion des campagnes **AN-II** et **VEN**, acquises par le CEPM (1976) et IFP-INTEVEP (1978), respectivement], et d'autre part sur les nouvelles données acquises lors de la campagne océanographique récente avec les moyens à la mer de l'IFREMER à laquelle j'ai participé : la campagne **CARAMBA (CARaïbes-AMérique-BAthymétrie)**. Cette campagne, dirigée conjointement par le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de Grenoble et l'Institut Français du Pétrole, a eu lieu du 27 décembre 2001 au 19 janvier 2002, dans une zone située entre 9° et 13° de latitude Nord et 57° et 60°15 de longitude Ouest. La thématique scientifique de la mission Caramba concernait la dynamique d'ensemble d'un prisme gras : relations entre morphologie, tectonique, circulations de fluides et sédimentation dans un prisme d'accrétion.

1.2. PROBLÉMATIQUE ABORDÉE DANS LE CADRE DE LA THESE

Le développement des structures géologiques est fortement dépendant de la sédimentation, que ce soit en contexte compressif ou en contexte extensif. En domaine sous-marin, où l'érosion est généralement un phénomène secondaire, les aires de dépôt et la nature des sédiments sont directement contrôlées par la morphologie du fond de l'eau. Cette morphologie est étroitement liée aux structures sous-jacentes.

L'objectif de la thèse est de définir les liens génétiques entre la nature et l'architecture des dépôts, la géométrie et le développement des structures. Le but est de pouvoir appliquer ces règles à d'autres systèmes et être ainsi prédictif sur la localisation et l'organisation des réservoirs à partir de données fragmentaires.

La région Sud Barbade est une zone idéale pour aborder l'interaction entre un prisme tectonique compressif et un prisme sédimentaire deltaïque en domaine sous-marin. Actuellement les apports sédimentaires proviennent essentiellement de

l'Orénoque et sont remaniés par des courants induisant un transport local du sud vers le nord. Le prisme tectonique de la Barbade résulte du « rabotage » des sédiments reposant sur la croûte océanique atlantique en subduction. Depuis l'Eocène, la zone de subduction et le delta du paléo-Orénoque interfèrent dans une zone complexe à la jonction triple des plaques Caraïbe, Amérique du Sud et Amérique du Nord.

Le travail de thèse s'appuie principalement sur des données bathymétriques et sismiques nouvelles qui ont été acquises lors de la Campagne CARAMBA. Ces données de subsurface seront complétées par les informations lithostratigraphiques fournies par les carottages effectués dans les dépôts les plus récents.

La démarche des recherches est organisée de manière classique :

1. Analyse et interprétation des données en terme de stratigraphie sismique.
2. Analyse et interprétation des données en terme structural.
3. Analyse des structures profondes
4. Synthèse

L'originalité du sujet réside principalement dans l'analyse de données totalement nouvelles acquises sur une zone complexe où les problèmes structuraux et sédimentaires sont clairement identifiés. Ils permettront de tester les relations tectoniques et sédimentaires sur un cas réel, avec des données "3D" (bathymétrie du fond de l'eau + sismique).

1.3. DONNES UTILISEES

Au cours de la campagne CARAMBA, diverses données géophysiques ont été acquises en continu, à une vitesse de 10 nœuds. Ces données comprennent:

- Une couverture complète par sondeur multifaisceaux EM 12 (bathymétrie et réflectivité du fond marin) sur une vaste zone d'environ 60000 km². Ces données ont été traitées avec le logiciel Caraïbes, Figure 1. 1
- Autant d'enregistrements d'écho sondage 3,5 kHz.
- Des enregistrements gravimétriques et magnétométriques le long des profils EM 12.

- 110 profils représentant 5300 km de lignes de sismique réflexion rapide (6 traces), avec des tracés selon une disposition radiale, perpendiculaires aux structures frontales du prisme, Figure 1. 1.
- 25 carottages Kullenberg récoltés (entre 1 et 8 mètres de pénétration), Figure 1. 2.
- Mesures thermiques lors des opérations de carottage.

Dans ce travail, j'ai essentiellement utilisé les données de bathymétrie, de sismique réflexion et d'écho sondage 3.5 kHz. Des données de sismique réflexion de campagnes antérieures ont également été exploitées.

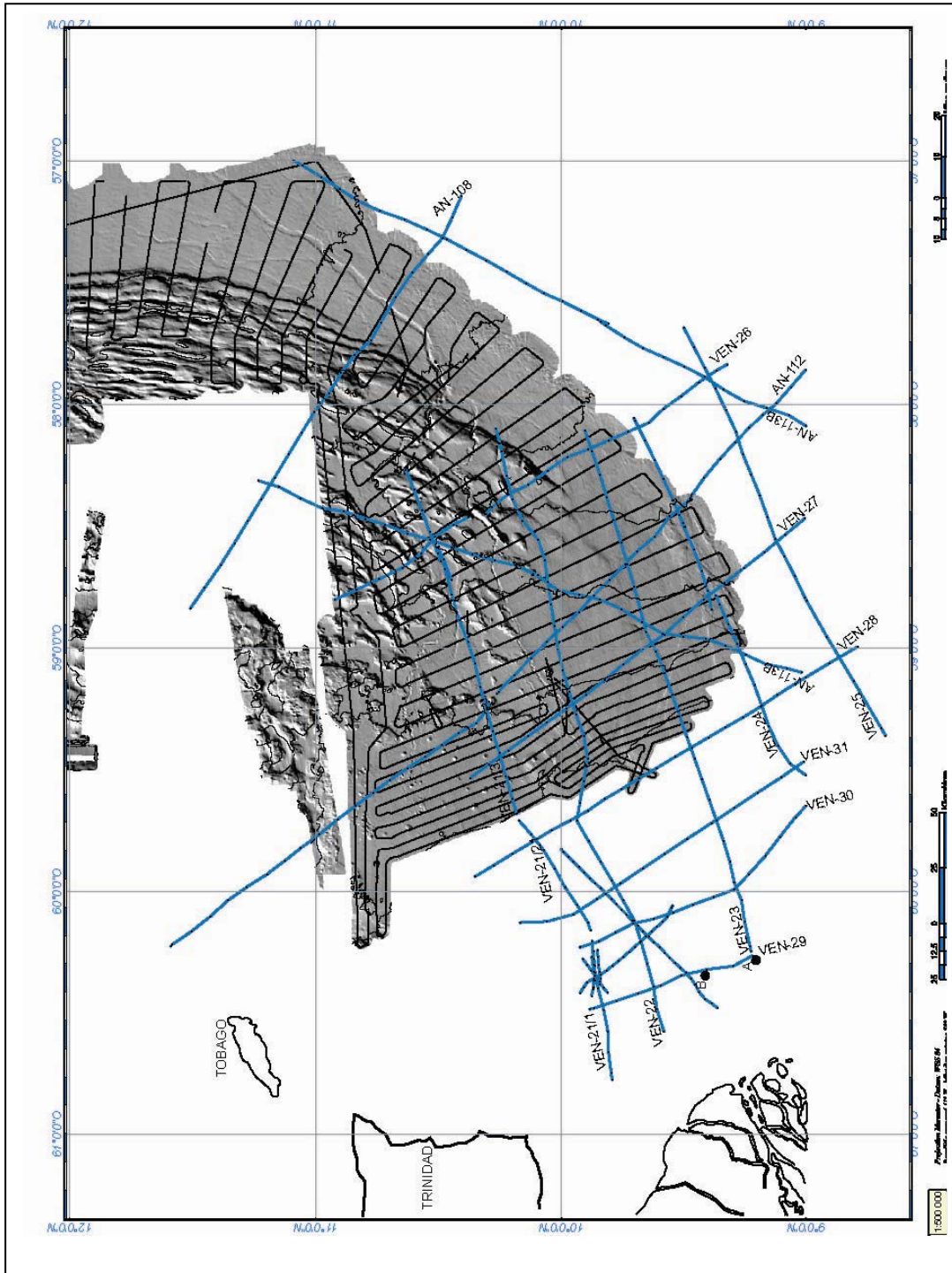


Figure 1. 1.- Plan de position des profils sismiques disponibles. Les segments noirs représentent les profils acquis lors de la campagne CARAMBA, les profils bleus représentent les profils VEN et CEPM et les points A et B représentent les forages situés sur la plate-forme délimitée du Venezuela.

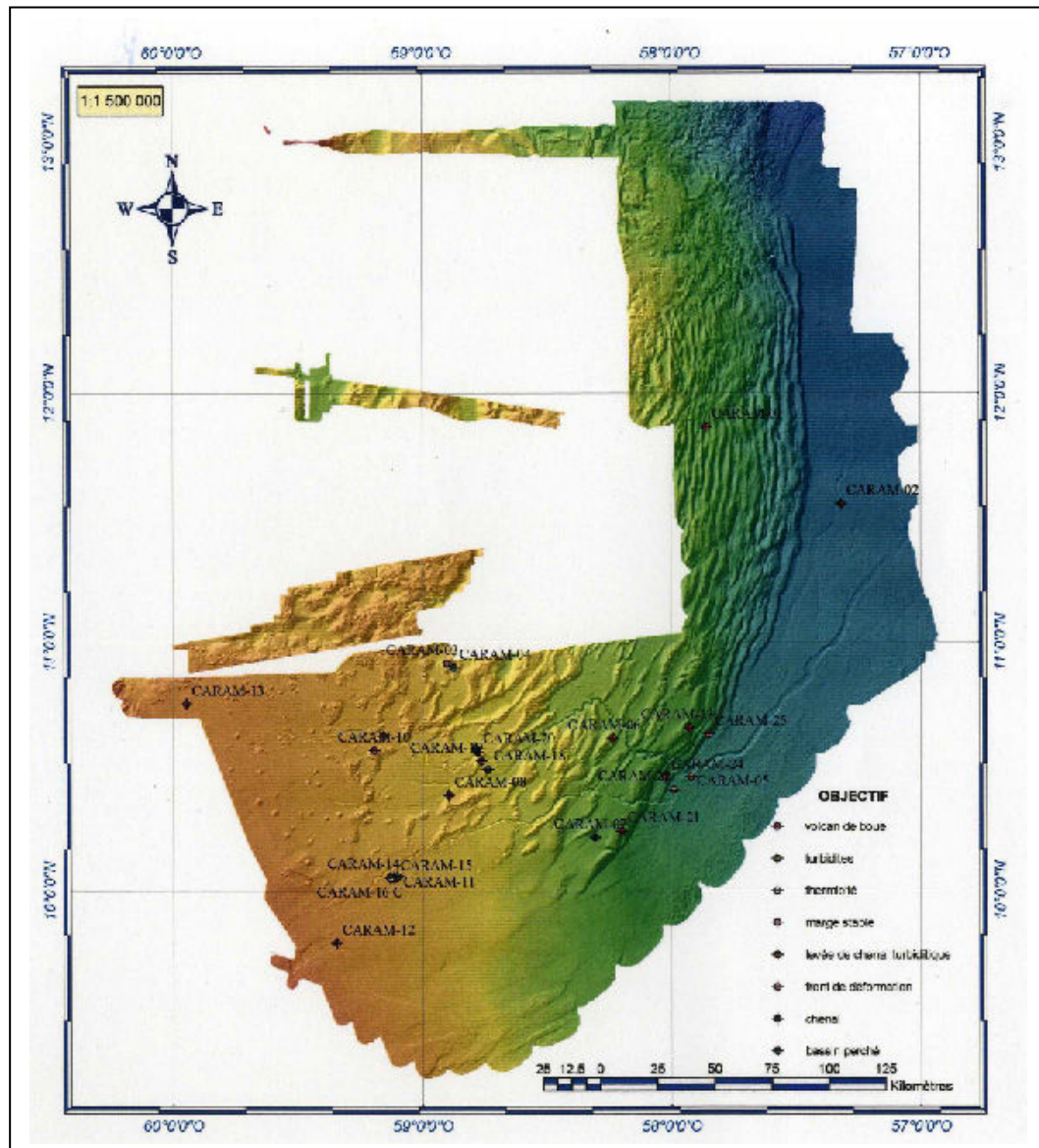


Figure 1. 2.- Position des carottes sur la carte bathymétrique acquise avec l'EM 12.

1.4. CARTOGRAPHIE BATHYMETRIQUE EM12

Le EM12 Dual est un sondeur multifaisceaux, acoustique, d'une fréquence de 13kHz permettant d'étudier des fonds par des profondeurs entre 50 et 11000 m. Il permet d'obtenir des images de sonar de réflectivité locale du fond océanique et du relief sous-marin (bathymétrie). L'acquisition est faite par un ensemble de faisceaux de réception formant une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire, Figure 1. 3.

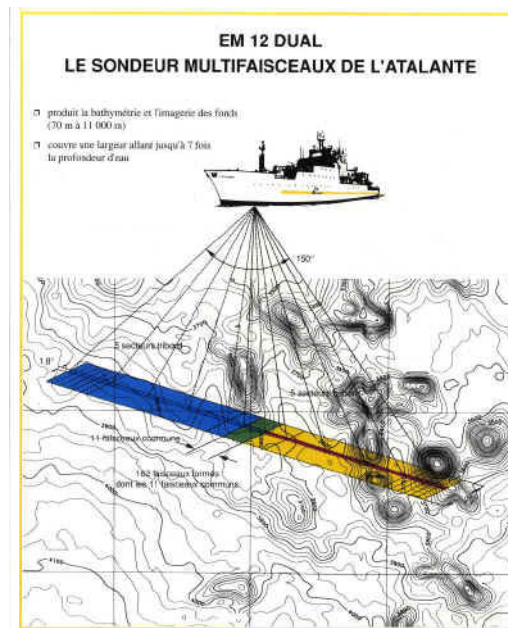


Figure 1. 3.- Schéma d'acquisition des données bathymétriques, à partir du navire l'Atalante. Une impulsion sonore est émise à travers un lobe d'émission étroit dans les directions longitudinale et transversale. La réception se fait à l'aide de faisceaux étroits dans le plan transversal. Pour chaque faisceau de réception, la zone du fond explorée est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception (www.ifremer.fr).

1.5. SISMIQUE REFLEXION

L'acquisition des données de sismique réflexion rapide a été faite en continu en même temps que l'acquisition multifaisceaux (donc à une vitesse de l'ordre de 10 nœuds). La géométrie d'acquisition est présentée sur la Figure 1. 4. La source était assurée par deux canons à air de type GI de 150 «cubic inches» et la flûte sismique utilisée était constituée de 6 capteurs espacés de 50 m chacun.

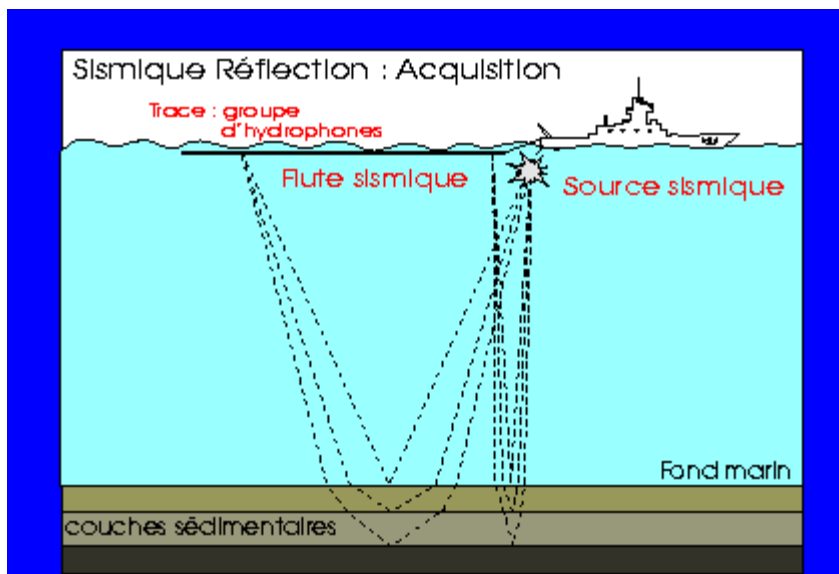


Figure 1. 4.- Acquisition des données de sismique réflexion à bord de l'Atalante.

Un traitement géophysique préliminaire a été effectué à bord par S. Lallemand et J.F. Lebrun. Il a consisté en l'application de filtres classiques « butherworth », avec stack à une vitesse NMO (Normal Move Out) de 1500 m/s et une migration avec une vitesse de 1450 m/s. Vu la faible quantité de traces (6), il est important de mentionner que la couverture sismique est de qualité moyenne et que de nombreux multiples apparaissent sur les profils.

D'autres données de sismique réflexion ont été utilisées : il s'agit des lignes de sismique de réflexion (campagnes VEN (1978), AN-II (1976)) acquises par le CEPM et INTEVEP-PDVSA, Figure 1. 1. Certaines de ces sections sismiques ont été retraitées par l'IFP en 1998, ce qui a permis de fournir un traitement moderne de bonne qualité.

Au total, dans la zone, 7800 km de profils sismiques issus des différentes campagnes (CEPM, VEN et CARAMBA), fournissent un quadrillage régional de 60 transects, avec un espacement variant entre 7 et 30 km environ, Figure 1. 1.

La qualité des données sismiques (résumée sur le Tableau 1. 1) est très variable puisque les paramètres d'acquisition ont varié d'une campagne à l'autre ainsi que les méthodes de traitement. Par ailleurs, le signal de la totalité des profils est affecté par des multiples qui masquent partiellement l'information et rendent l'interprétation parfois délicate au-delà de 2 secondes TWT (Two Way Times).

Tableau 1. 1.- Traitement des profils sismiques regionaux

PROFILS	TRAITEMENTS	RETRAITE	QUALITE	KM
AN108	Migration 1979; 1998	1998	MOYEN	225
AN111	Migration 1979; 1998	1998	BONNE	180
AN112	Migration 1979; 1998	1998	BONNE	375
AN113-A	STACK 1979	NON	MOYEN	152.5
AN113-B	STACK 1979	NON	MOYEN	102.5
AN115	Migration 1979; 1998	1998	BONNE	260
VEN-21	STACK 1979	NON	PAS BONNE	300
VEN-22	STACK 1979	NON	BONNE	290
VEN-23	Migration 1979; 1998	1998	BONNE	250
VEN-24	STACK 1979	NON	PAS BONNE	190
VEN-25	STACK 1979	NON	MOYEN	205
VEN-26	Migration 1979; 1998	1998	BONNE	200
VEN-27	STACK 1979	NON	BONNE	195
VEN-28	STACK 1979	NON	BONNE	200
VEN-29	STACK 1979	NON	BONNE	80
VEN-30	STACK 1979	NON	BONNE	85
VEN-31	STACK 1979	NON	BONNE	150

1.6. ECHO SONDAGE 3.5 kHz

L'acquisition des profils 3.5 kHz a été faite par le sondeur de sédiments IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER) disponible sur l'Atalante. Afin de définir le plus précisément possible la géométrie des corps sédimentaires dans la tranche supérieure des sédiments, les données acquises ont été migrées en profondeur avec une vitesse constante de 1480 m/s (collaboration avec Marc Noble de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris).

1.7. TRAVAUX PRECEDENTS

La zone d'étude concerne différentes régions chacune montrant un intérêt scientifique et pétrolier: le prisme d'accrétion de la Barbade, le Bassin de Columbus et le deep-offshore de Trinidad, la Plate-forme du Delta de l'Orénoque. L'ensemble se situe dans la zone de déformation diffuse entre la plaque Caraïbe et la plaque Amérique du Sud, à la charnière entre la marge convergente est Caraïbe (prisme de

la Barbade) et la marge transpressive du nord de l'Amérique du Sud (Ile de Trinidad et Serrania del Interior au Venezuela).

Le prisme de la Barbade a fait l'objet de nombreuses études tant géophysiques que géologiques depuis les années 70. On rappellera notamment les résultats des campagnes océanographiques Antilles 76, Venezuela 78, Carven 1 et 2 effectuées par le CEPM sur les navires de l'IFP (1982), des campagnes Caracolante II (1985), Diapicar (1987), Diapisar (1990), Diapisub (1993) effectuées avec les moyens à la mer de l'IFREMER, et les campagnes de forages du Deep Sea Drilling Project (DSDP Leg 78A, 1982) et Ocean Drilling Program (ODP 110, 1986) réalisées dans le nord du prisme d'accrétion.

Les travaux de référence concernant la région du delta de l'Orénoque sur lesquels on s'appuie sont ceux de Prieto (1987) et Di Croce (1997). Ces travaux proposent une interprétation sismo-stratigraphique régionale à partir de sismique 2D et de corrélations avec les résultats de forages pétroliers.

A ce jour, une partie seulement des résultats acquis lors de la campagne CARAMBA a été publiée, à savoir les travaux concernant le système turbiditique actuel de l'Orénoque et ses systèmes de chenaux et canyons (Huyghe et al., 2004; Callec et al., sous presse), ainsi que les travaux concernant la diversité des processus de mobilisation sédimentaire (Deville et al., 2004; Deville et al., 2006).

1.8. METHODE D'ETUDE

La reconstitution de l'évolution de la zone d'étude se base avant tout sur la sismo-stratigraphie et sur les informations des forages (âges et lithologie) disponibles sur la plate-forme du Venezuela, Figure 1. 1.

Etant donné qu'il n'existe aucune donnée de forage disponible dans la partie sud du prisme de la Barbade, j'ai dû corréliser 7800 km de profils sismiques à partir des profils VEN 29 et VEN 22 qui documentent à la fois la plate-forme du Venezuela et l'extrémité sud du prisme de la Barbade. Ont également été prises en compte les informations fournies par la carte bathymétrique (EM12), les cartes préexistantes publiées (structurales, gravimétrique et magnétique, les cartes d'épaisseur de sédiments).

La méthodologie adoptée lors de ce travail est basée sur :

1. La réalisation d'une synthèse des données sismiques existantes.
 2. L'interprétation en terme de stratigraphie sismique en intégrant les données nouvelles (CARAMBA) et les données existantes (sismique CEPM + données vénézuéliennes). L'interprétation s'appuie sur les résultats de forages pétroliers publiés (notamment vénézuéliens) effectués dans le proche offshore du delta de l'Orénoque et également les calages fournis par les carottages Caramba (pour la sismique 3.5 kHz).
 3. L'élaboration de cartes structurales (Actuel, Intra-Pléistocène; Base du Pléistocène et Base du Pliocène), la réalisation de coupes équilibrées et des reconstitutions en carte.
 4. À partir de l'ensemble de ces données, des modèles conceptuels ont été élaborés, rendant compte de l'architecture 3D des dépôts actuels. Ces modèles serviront pour interpréter les données sismiques permettant l'analyse des dépôts plus anciens (Pliocène et Miocène). La construction de ces modèles simples permet de définir les paramètres qui contrôlent les structures et l'architecture sédimentaire de premier ordre.
 5. A partir de l'intégration de l'interprétation sismique et des données gravimétriques, et sismologiques nous proposons un modèle géodynamique régional.
- Ce travail a conduit à:

- ⇒ Une interprétation régionale à partir de la synthèse des données de sismique marine de la mission CARAMBA, des données de sismique de différentes missions compilées (VEN et CEPM), et de divers travaux pré-existants.
- ⇒ Une intégration des données de forage (acquises par PDVSA) disponibles sur la plate-forme de l'Orénoque pour la calibration des données sismiques nouvellement acquises.
- ⇒ La définition des relations génétiques entre l'architecture des dépôts et la géométrie des structures tectoniques, ceci afin de reconstituer et de quantifier la cinématique de la déformation dans le sud du prisme de la Barbade.
- ⇒ Des règles générales sur les paramètres contrôlant la nature et l'architecture des dépôts dans le contexte d'un prisme d'accrétion.

CHAPITRE 2: CADRE GEOLOGIQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES

2.1. PRESENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

La zone d'étude est située entre les méridiens 61° W et 57° W, et les parallèles 12° N et 8°30' N, à proximité du fleuve Orénoque, Figure 2. 1. Structuralement, elle est limitée vers l'est par le front de déformation du prisme de la Barbade et vers le sud-ouest par le volumineux système deltaïque de l'Orénoque. Dans la région qui correspond à la terminaison méridionale du prisme d'accrétion, Figure 2.2, coexistent à la fois :

- des systèmes de chevauchement propres au prisme d'accrétion
- des systèmes de failles décrochantes associées à la limite de plaque Amérique du Sud/Caraïbe (Failles El Pilar, Central Range et Los Bajos) ;
- des failles normales en bordure de l'Amérique du Sud continentale.

2.2. CADRE GEOLOGIQUE

Ce chapitre comprend trois parties. La première présente les grandes lignes de l'évolution géologique de la zone d'étude replacée dans le cadre tectonique régional de la plaque Caraïbe. La deuxième partie décrit l'évolution tectono-sédimentaire de la plate-forme deltaïque vénézuélienne. Une troisième partie présente l'évolution tectono-sédimentaire du prisme d'accrétion de la Barbade au niveau de la zone d'étude, Figure 2.2.

Le cadre tectonique du secteur d'étude est contrôlé principalement par l'interaction de la plaque Caraïbe avec les plaques sud-américaine et atlantique.

Deux modèles principaux ont été proposés pour expliquer la formation et l'évolution de la plaque Caraïbe.

Le premier considère la plaque Caraïbe comme le produit de l'ouverture entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud au Jurassique et au début du Crétacé (in Mann, 1999 ; Figure 2. 4). A la différence, le second modèle considère que la plaque Caraïbe provient du Pacifique (in Mann, 1999). L'épaisseur anormalement forte de la Plaque Caraïbe résulterait de son passage sur le point chaud des îles Galápagos. Lors de la migration de la micro-plaque Caraïbe vers l'est, il y aurait eu collision de

celle-ci, d'une part avec la marge Sud de l'Amérique du Nord, et, d'autre part, avec la marge Nord de l'Amérique du Sud. Cette collision serait diachrone comme le suggère la Figure 2. 3.

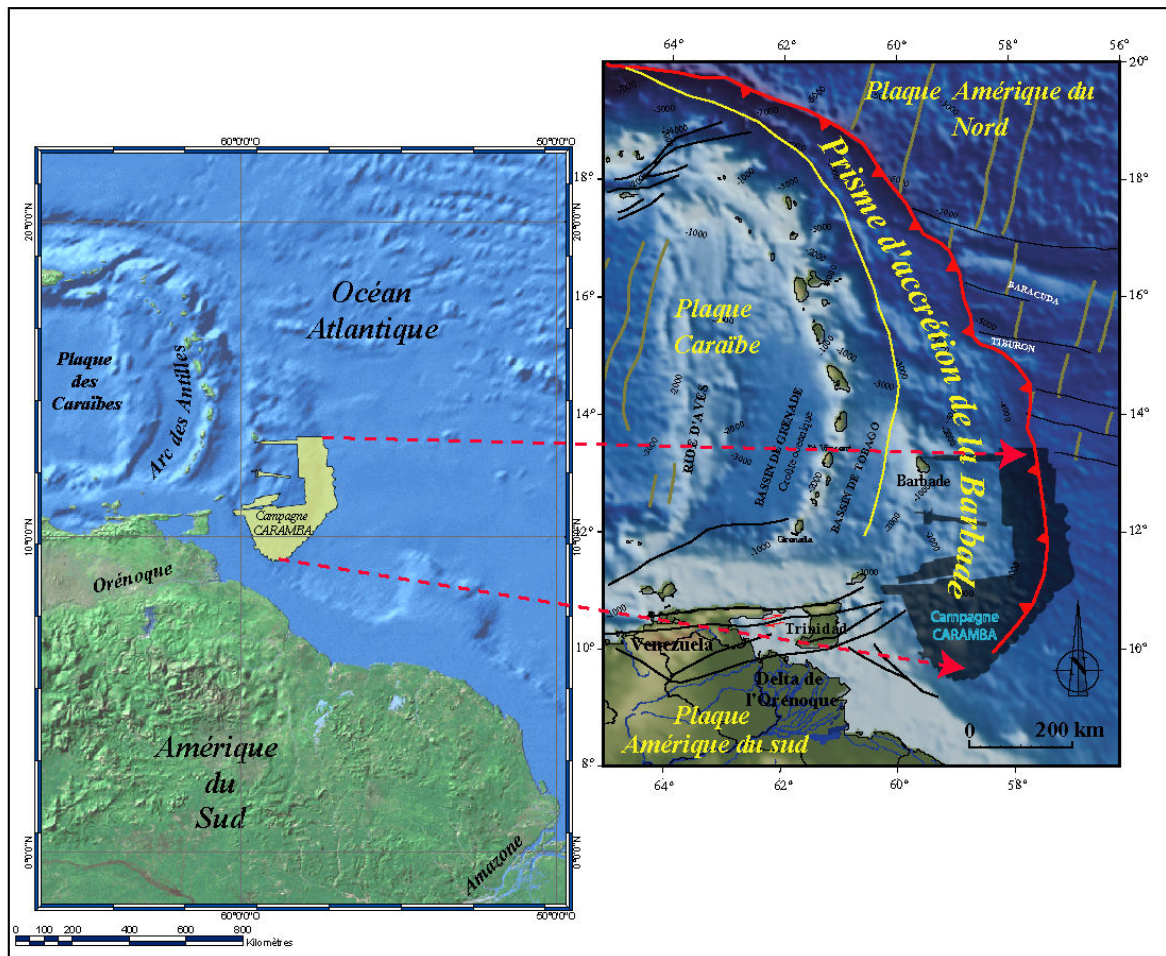


Figure 2. 1.-Localisation de la zone d'étude. En sombre la zone d'étude de la campagne CARAMBA.

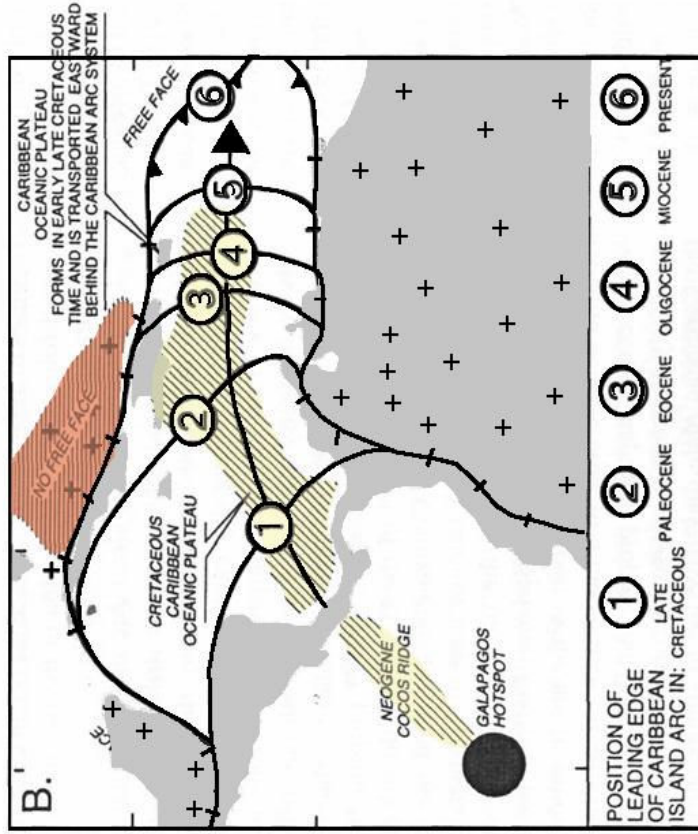
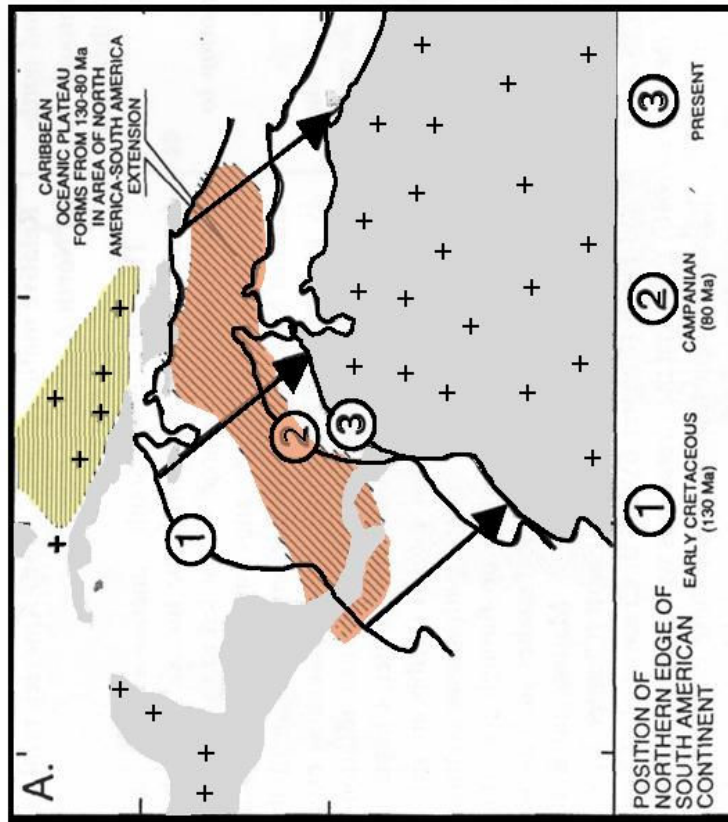


Figure 2. 4.- Hypothèse de l'origine locale de la plaque Caraïbe : formation lors de la séparation de l'Amérique du Nord et Amérique du Sud pendant la période qui va de 130 à 80 m.a. Les croix indiquent les secteurs de croûte continentale. Les lignes numérotées indiquent la position au cours de temps de la marge nord de l'Amérique du Sud. Figure extraite de Mann (1999).

Figure 2. 3.- Modèle de l'origine pacifique de la plaque caraïbe. La plaque océanique Caraïbe a été épaissie lors de son passage sur le point chaud des Galápagos, à partir du Crétacé Moyen à Terminal ; postérieurement, elle se déplace entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud. Les chiffres représentent l'évolution dans le temps de l'arc volcanique des Petites Antilles, d'après Mann (1999).

2.3. ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA PLAQUE CARAÏBE

Plusieurs modèles ont été proposés, reprenant celui de Stephan (1990) et notamment, Malfait and Dinckelman, 1972 ; Pindell and Dewey, 1982 ; Duncan and Agraves, 1984 ; Burke et al., 1988 ; Pindell et al., 1998 ; Pindell et Barrett 1990 ; Pindell, 1994 ; Pindell et al., 1998 et Pindell and Kenan, 2001, entre autres. L'évolution tectonique de la plaque Caraïbe peut être résumée en cinq étapes :

- 1 : la séparation par rifting entre l'Amérique du Nord et le nord de l'Amérique du Sud débute au Jurassique Moyen à Terminal.
- 2 : des marges passives se développent au niveau des Bahamas, du Yucatán et du nord de l'Amérique du Sud de la fin du Jurassique Terminal au Crétacé terminal. Elles délimitent le bassin proto-Caraïbe. Au début du Crétacé, le rifting cesse au niveau du bloc du Yucatán qui acquiert sa position actuelle.
- 3 : du Crétacé tardif à l'Actuel, la migration de la plaque Caraïbe vers l'est se poursuit, provoquant à la fois collision et transpression entre la plaque Caraïbe et les marges stables du bassin proto-Caraïbe. Dans le nord-ouest de l'Amérique du Sud, un bassin d'avant-pays se forme, résultant de la mise en place d'unités allochtones appartenant à la plaque Caraïbe, sur la croûte continentale sud-américaine.
- 4 : de l'Éocène à l'Actuel, la plaque Caraïbe développe des limites nord et sud complexes, dont les mouvements, essentiellement coulissants, sont associés à sa migration vers l'est de la plaque Caraïbe.
- 5 : du Miocène à l'Actuel. Cette étape correspond à une période de déformation de la limite est de la plaque Caraïbe. La déformation résulte de l'interaction entre la plaque Caraïbe et la plaque sud-américaine dans deux événements. D'abord, une compression causée par la convergence entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud; puis, la migration vers le nord-est des terrains andins, situés au nord-ouest de l'Amérique du Sud.

2.4. CARACTERISTIQUES DE LA PLAQUE CARAÏBE

Elle s'étend depuis la Ride des Oiseaux (Aves Ridge) jusqu'à Tobago. Ses limites sont définies à l'Est par la subduction de la lithosphère océanique atlantique sous l'arc des Petites Antilles (Lesser Antilles), au Nord par un grand accident décrochant avec une composante compressive au niveau des Grandes Antilles (Greater Antilles) et au Sud-Ouest par la subduction de la plaque Pacifique sous l'Amérique Centrale (Mann et al., 1990). La frontière Sud de la Plaque Caraïbe (bordure Nord de l'Amérique du Sud) correspond au système des failles décrochantes dextres Boconó-San Sebastián, Oca, et El Pilar (Mann et al., 1990).

La partie ignée de la plaque Caraïbe consiste en une lithosphère océanique d'âge Crétacé tardif, anormalement épaisse (entre 8 et 20 Km ; Boettcher et al., 2000). Concernant la vitesse de déplacement de la Plaque Caraïbe, les études récentes (Weber 2001; Dixon et al., 1998) à partir de GPS mentionnent une vitesse relative de la migration de la plaque Caraïbe par rapport à l'Amérique du Sud de 20mm/an. Cependant, Saleh et al. (2004) estiment que la faille d'El Pilar est active au Vénézuéla, tandis qu'à Trinidad elle atteint une valeur beaucoup plus faible : 2.2 +/- 1,8 mm/an de déplacement et de 2.7 +/- 2,0 mm/an de raccourcissement N/S. D'autre part, ils estiment que le mouvement de coulissage dextre le long de la faille Los Bajos est de 6mm/an et de 12 +/- 3mm/an le long de la Cordillère Centrale de Trinidad.

Le nord-est du Vénézuéla est affecté par une tectonique compressive produite par la convergence oblique de la plaque Caraïbe avec la plaque sud-américaine. La compression produite par la subduction oblique crée un « orogène flottant » (c'est le produit de la séparation mécanique d'unités sédimentaires et crustales de la lithosphère sous-jacent continentale ou océanique, Oldow et al., 1990), Figure 2.2, dont la limite Nord correspond à la ceinture plissée de La Blanquilla et la limite Sud aux chevauchements frontaux de la Chaîne Intérieure Orientale (Serranía del Interior) (Jacomé et al., 2003) ; le décollement basal pourrait être situé dans la croûte moyenne-inférieure (Ysaccis and Audemard, 2000, in Jacomé et al., 2003).

2.4.1. Limite Sud-Est de la Plaque Caraïbe

La limite Est de la plaque Caraïbe est composée par l'arc volcanique Paléogène à Actuel des Petites Antilles lié à la subduction de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe. Cet arc a approximativement 850 km de longueur et un

rayon de courbure de 450 km. Il s'étend depuis l'Est du Vénézuéla jusqu'au Passage d'Anegada, lequel marque la limite avec les Grandes Antilles (Maury et al., 1990).

2.4.2. Sismicité

La sismicité dans l'Est et le Sud-Est de la plaque Caraïbe montre une distribution très irrégulière. Sur la bordure est-caraïbe, le long de l'arc des Petites Antilles, la sismicité est plus intense vers le nord, Figure 2.6. Les foyers atteignent une profondeur de 200 km ; la subduction est de type croûte océanique /sous croûte océanique (subducción type Benioff « B »), l'inclinaison est de 30° vers l'ouest (Figure 2.5, profils A et B) tandis que dans la région de Tobago-Trinidad où la subduction est de type croûte continentale /sous croûte océanique, l'inclinaison est proche de la verticale (Figure 2.5, profils C et D) (Jacomé et al., 2003).

La sismicité dans la région du delta de l'Orénoque et de Trinidad est relativement faible, la zone la plus active de la région correspondant à la péninsule de Paria où les séismes sont de profondeur intermédiaire (70-200 Km). La distribution de la sismicité dans cette région se répartit selon une zone d'inclinaison d'environ 60° vers le NO (Russo and Speed, 1992). La configuration, la profondeur et l'inclinaison impliquent que les événements se produisent dans une lithosphère océanique qui subducte sous des terrains solidaires de la Plaque Caraïbe. La sismicité diminue vers le Nord-Est de la Péninsule de Paria, à l'Est de Grenade et jusqu'à Sainte Lucie. Russo et Speed (1992) proposent qu'à l'Ouest de la péninsule de Paria le panneau lithosphérique plongeant soit complètement séparé du continent ; ceci expliquerait ainsi l'absence de sismicité intermédiaire- profonde à l'ouest de la Péninsule d'Araya-Paria .

2.4.3. Tomographie:

Van der Hilst (1990) estime des anomalies de vitesse d'onde P dans trois profils entre les méridiens 63° 65° et 67° W ; ses travaux concluent que, vers le nord-ouest, il existe une zone à haute vitesse de lithosphère plongeant vers le sud-est (slab Maracaibo et Bucaramanga), suggérant une subduction type B (plaque des Caraïbes sous l'Amérique du Sud), Figure 2. 6.

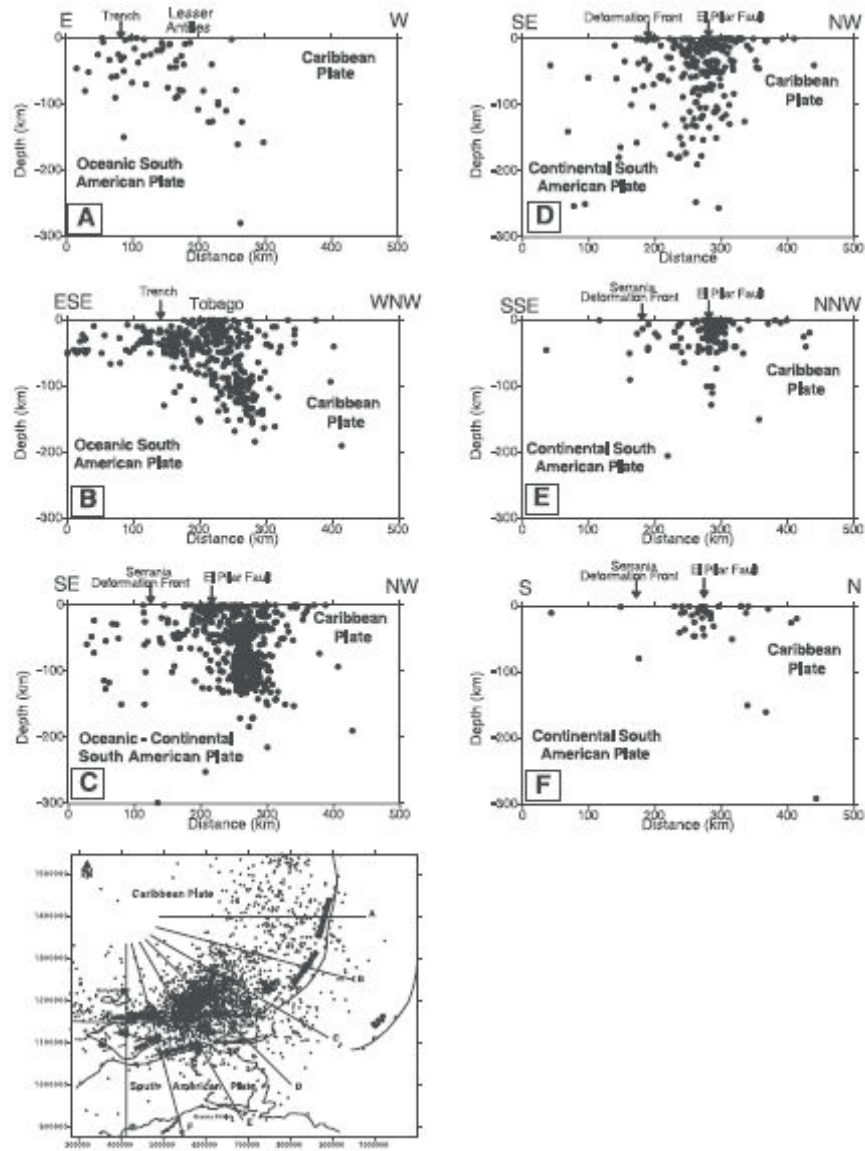


Figure 2. 5.- Coupes de sismicité en profondeur. Vers l'ouest (profils A et B) la subduction est de type croûte océanique/sous/ croûte océanique (subducción type Benioff « B ») l'inclinaison est de 30° . Tandis que dans la région de Tobago-Trinidad où la subduction est de type croûte continentale/sous croûte océanique, l'inclinaison est proche de la verticale (profils C et D). D'après Jacomé et al., 2003

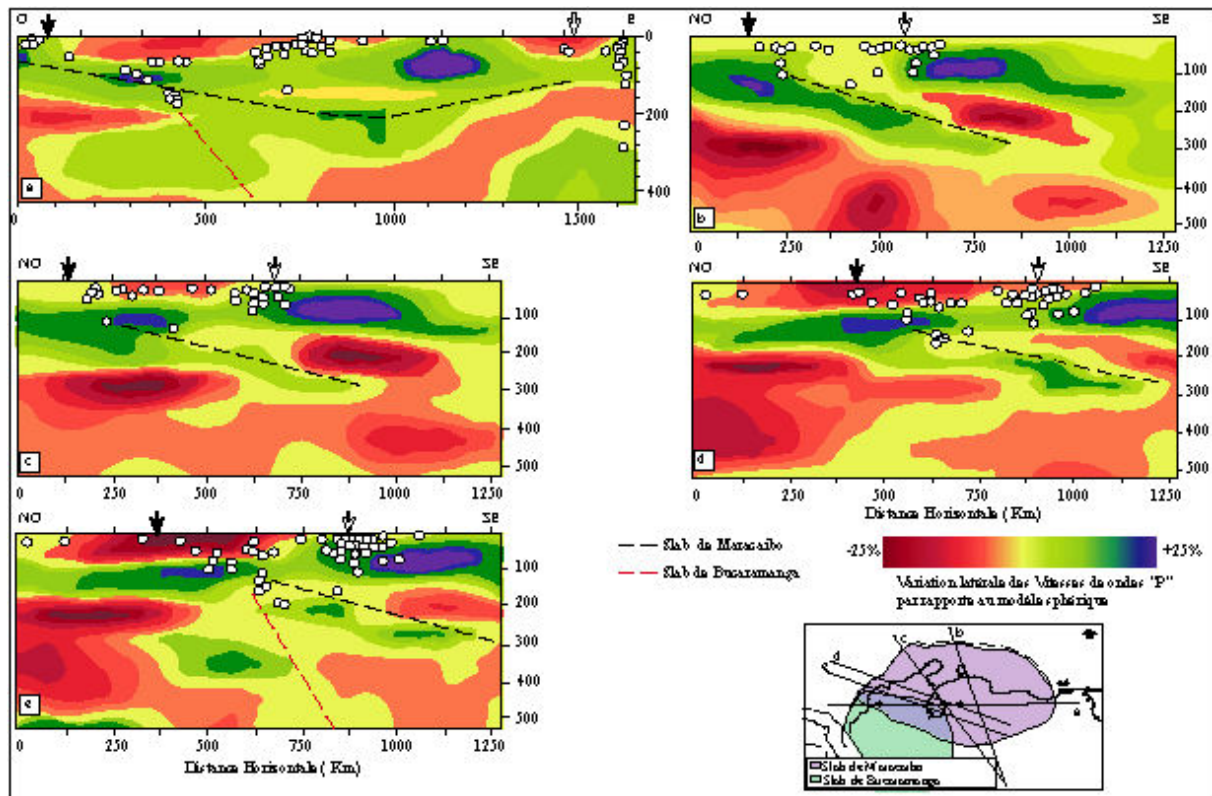


Figure 2. 6.- Modèle tomographique du nord du Vénézuéla (modifié d'après Van der Hilst, 1990 et Van der Hilst et Mann, 1994). À partir des anomalies de vitesse d'onde P dans les profils (a, b, c, d et e); ses images montrent l'existence d'une zone à haute vitesse lie à la lithosphère du Nord de la plaque Caraïbe (lignes noirs pointillés) et au ouest de la plaque Pacifique (lignes rouges pointillés) plongeant vers le sud-est , suggérant une subduction type B vers le nord-ouest d'Amérique du Sud (la plaque des Caraïbes sous la plaque de l'Amérique du Sud).

2.5. PLATE-FORME DU DELTA DE L'ORENOQUE

2.5.1. Delta de l'Orénoque

La plate-forme se situe à l'Est du Bassin Oriental du Vénézuéla, et au Sud de Trinidad. Sa limite orientale correspond au talus qui plonge vers l'Océan Atlantique, Figure 2. 7.

Du point de vue de l'évolution tectonique et sédimentaire, la plate-forme n'est pas séparable du Bassin Oriental Vénézuélien, dont elle est le prolongement vers l'Est. Cette relation est attestée notamment par la cartographie des anomalies gravimétriques que nous exposons dans le chapitre 5.

Le Bassin Oriental Vénézuélien – de type avant-pays (foreland) - est le produit de la flexuration de la lithosphère sud-américaine en réponse à la charge représentée par l'empilement des unités tectoniques de la Chaîne Intérieure

Orientale (« Serranía del Interior Oriental»). Celle-ci correspond à une ceinture de plis et chevauchements accommodant un raccourcissement NNO-SSE avec une vergence relative SSE des chevauchements, Figure 2. 7.

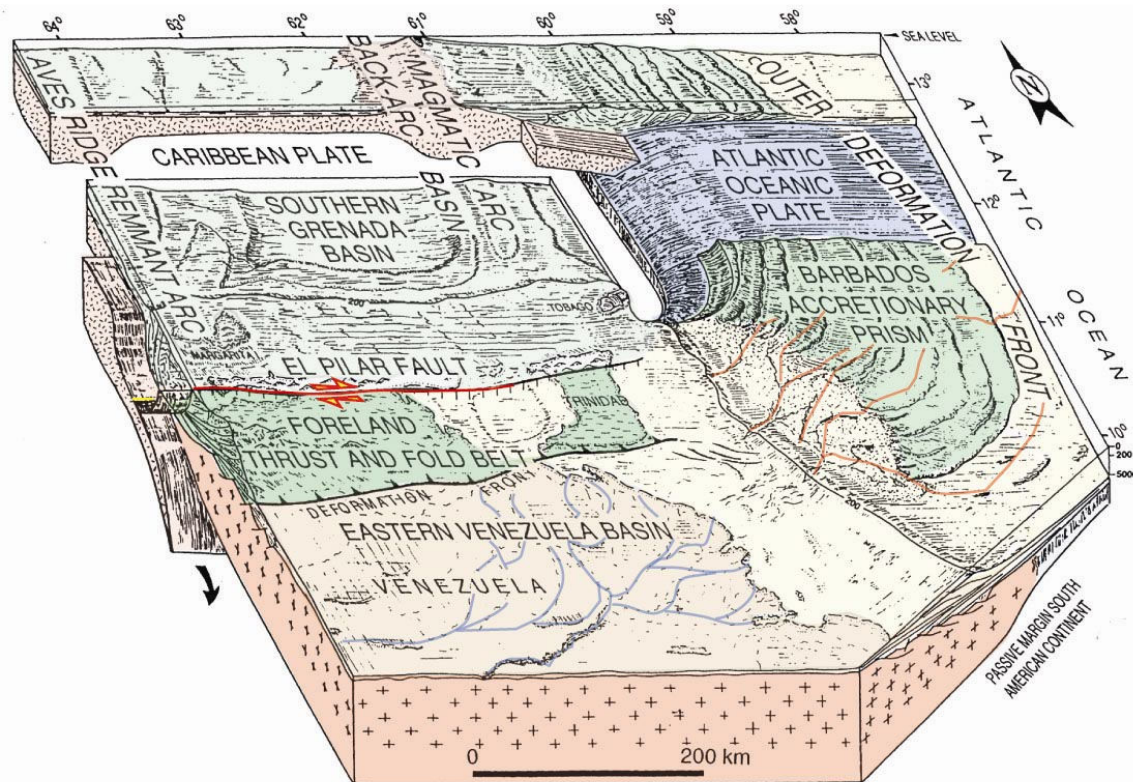


Figure 2. 7.- Bloc diagramme de l'est de la plaque Caraïbe et du nord de l'Amérique du Sud montrant les éléments tectoniques majeurs en 3D notamment la plaque Caraïbe qui subducte sous la plaque Amérique du Sud, les traces de la faille du Pilar et le Front de déformation du prisme de la Barbade. (Modifié d'après Di Croce,1997).

L'évolution géodynamique du Bassin Oriental se résume en quatre étapes (Eva et al. 1989; Bartok et al., 1993). A chacune de ces étapes correspond le dépôt d'une méga-séquence sédimentaire.

La première étape de sédimentation "pre-rift" durant le Paléozoïque inclut les formations « Hato Viejo » et Carrizal situées dans le sous-bassin de Guárico au Vénézuéla ; ces sédiments ont été détectés en sismique et forage (Parnaud et al.,1995).

La deuxième phase de "rifting" a lieu pendant le Jurassique et le début du Crétacé (rifting entre Amérique du Sud et Amérique du nord). La méga-séquence associée à cette étape est désigné sous le terme de formation La Quinta. Elle est connue en sous-sol dans le graben d'Espino et dans le bassin occidental du Vénézuéla (Parnaud et al., 1995), et à l'affleurement sur les flancs

des Andes de Mérida ; son épaisseur est très variable, et elle comprend des formations volcaniques acides.

La troisième méga-séquence sédimentaire est associée à l'évolution de la marge passive pendant le Crétacé-Paléogène. Lors de cette étape, une transgression généralisée sur tout le bassin s'est produite. Une des caractéristiques les plus significatives de cette phase est la sédimentation en milieu marin anoxique pendant le Turonien-Coniacien (Fm. Querecual, González de Juana et al., 1980). Cette formation (roche mère crétacée) a été corrélée vers l'ouest avec les formations Mapuey et la Luna du Vénézuéla occidental. Vers l'Est, la roche mère est l'équivalent latéral de la Formation Naparima Hill de Trinidad (LEV,1997).

La quatrième séquence, Paléogène-Quaternaire, est contemporaine de la collision entre l'arc insulaire des Caraïbes et l'Amérique Sud, responsable de la surrection de la Chaîne Intérieure Orientale. Durant cette période, la marge passive évolue en un bassin d'avant-pays. Cette séquence est diachrone d'Ouest en Est, reflétant la migration progressive vers l'est de la collision. En effet, à l'Éocène terminal, la collision affecte le bassin de Guárico, alors qu'elle n'affecte le bassin de Maturín qu'au début du Miocène. Dans la zone nord de la plate-forme deltaïque de l'Orénoque, cette quatrième séquence est d'âge Pléistocène – Pliocène, Figure 2. 8.

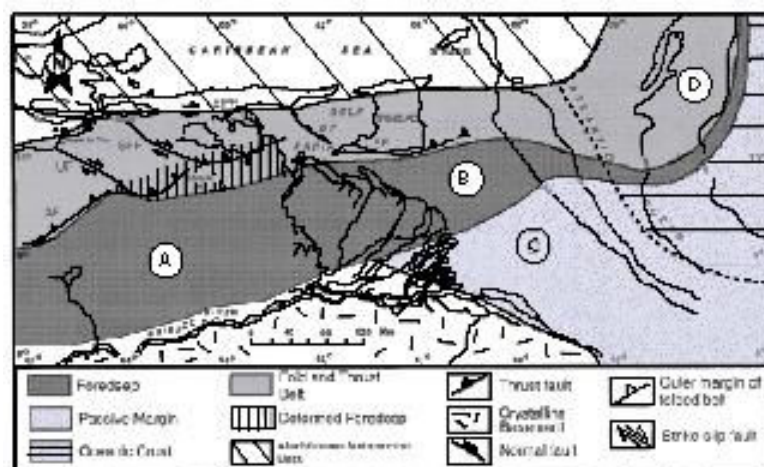


Figure 2. 8.- Provinces tectoniques de l'Est du Vénézuéla et de Trinidad. A, B, représentent le *foredeep onshore* et *offshore*, le secteur C représente la marge passive et le secteur D représente le complexe d'accrétion de la Barbade. La ligne pointillée représente la limite approximative entre la croûte continentale (ouest) et la croûte océanique (est). Di Croce (1997)

La plate-forme de l'Orénoque est située à la limite Sud de la zone de subduction qui fait passer la lithosphère océanique Atlantique sous la plaque Caraïbe au long du prisme d'accrétion de la Barbade. Elle est affectée par un système de failles de croissance, normales, située dans le bassin de Columbus (offshore Trinidad). Ces failles – à regard Nord-Est - affectent les séquences Pliocène et Pléistocène. Elles coexistent localement avec des systèmes de chevauchement propres au prisme d'accrétion. D'autres structures très importantes sont situées dans cette zone. Il s'agit de systèmes de failles décrochants, associés à la limite des plaques Amérique du Sud et Caraïbes (Failles El Pilar, Central Range et Los Bajos), et de failles normales en bordure de l'Amérique du Sud continentale. La plate-forme de l'Orénoque est donc une zone complexe où interfèrent ces trois types de structuration, dans un ensemble sédimentaire avec un taux de sédimentation Plio-Pléistocène très élevé.

2.5.2 Caractéristiques du Delta de l'Orénoque

Le delta de l'Orénoque a une superficie de 30.000 Km² environ et une géométrie triangulaire à trapézoïdale avec 5 ou 6 chenaux majeurs, Figure 2. 9. Par son débit, l'Orénoque est le troisième fleuve du monde; par sa charge sédimentaire, il occupe le huitième rang (Milliman et Meade, 1983).

Le bassin hydrographique du fleuve Orénoque draine approximativement 75% du territoire vénézuélien et la plupart des grandes plaines (llanos) orientales de Colombie ; il a une surface totale d'environ 1.000.000 de km². Le fleuve Orénoque possède une longueur de 2200 km depuis ses sources dans le "Cerro Delgado Chalbaud", entre les montagnes Parima et Unturán, jusqu'à l'embouchure en forme de delta dans l'océan Atlantique.

Pendant le Néogène, le delta de l'Orénoque fut un système dominé par la houle en progradant sur une plate-forme influencée par des orages et des courants, Figure 2. 9. Il a migré vers l'Est, par rapport à la plate-forme, par progradation et aggradation avec augmentation de l'inclinaison du « foreset » en liaison avec la subsidence du substratum.

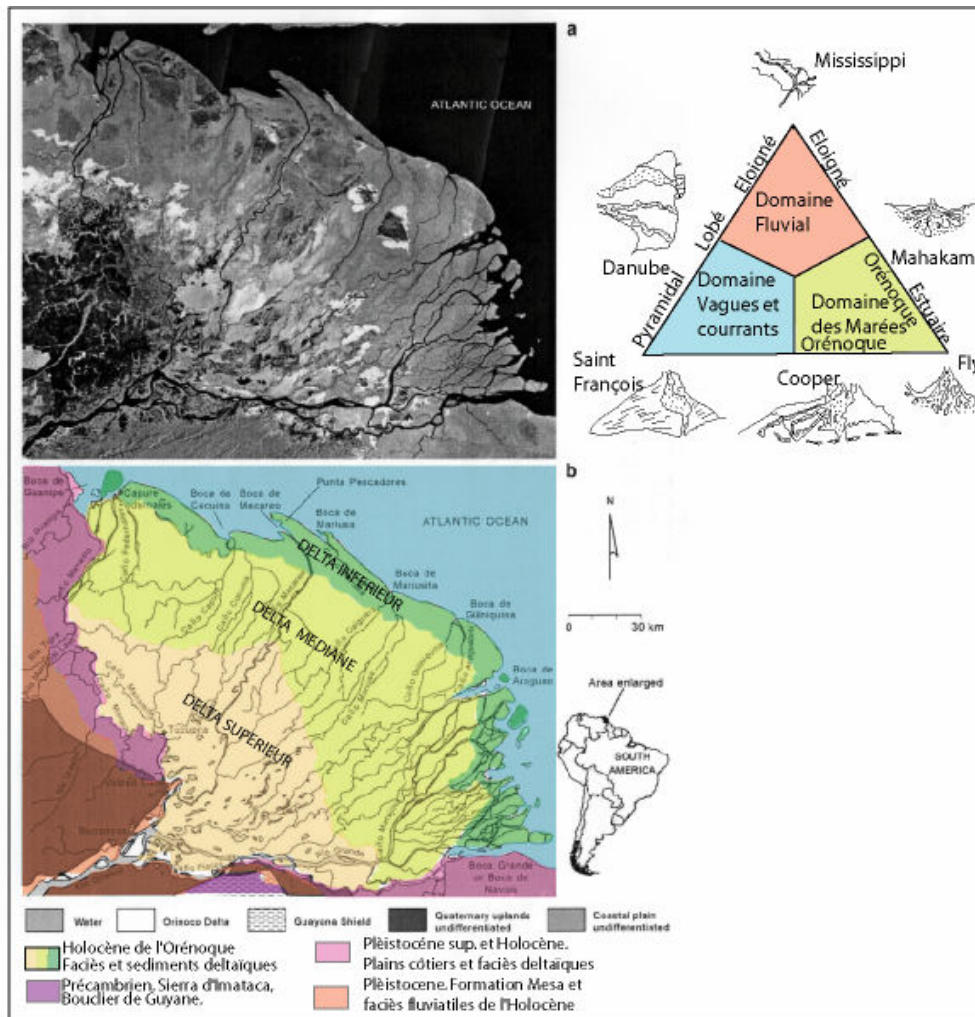


Figure 2. 9.- Géométrie et classification du delta de l'Orénoque et ses principaux canyons. Il s'agit d'un delta influencé par trois domaines : La zone littorale ou delta inférieur dominée par une dynamique côtière à effets de marées ou de houle; La zone médiane, delta intermédiaire, qui présente une dynamique mixte fluvio-marine; La zone amont caractérisée par une dynamique fluviale, Modifié de Méndez 2000 et Warner et al., (1999).

Méndez (2000) considère que la formation du delta de l'Orénoque récent débute, à partir de la transgression Holocène, quand l'élévation du niveau de la mer a ralenti (7.500-7.000 années B.P), Figure 2. 10. L'interaction entre la décharge de sédiments, leur distribution sur la plate-forme continentale, l'élévation du niveau de la mer, et la subsidence du substratum a réglé cette construction. Pendant la régression marine contemporaine du Dernier Maximum Glaciaire (LGM, ou Glaciation Wisconsin ; 120 m sous le niveau marin actuel), le proto-Orénoque déchargeait les sédiments directement depuis la plate-forme continentale jusqu'aux milieux sédimentaires profonds de l'océan Atlantique, en développant des faciès turbiditiques (Méndez 2000).

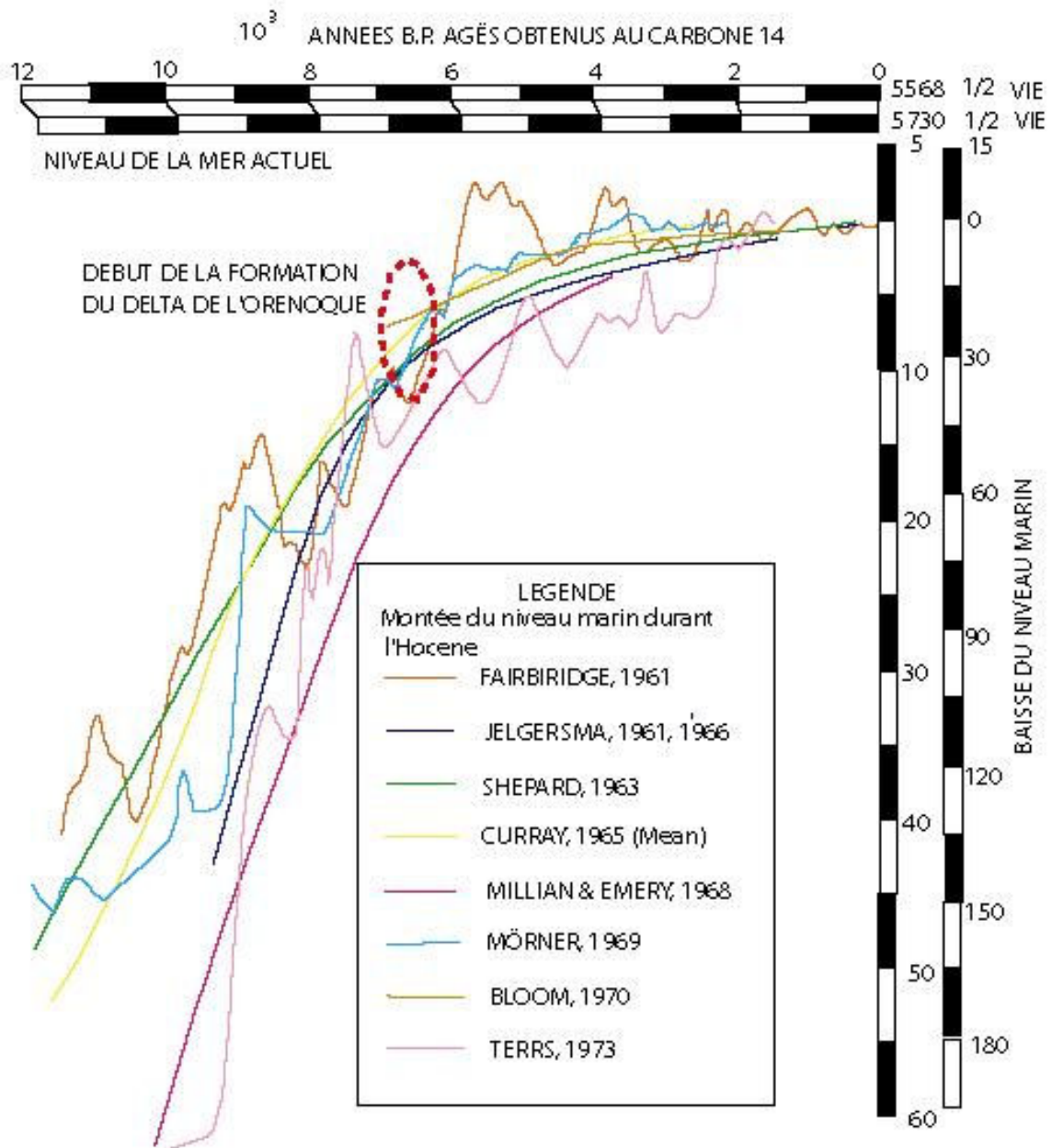


Figure 2. 10.- Développement du Delta de l'Orénoque dans le cadre de la dernière montée eustatique. Modifié de Méndez, 2000.

La progradation commence à être plus effective entre 4000-2000 années B.P, quand le niveau marin (NM) atteint probablement sa hauteur maximale. A partir de cette époque, le transport de sédiment jusqu'à la ligne de côte et leur entraînement depuis l'embouchure de l'Amazone par le courant du Guyana, limitent la redistribution sur la partie sous-marine de la plate-forme ; le delta prograde alors vers l'Est et le Nord-Est (Méndez, 2000).

A) Embouchure active du delta, flux d'eau, et de matière solide (données quantitatives)

Selon Esima et al. (1978, in Méndez 2000), la charge transportée par le courant du Guyana depuis l'Amazone, est approximativement le double de celle apportée par l'Orénoque, principalement sous forme d'argile. Sur la base du matériel mobilisé depuis l'embouchure de l'Amazone le long de la plate-forme continentale et des côtes des Guyanes, le bilan est estimé entre 100 et 200x10⁶ tonnes (Nedeco, 1962 ; Allersma, 1968 ; Kuehl et al., 1986a in Méndez 2000).

L'Amazone décharge entre 1.100 et 1300x10⁶ tonnes de matériaux par année (Meade et al., 1985), dont 400 à 800x 10⁶ tonnes/année s'accumulent sur la plate-forme continentale (Kuehl et al., 1986b in Méndez 2000). Entre 100 et 180x10⁶ tonnes/année sont transportées près de la ligne de côte à des profondeurs inférieures à 10m (Allison et al., 1995a).

B) Déviation des apports par les courants côtiers sur la plate-forme

Les matériaux transportés depuis l'embouchure de l'Amazone sont partiellement déposée sur la ligne de côte des Guyanes, en contribuant à sa progradation (Eisma et al., 1976 ; KUEHL et, le 1986a in Méndez 2000) mais la plus grande part arrive en face du delta de l'Orénoque.

Les courants marins et les marées distribuent les sédiments le long des côtes et de la plate-forme marine deltaïque. Une importante partie du dépôt est transportée jusqu'au prisme d'accrétion de la Barbade et est distribuée - par des canons sous-marins profonds – sous forme d'un éventail profond à l'avant du front de déformation. Une part mineure des sédiments est transportée jusqu'à la mer des Caraïbes, Figure 2. 11.

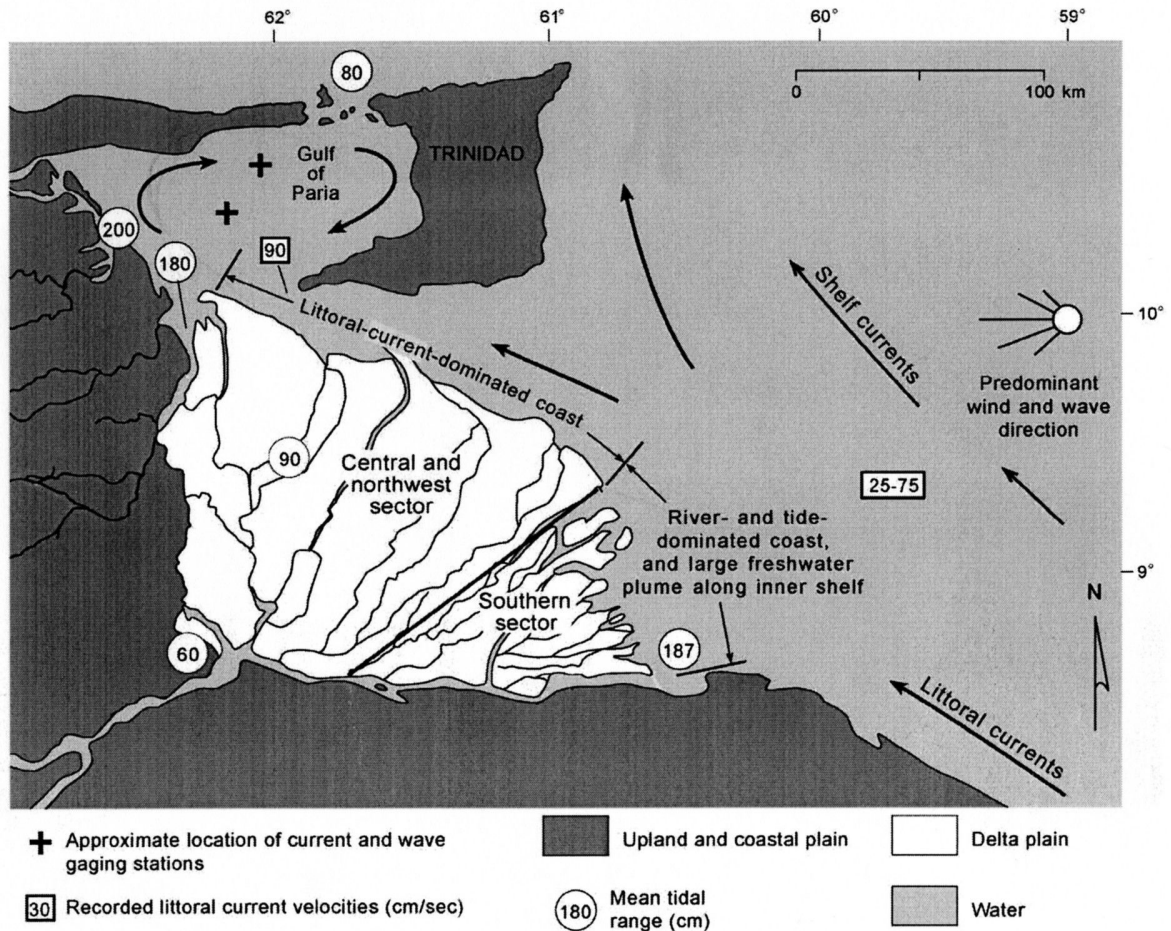


Figure 2. 11.- Hydrodynamique le long de la côte du delta de l'Orénoque. D'après Warne et al., (1999).

2.6. LE PRISME D'ACCRETION DE LA BARBADE

Le prisme de la Barbade a fait l'objet de nombreuses études tant géophysiques que géologiques depuis des années 70. On rappellera notamment les résultats des campagnes océanographiques Antilles 76, Venezuela 78, Carven 1 et 2 effectuées par le CEPM sur les navires de l'IFP (1982), des campagnes Caracolante II (1985), Diapicar (1987), Diapisar (1990), Manon (1992), Diapisub (1993) effectuées avec les moyens à la mer de l'IFREMER, et les campagnes de forages du Deep Sea Drilling Project (Leg 78A, 1982) et Ocean Drilling Program (ODP 110, 1986) réalisées dans le nord du prisme d'accrétion.

La Barbade est l'archétype du prisme d'accrétion, caractérisé par une intense activité tectonique en raccourcissement associée à la convergence entre la

lithosphère océanique atlantique (plaques sud et nord américaines) et la plaque Caraïbe (>2cm/an). La géologie de l'île de Barbade indique que la subduction a débuté depuis le début de l'Eocène (Speed et Larue, 1982). La limite de plaque est sismiquement active, avec des séismes liés à la subduction, de plus en plus profonds sous l'arc volcanique des Petites Antilles, Figure 2. 12.

Dans ce prisme tectonique, les flux sédimentaires détritiques alimentés principalement depuis le sud par l'Orénoque, depuis au moins l'Eocène, induisent des changements axiaux N-S à la fois dans la sédimentation sur le prisme et dans la sédimentation du « deep sea fan » de l'Orénoque à l'avant du prisme, ce qui contribue à la croissance du prisme respectivement par dépôt dans des bassins « piggy-back » et par accréation tectonique frontale. Par voie de conséquence, le prisme est beaucoup plus épais au Sud (à proximité des apports de l'Orénoque) qu'au Nord. Ceci influence la morphologie de surface, la géométrie des structures et la dynamique des fluides au sein du prisme. D'un point de vue morphologique, il est possible de distinguer au sein du prisme de la Barbade une partie Nord ou celui-ci est constitué d'une ride morphologique unique et une partie Sud qui s'organise grossièrement en deux axes distincts (une ride orientale ou ride de la Barbade et une ride occidentale ou crête de la Barbade) séparées par le bassin de la Barbade qui est une dépression morphologique perchée au cœur du prisme. La partie méridionale du complexe d'accréation qui est la plus proche des sources d'apports détritiques, montre des évidences d'interactions entre processus tectono-sédimentaires, et expulsion de fluides associés au développement de volcans de boue. Les forts taux de sédimentation et la sous-compaction résultante seraient une des causes de ce phénomène. Dans cette partie méridionale, des changements spectaculaires s'observent dans le style structural et la géométrie des séquences syntectoniques préservées sur le prisme.

Le delta de l'Orénoque se caractérise dans sa partie proximale et depuis le Pliocène par un système progradant à l'origine d'un talus recoupé de chenaux très diffus non décelables sur les données sismiques disponibles. Au contraire, dans la partie distale, le réseau distributaire se marque par des chenaux entaillant profondément les anticlinaux du front du prisme mettant en communication les différents bassins « piggy back ». Enfin au front du prisme, au niveau de la plaine abyssale, le système deltaïque se poursuit par des chenaux bien marqués formant un réseau en tresse soulignant un écoulement N-S.

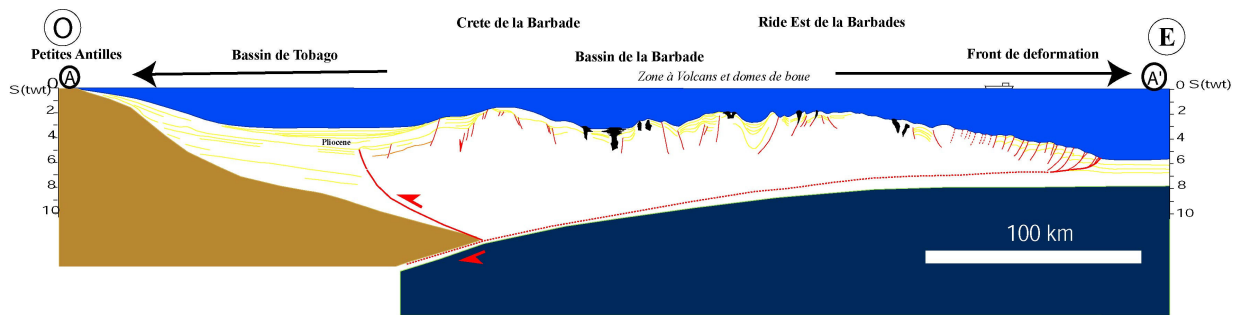


Figure 2. 12.- Coupe transversale schématique du prisme sud Barbade (Deville E., 2000), localisation Figure 2.2.

Volcans de boue :

Les volcans de boue sont un autre aspect important du secteur d'étude, que nous incorporons dans ce chapitre de géologie régionale. Dans le sud du prisme; les volcans de boue sont nombreux. Ils affectent souvent les plis anticlinaux du prisme, mais ils se situent également au sein des bassins transportés et sur la pente de la marge vénézuélienne, au large du delta de l'Orénoque, Figure 2.13. Quelques structures argilocinétiques ont également été observées à l'avant du front de déformation (Henry et al., 1996). Ces structures sont aussi connues à terre le long du bassin oriental du Vénézuéla, à Trinidad jusqu'au sud de la Ride de la Barbade, Figure 2. 13. Dans la zone de l'Orénoque, ils sont situés le long de la crête orientée NE-SO de l'anticlinal de Pedernales (Aslan et al., 2001) ; on les retrouve, vers l'Est dans la Chaîne Méridionale (« Southern Range ») de Trinidad et, à l'Ouest, dans le bassin oriental du Vénézuéla.

Le développement des volcans de boue le long de l'axe du bassin oriental du Vénézuéla est associé à la rapide accumulation de sédiments Miocène-Pliocène dans le *foredeep* et à la compression de la ceinture de plis et chevauchements de la Chaîne Intérieure Orientale (Di Croce, 1995). La présence le long de la crête de l'anticlinal de Pedernales suggère que la tectonique compressive joue un rôle plus fort dans le développement des volcans de boue dans l'Orénoque. Dans le Sud-Est de Trinidad, ils occupent une position semblable le long de la crête de l'anticlinal de la Chaîne Méridionale (Aslan et al., 2001).

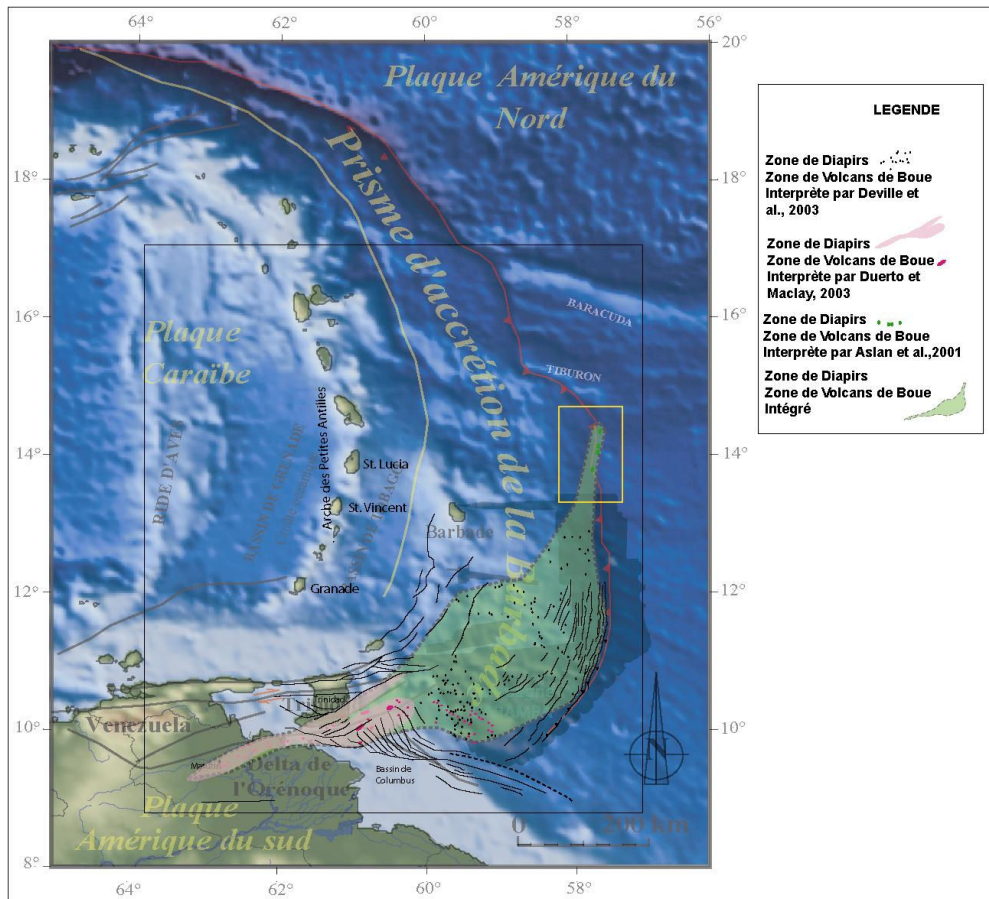


Figure 2. 13.- Localisation des volcans de boue dans la zone d'étude (d'après Deville et al., 2003, Duerto & McClay, 2003, Aslan et al., 2001, Brown and Westbrook, 1988).

Fluides :

L'abondance des structures décrites ci-dessus témoigne de la forte activité des fluides dans le sud d prisme de la Barbade. Les fluides ont un rôle très important par le décollement (Lallement et al., 1990)

CHAPITRE 3: STRATIGRAPHIE-SISMIQUE

3.1. CORRELATION DES PROFILS SISMIQUES DISPONIBLES ET AGE DES UNITES

Pour la région du delta de l'Orénoque, l'analyse sismo-stratigraphique se base sur les séquences définies par Di Croce (1995), mais adaptées à ce travail, Figure 3. 1. Elles ont été reportées sur les profils à notre disposition.

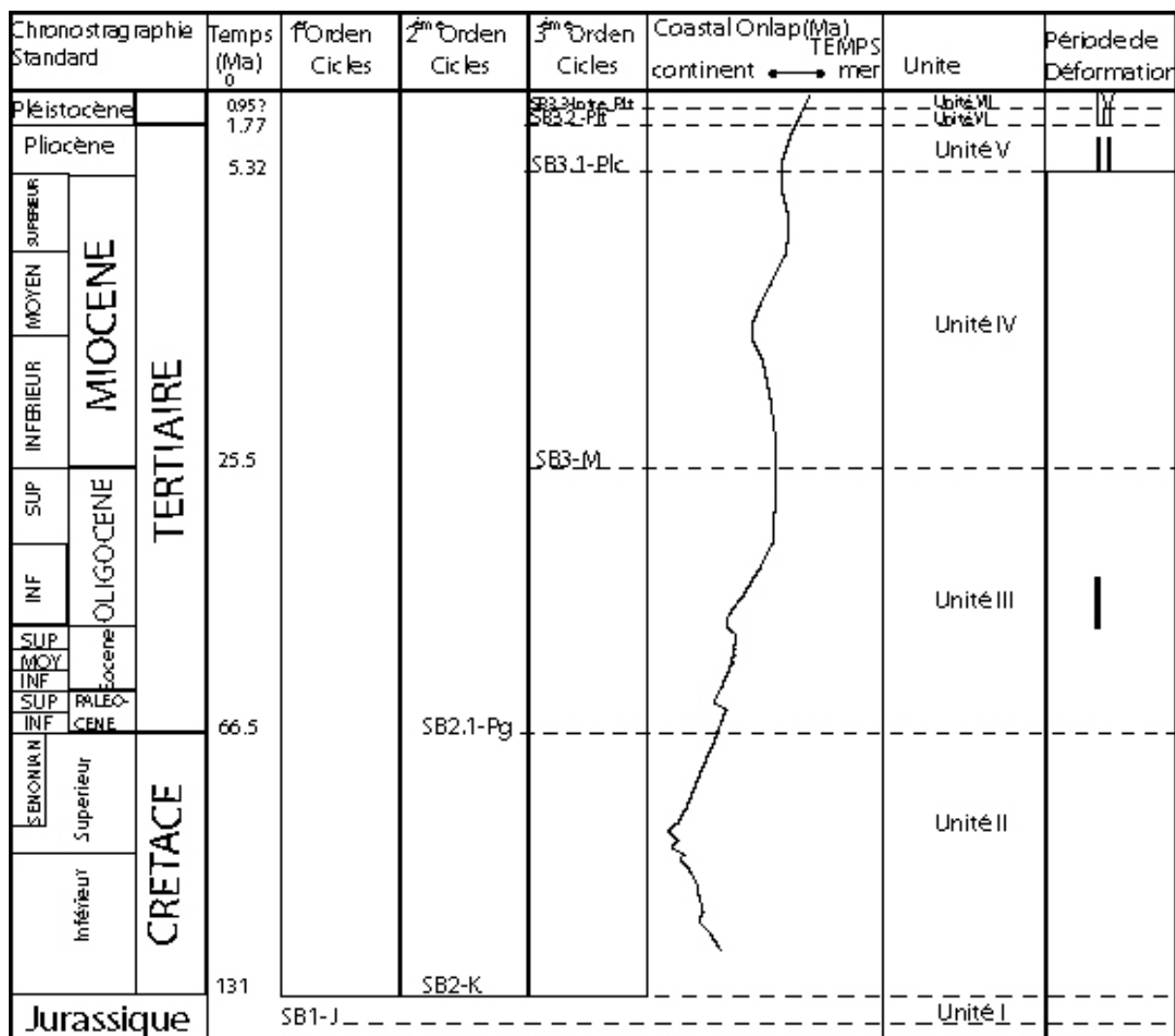


Figure 3. 1.- Nom des unités sismiques utilisées dans ce travail (colonne de droite). Les limites de séquences SBJ1, SBK2.0, etc ... sont celles identifiées par Di Croce (1995) et reconnues dans notre zone d'étude.

Nous avons utilisé les puits **A** et **B** publiés par Prieto (1987), Figure 3. 2, situés sur la plate-forme du Venezuela, Figure 1.1. En ce qui concerne la zone de plate-forme, nous avons pu identifier 7 séquences : une de premier ordre, trois de second ordre et trois de troisième ordre.

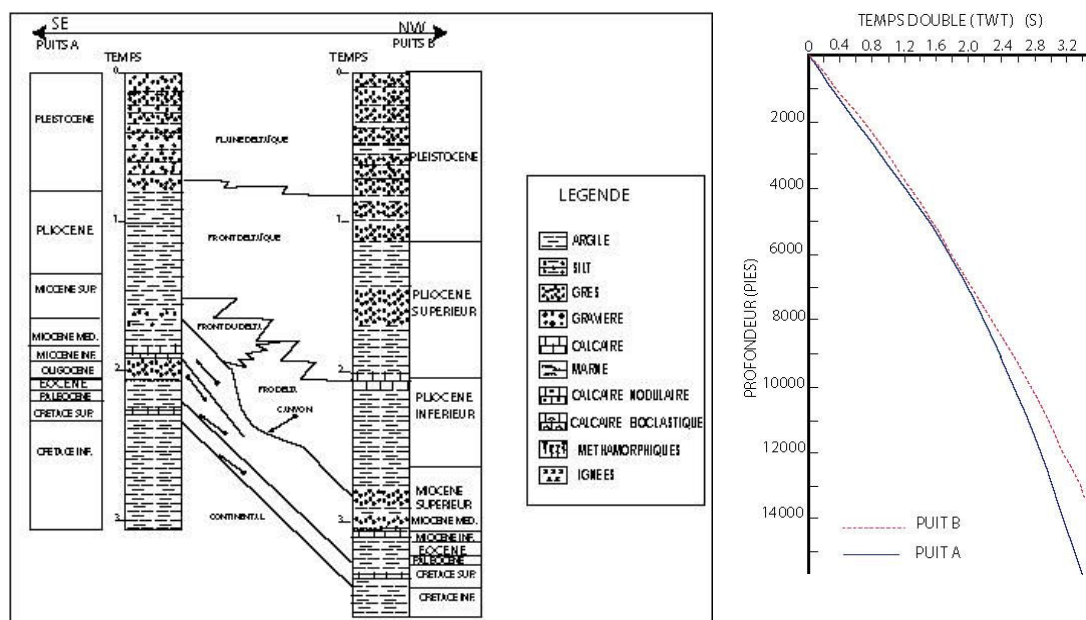


Figure 3. 2. - Corrélation des forages et courbes $Z=f(t)$ pour les puits « A » et « B ». Modifié après Prieto (1987).

Les informations de forage ont ensuite été projetées sur le profil VEN 29 qui documente à la fois la plate-forme du Venezuela et l'extrémité méridionale du prisme de la Barbade, Figure 3. 3.

Ainsi, dans la zone méridionale du prisme de la Barbade, nous avons pu reconnaître la base du Pliocène, celle du Pléistocène, et enfin un horizon intra-pléistocène. Ces horizons correspondent à des limites d'unités sismiques et ont été repérés par la terminaison latérale de leurs réflecteurs en, *onlaps* et/ou *toplaps*. Dans certains cas favorables, nous avons pu identifier quelques horizons internes très locaux dont le pointé a permis de préciser l'évolution des bassins transportés.

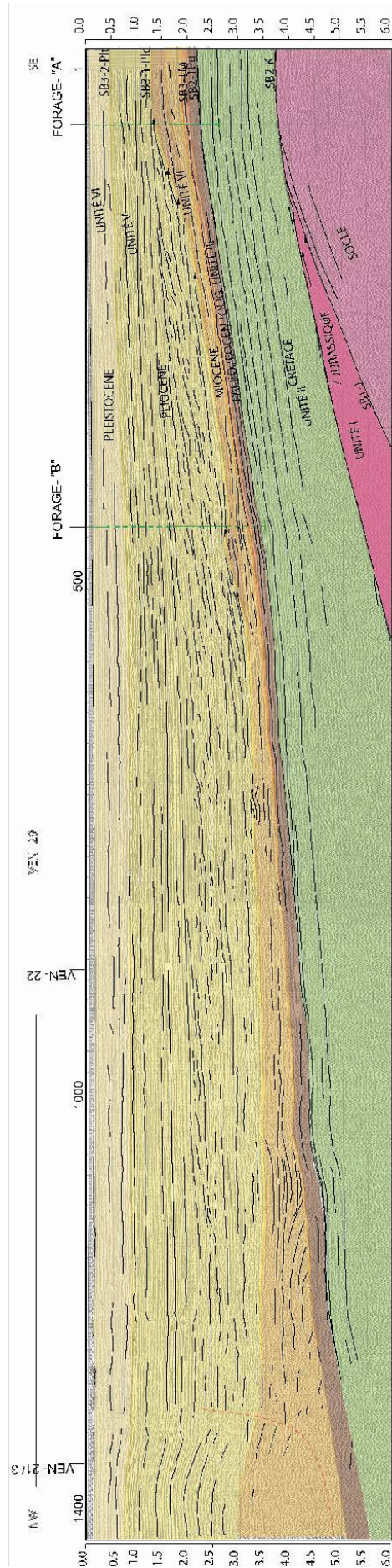


Figure 3. 3.- Corrélation des puits "A" et "B" sur le profil Ven-29 situé sur la plate-forme de L'Orénoque (localisation Figure 1.1.)

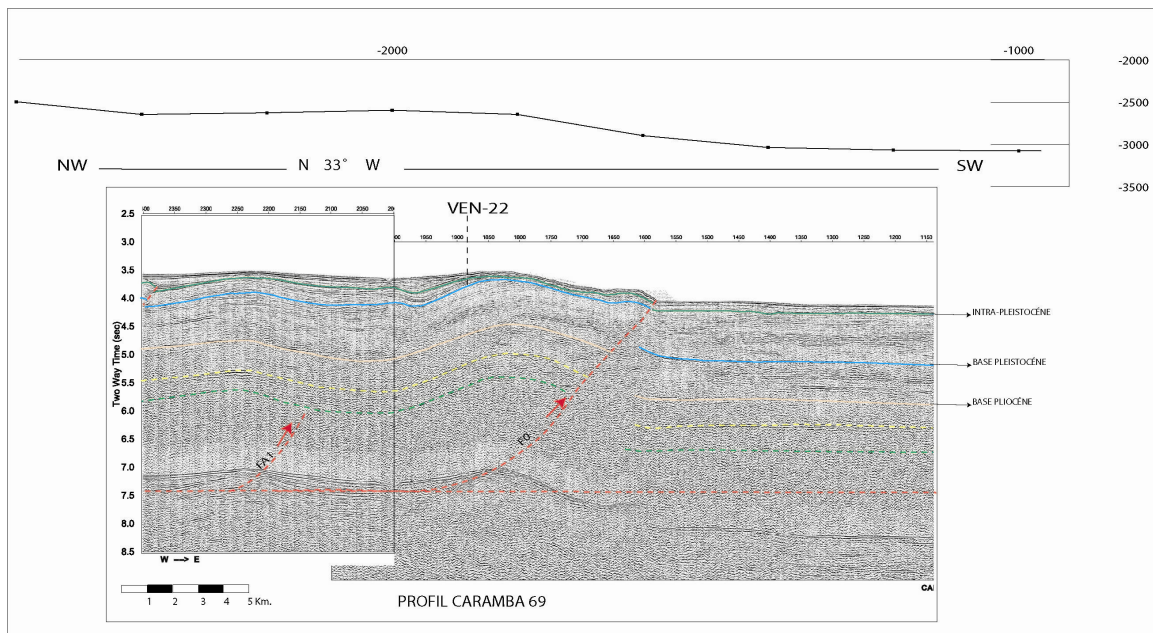


Figure 3. 4.- Horizons pointés sur les profils CARAMBA. On notera que les réflecteurs bleu et vert clair sont synchrones de la déformation. Les horizons rose, jaune et vert foncé sont antérieurs à la déformation, (localisation, Figure 1.1, Voir Planche # 1).

Description des Principales Séquences Sédimentaires :

Dans ce paragraphe, nous décrivons brièvement les différentes unités sismiques repérées sur la plate-forme et nous discutons leur signification par rapport à l'évolution de la plate-forme vénézuélienne.

Nous décrivons ci-dessous leurs principales caractéristiques sismiques aux endroits où ces unités sont identifiables dans la partie sud du prisme de la Barbade (cas des unités les superficielles V, VI, VII).

Unité I : Cette unité pourrait être d'âge fin du Jurassique. En effet, elle se situe entre les surfaces de discontinuité **SB1-J** et **SB2-K** et sur la plate-forme du Vénézuéla, les réflecteurs de l'**unité I** sont divergents. Cette unité pourrait donc être associée à une phase de remplissage de grabens, Figure 3. 5 et pourrait s'apparenter aux dépôts syn-rift jurassiques, cas du graben d'Espino dans le bassin de Guàrico du Vénézuéla, (Di Croce, 1995 et Padrón, 2002).

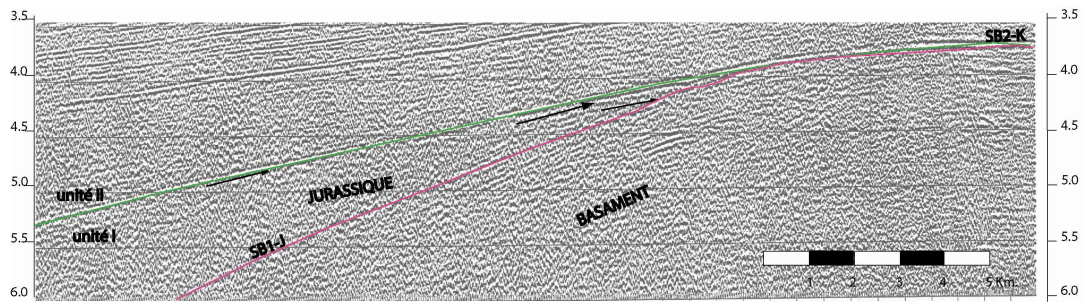


Figure 3. 5.- Géométrie divergente dans l'unité I. Cette géométrie divergente pourrait être associée à un faciès de remplissage syn-rift comparable par exemple à celui des grabens d'Espino et de Tucutu, lesquels sont des grabens jurassiques avortés qui affectent le craton de l'Amérique du Sud , (Profil ven-29 localisation, Figure 1.1, Voir aussi Planche # 1).

Unité II : Cette unité se développe entre les limites de séquence **SB2-K** et **SB2.1-Pg**, (base et sommet respectivement). La limite **SB2-K** correspond à une discordance (probablement la "break-up unconformity") et souligne le contact entre les sédiments crétacés et le substratum Jurassique à Paléozoïque. Cette unité correspond au Crétacé (au moins à l'intervalle Barrémien-Campanien), et peut-être en partie au Crétacé basal, voire au Jurassique terminal. Dans cet ensemble sismique, on peut observer la bonne continuité des réflecteurs, en accord avec une sédimentation de marge passive décrite dans le chapitre précédent. Elle est bien identifiable de par ses caractéristiques sismiques (forte amplitude, géométrie tabulaire, bonne continuité des réflecteurs), notamment sur quelques profils documentant la plate-forme, Figure 3. 6, Figure 3. 7, Figure 3. 8 et Figure 3. 9. Du point de vue lithologie, elle correspond à une plate-forme carbonatée (Prieto, 1987).

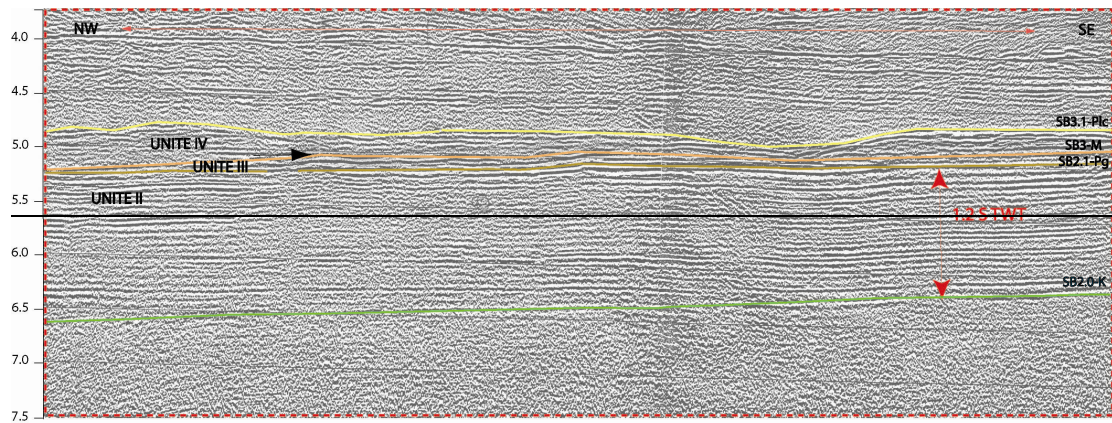


Figure 3. 6.- Unités sismiques II, III et IV (profil VEN 27, localisation Figure 1.1). Pour l'unité II noter la géométrie parallèle à subparallèle des réflecteurs. La base de l'unité III (SB2.1-Pg) est concordante avec l'unité précédente. L'unité III disparaît vers le NO par érosion sous la surface de discontinuité SB3-M.

Unité III : Elle est limitée par la surface **SB2.1-Pg** (correspondant à un changement de lithologie) et par la surface de discontinuité **SB3-M**. L'unité III représente la base des unités tertiaires. Ses réflecteurs sont continus. Cette unité disparaît par érosion vers le nord-ouest en direction de la plate-forme, Figure 3. 6 et Figure 3. 7. Du point de vue lithologique, elle correspond sur la plate-forme à une alternance de sable et d'argile.

Unité IV : Cette unité est limitée par les surfaces de discontinuité **SB3-M** et **SB3.1-Plc**. Sa base est subparallèle à la séquence précédente et elle disparaît également par érosion vers la bordure de la plate-forme en direction du nord-est, Figure 3. 7. Cette unité s'est déposée pendant le Miocène. Dans cette unité, des sous-unités ont été identifiées, elles correspondent à la base du Miocène moyen et à la base du Miocène supérieur. Néanmoins elles ne sont pas corrélables sur la partie méridionale du prisme de la Barbade et n'y ont donc pas été repérés. Du point de vue lithologique, l'unité IV correspond sur la plate-forme à des intercalations de sable et l'argile, Figure 3.2.

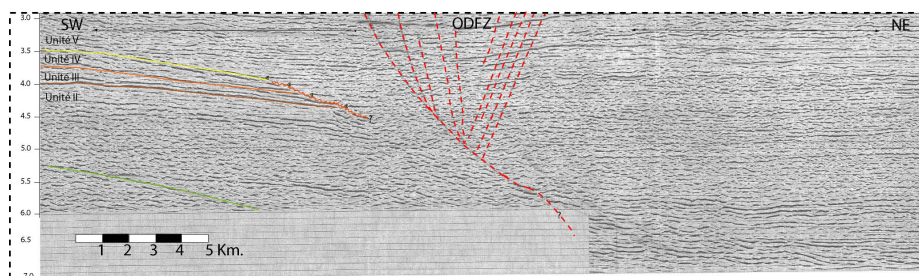


Figure 3. 7.- l'unité IV, détail sur le profil Ven-23 (localisation Figure 1.1). Cette unité montre un épaissement général vers le nord-ouest. La base est concordante sur l'unité précédente dont le sommet correspond à une surface d'érosion bien marquée qui se suit dans l'ensemble de la zone.

Unité V : elle est limitée à sa base par la surface de discontinuité **SB3.1-Plc** (base du Pliocène) et à son sommet par l'horizon **SB3.2-Plt** (base du Pléistocène). Sur la plate-forme, l'unité V tend à s'épaissir vers le nord-ouest et vers la bordure de la plate-forme. Vers le nord-est, son épaisseur diminue à la faveur de failles listriques. Sur la plate-forme, cette unité sismique pliocène est caractérisée par des réflexions sigmoïdales, localement chaotiques, Figure 3. 8 et Figure 3. 9. Du point de vue lithologique, elle correspond essentiellement à des dépôts argilo-sableux. Dans la zone du prisme, les réflexions ont un aspect plus tabulaire suggérant que les dépôts argileux deviennent dominants.

La base de cette unité est antérieure à la déformation de la partie méridionale du prisme, mais la partie supérieure est contemporaine de la déformation.

Unité VI : Elle est limitée par les horizons **SB3.2-Plt** et **SB3.3-Int-Plt**. La limite de séquence **SB3.3-Int-Plt** pourrait correspondre au Pleistocène Moyen, d'après José Mendez (communication personnelle, 2005), Figure 3. 9.

D'un point de vue lithologie, l'unité VI correspond essentiellement à des sables. Sur la plate-forme, les réflecteurs sont sigmoïdaux et discontinus, au niveau du prisme, ils ont une allure soit tabulaire, soit chaotique.

Unité VII: Cette unité sismique peut être suivie sur toute la zone d'étude, de la plate-forme jusqu'au front du prisme. Elle est limitée à sa base par la surface de discontinuité **SB3.3-Int-Plt**. Sur la plate-forme, l'unité VII est essentiellement sableuse. Dans la zone du prisme, les réflecteurs qui correspondent à cette unité ont une allure soit tabulaire, soit chaotique.

Cette unité est contemporaine de la déformation du prisme, Figure 3.10.

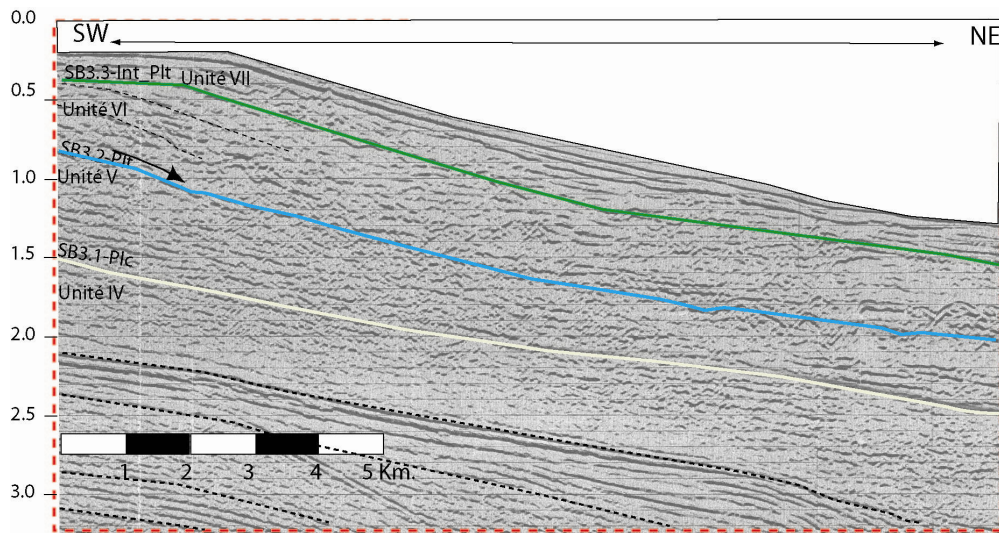


Figure 3. 8.- Les unités VI et VII soulignent la progradation récente de la plate-forme vers le NE. Les réflecteurs internes ont une allure en « hummock clinoforms », parallèles et subparallèles.

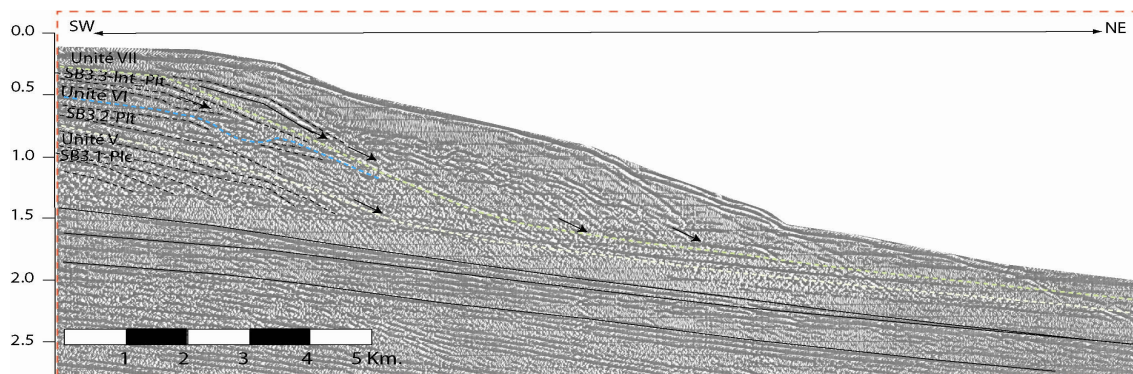


Figure 3. 9.- La bordure de la plate-forme au niveau du profil VEN-25. On observe l'amincissement des unités VI et VII vers le NE. Ces unités représentent la base du Quaternaire et sont caractérisées par des réflexions sigmoïdales.

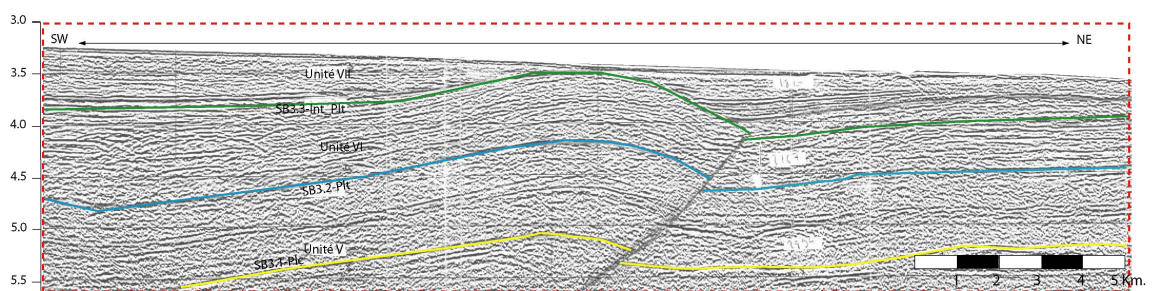


Figure 3.10.-Unités syn-sédimentaires.Les unités VI et VII sont contemporaines de la déformation récente du prisme d'accrétion,(Ven-22, localisation Figure 1.1)

Les unités sismiques qui ont pu être suivies avec une certaine confiance jusque dans la zone méridionale du prisme de la Barbade sont les unités V (Pliocène) et VI (Pléistocène). Une troisième unité (VII) a pu être définie, nous l'attribuons à des dépôts d'âge Pléistocène.

3.2. FACIES SISMIQUES ET PARTICULARITES DES UNITES V, VI ET VII

Après un aperçu général des unités développées sur la plate-forme et de leur corrélation jusque dans la plaine abyssale, nous nous sommes intéressés à une étude plus fine des unités du remplissage sédimentaire, et à leur faciès sismiques. Ce travail permet de proposer des attributions de lithologie à ces séquences, et de discuter le mode de sédimentation et le paleoenvironnement, Figure 3. 11.

Nous avons défini des unités internes au sein des unités V, VI et VII, lorsque cela était possible, Figure 3. 12.

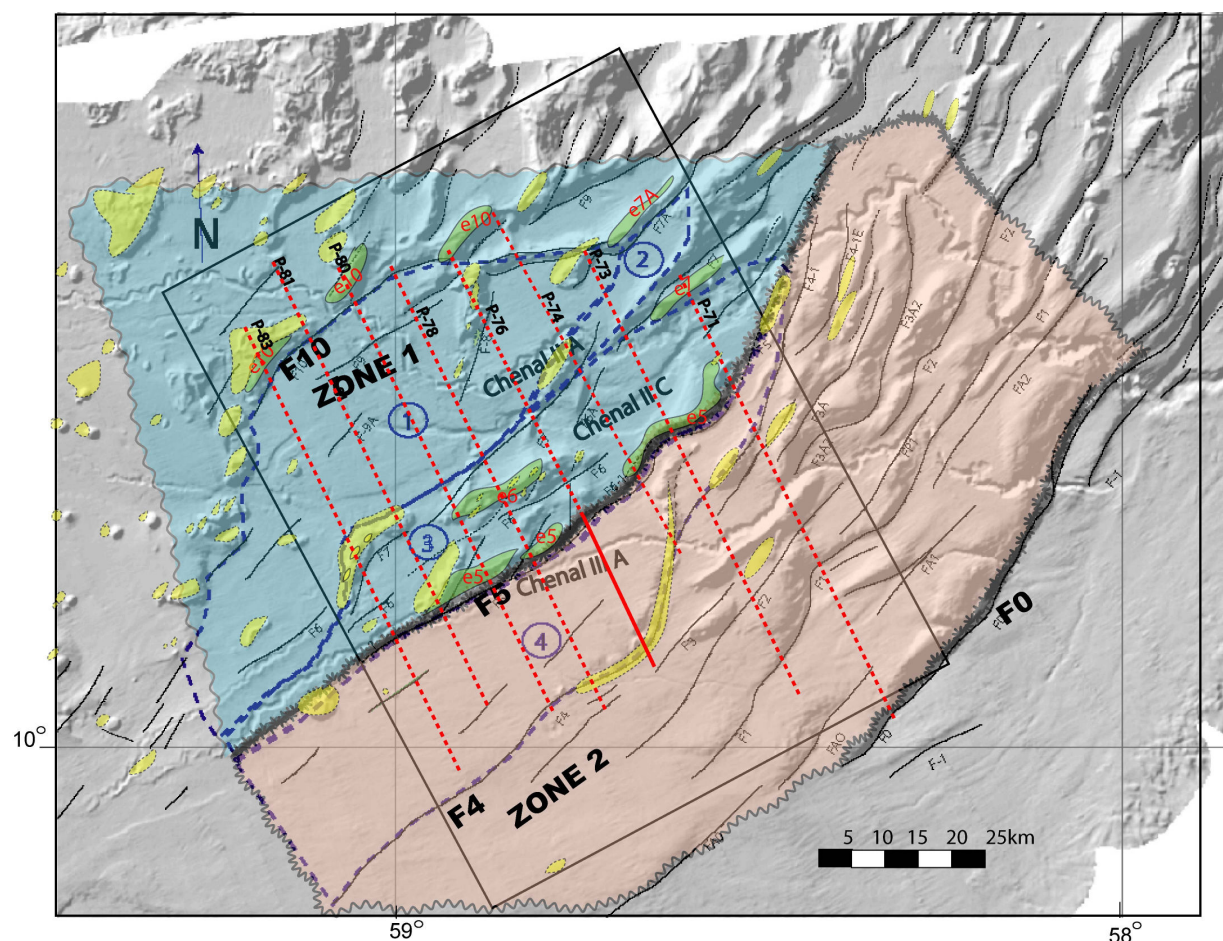


Figure 3. 11.- Localisation des détails sismiques. La Zone 1, en bleu, représente les corps de géométrie tabulaire, en rose la zone 2, les corps de géométrie chaotique "sourds", en vert sont représentées les zones d'érosion et en jaune les zones de volcans et coulées de boue.

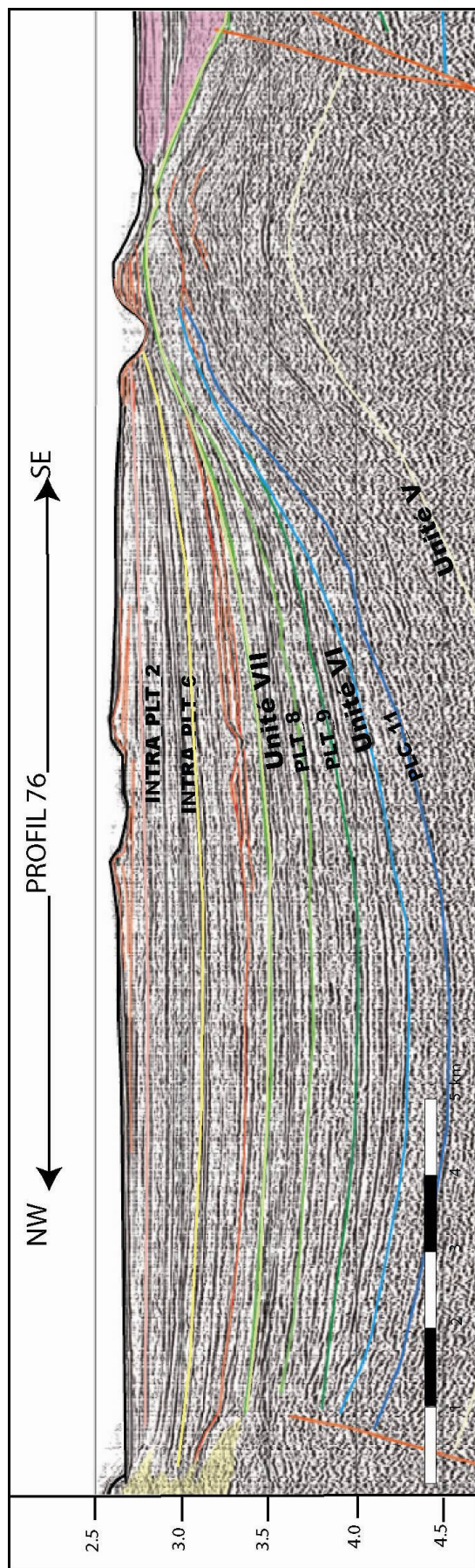


Figure 3. 12.- Séquences distinguées dans la zone 2. On notera que les unités VI et VII se développent dans le bassin transporté dans un contexte syntectonique (voir aussi Planche # 2).

UNITE V:

Au sein de l'unité V, ont été distingués deux horizons internes correspondant à des réflecteurs internes au Pliocène, que nous avons désignés PLC_12 et PLC_11, Figure 3. 13. Ces surfaces de discontinuité ont été identifiées à partir des terminaisons d'onlaps. Elles ont été corrélées uniquement dans la zone 2, Figure 3. 11. Les fréquences sont en général moyennes et le contraste d'amplitude est fort. Cette unité marque le début de la déformation syntectonique. Ceci correspond à la géométrie en lentille amincie, identifiée par les terminaisons en onlap. Cette unité conserve une épaisseur en général constante de 400 ms temps simple (TS), environ.

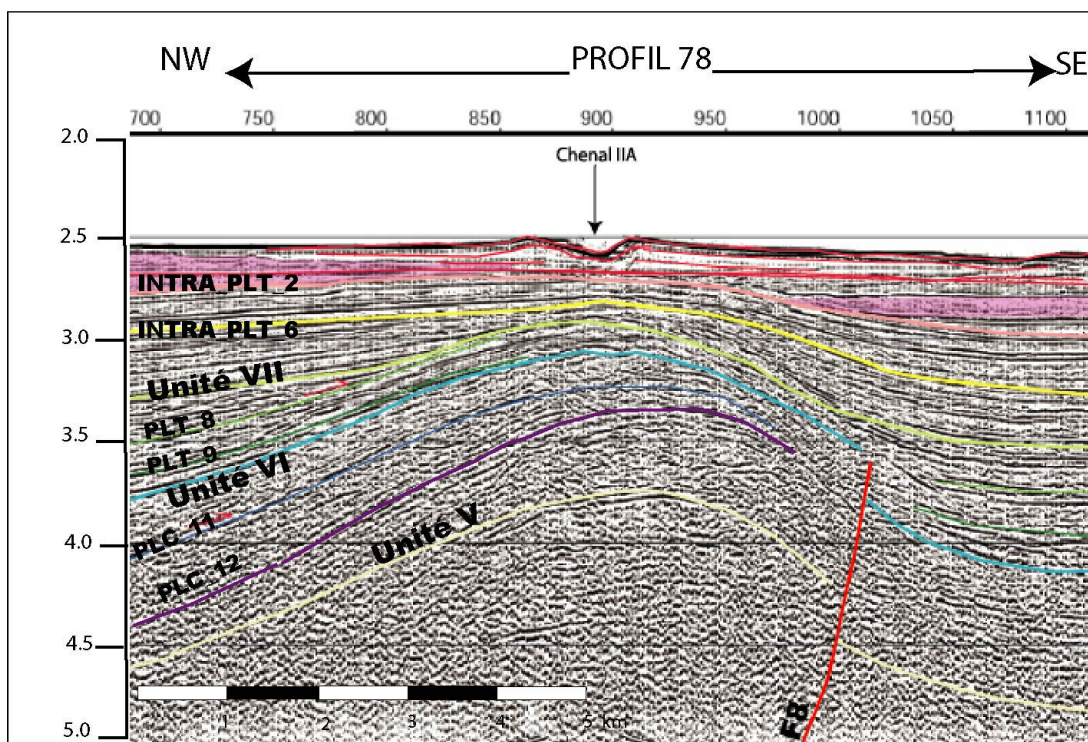


Figure 3. 13.- Unité V sur le Profil 78. Constitué par les horizons "intra-sequences" PLC_11 et PLC_12 (voir aussi Planche # 2). .

UNITE VI:

Comme cela a été mentionné dans le paragraphe 3.1 cette unité correspond à des dépôts pléistocènes, au sein desquels deux surfaces, PLT_8 et PLT_9, bien marquées ont été identifiées à la fois dans les zones 1 et 2, Figure 3. 14. Deux périodes d'activité séparée par une période de calme tectonique ont été distinguées entre les intré-séquences Plt_8 et Plt_9 sur le Profil 78, Figure 3.14.

L'épaisseur de l'unité VI est très variable d'un bassin à l'autre (~300 à ~400 ms, TS), car elle correspond à une sédimentation contemporaine de la déformation.

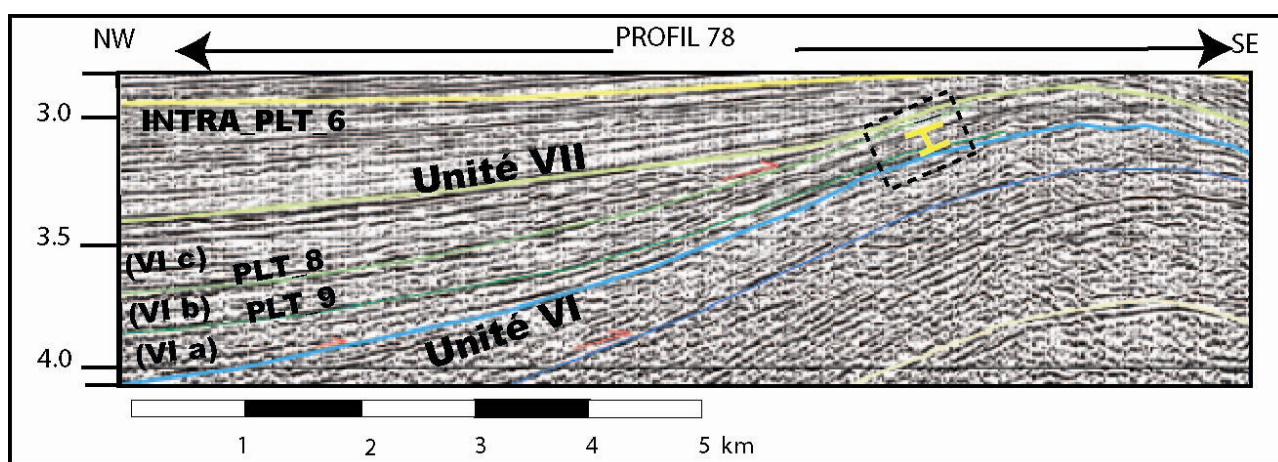


Figure 3. 14.- Détail de l'Unité VI. Sur le Profil 78. Les horizons PLT_8 et PLT_9 sont représentés en vert.(voir aussi Planche # 2).

La géométrie de ces réflecteurs est divergente dans la zone des chevauchements frontaux, alors que dans la plaine abyssale ces réflecteurs sont plus ou moins horizontaux et moins continus, avec une géométrie en forme de minces lentilles entre les réflecteurs SB_Plt_3.2 (équivalent à PLT_10) et SB_intra_Plt_3.3 (équivalent à PLT_7). L'amincissement est plus prononcé vers le SE (direction de progradation de la déformation) où l'épaisseur entre SB_Plt_3.2 et SB_intra_Plt_3.3, passe de ~350 ms (TS) à ~75 ms (TS). Il faut souligner que SB_Plt_3.2 et SB_intra_Plt_3.3 sont équivalentes aux deux surfaces PLT_8 et PLT_9, Figure 3. 14. Donc ces surfaces génèrent trois sous-unités « VI a » ; « VI b » et « VI c ». Chacune correspond à un pulse de dépôt ou/et d'activation tectonique. De plus, on notera que l'unité « VI b » correspond à une période de calme tectonique caractérisée par une série isopaque dont la fréquence et l'amplitude est en général moyen (cf. chapitre 4).

UNITE VII:

Elle correspond au niveau actuel (INTRA_PLT_1), c'est-à-dire, entre la bathymétrie (→ équivalent à Actuel) et la base Intra - Pléistocène.

Par rapport à cette unité, nous avons identifié 5 horizons « intra-séquences » (INTRA_PLT_2, INTRA_PLT_3, INTRA_PLT_4, INTRA_PLT_5, INTRA_PLT_6).

Ils ne sont pas bien continus et corrélables sur les deux zones (1 et 2), sauf les surfaces INTRA_PLT_2 ; INTRA_PLT_4 ; INTRA_PLT_6. Cependant, vers le sud-ouest, on a continué à utiliser cette même nomenclature des horizons, afin de mieux comprendre le développement des structures situées dans la zone en échelon (OFDZ) décrite par Deville et al., (2003).

La géométrie, les fréquences et le contraste d'amplitude sont très variables, et nous avons hésité entre trois scénarios pour expliquer cela. Le première est sur la zone 1 ; le deuxième sur la zone 2 et le troisième sur la zone OFDZ, Figure 3. 15, Figure 3. 16 et Figure 3. 17, respectivement.

Dans la zone OFDZ en général la géométrie des réflecteurs est tabulaire, les amplitudes et la fréquence sont moyennes, Figure 3. 17.

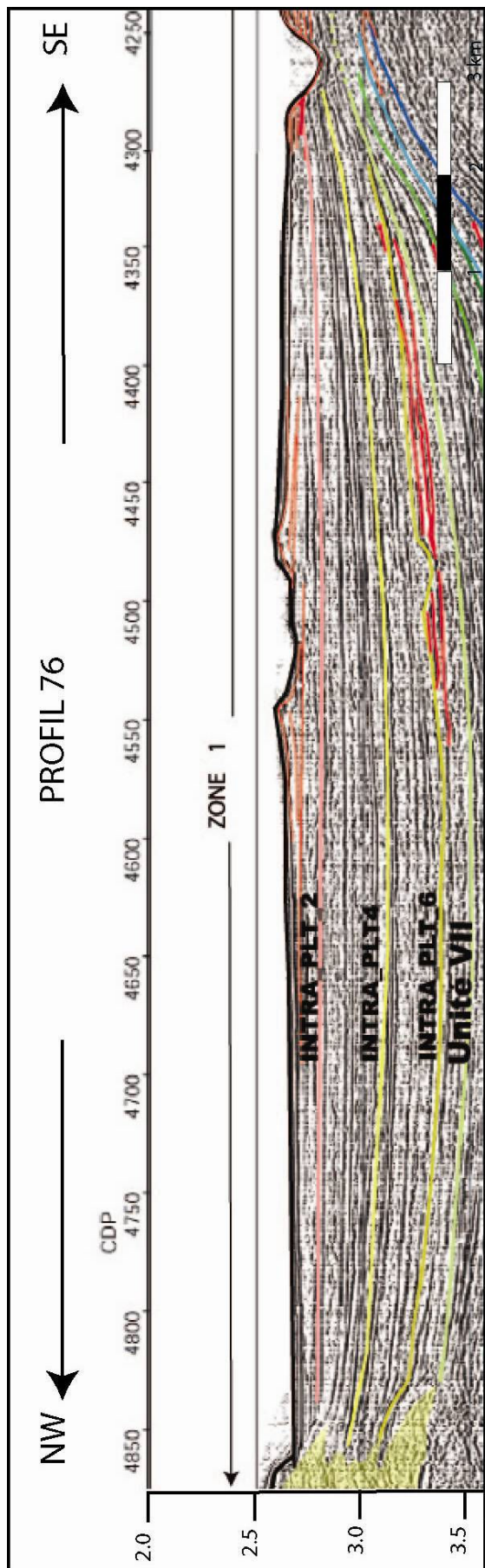


Figure 3. 15.- Zoom de l'Unité VII. Sur le Profil 76 dans la Zone 1. On observe les "intra-séquences" : Intra-PLT_6, Intra-PLT_4, Intra-PLT_2 en dégradés jaunes (voir aussi Planche # 2).

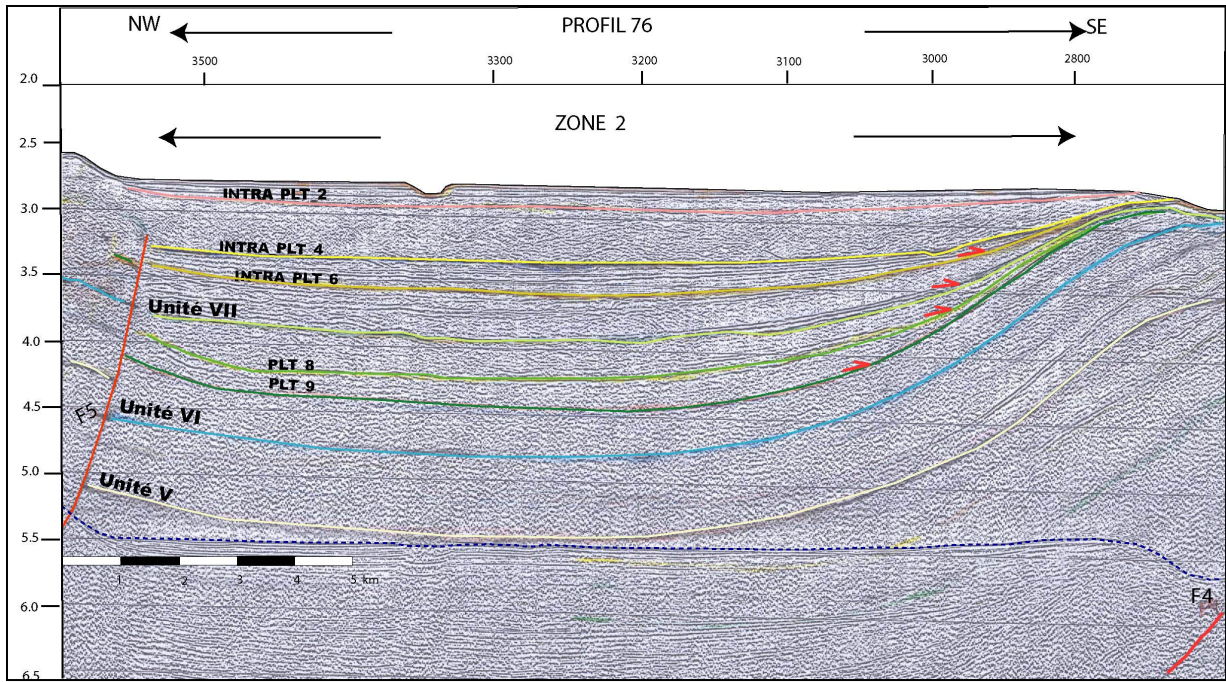


Figure 3. 16.- Zoom de l'Unité VII sur le Profil 76 dans la Zone 2. On observe les mêmes "intra-séquences" qu'on vient de corrélérer sur le zone 1 dans le zone 2 (voir aussi Planche # 2)..

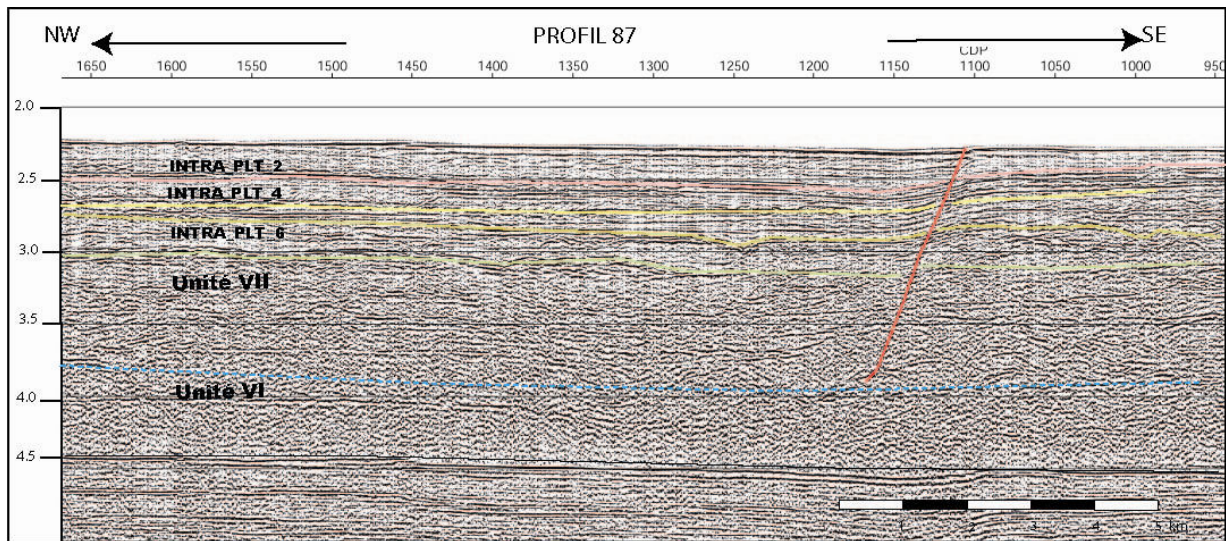


Figure 3. 17.- Zoom Profil 87. Expose les intra-séquences de l'unité 7 dans la zone en échelon, vers le sud-ouest de la région d'étude (voir aussi Planche # 2)..

En général on peut bien corrélérer les horizons ("intra-séquences") dans les zones 1 et 2 surtout dans les bassins transportés, Figure 3. 16. Cependant, il faut souligner que les intra-séquences entre les unités V et VI sont bien suivis dans la zone 1, mais pas dans la zone 2. Les intra-séquences entre les unités VI, VII et le fond de la mer sont bien corrélées dans les deux zones (1 et 2), en particulier les intra-séquences Intra_PLT_2, Intra_PLT_4, Intra_PLT_6.

3.3.- DEFINITIONS DES FACIES SISMIQUES ET DES TERMINAISON LATERALES DES REFLECTEURS.

3.3.1. Des corps stratifiés

Ils sont liés aux réflecteurs à géométrie parallèle, subparallèle ou tabulaire possédant un fort contraste d'amplitude (CHA, contraste haut d'amplitude) et des fréquences hautes à moyennes.

a) Plans parallèles (hémipélagites, turbidites tabulaires): En général, les géométries associées montrent des hautes fréquences et des amplitudes variables, moyennes à hautes, Figure 3. 19.

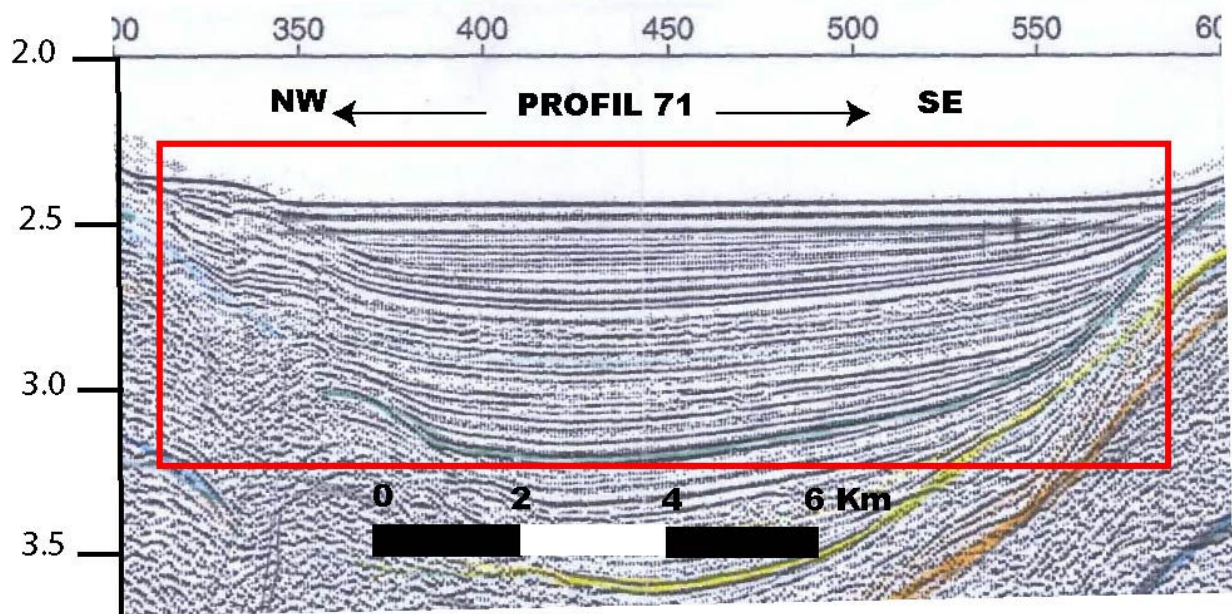


Figure 3. 19.- Géométrie parallèle à sub-parallèle. On observe le contenu en fréquence moyenne – haute et la géométrie des réflecteurs parallèles. Ces types des géométries ont été identifiés dans les bassins piggy-back, la plaine abyssale et les chenaux et canyons.

b) Système des chenaux-levées: Il se développe, sur la zone amont, à proximité de la marge continentale et est caractérisé par ses réflecteurs parallèles et subparallèles, Figure 3. 20.

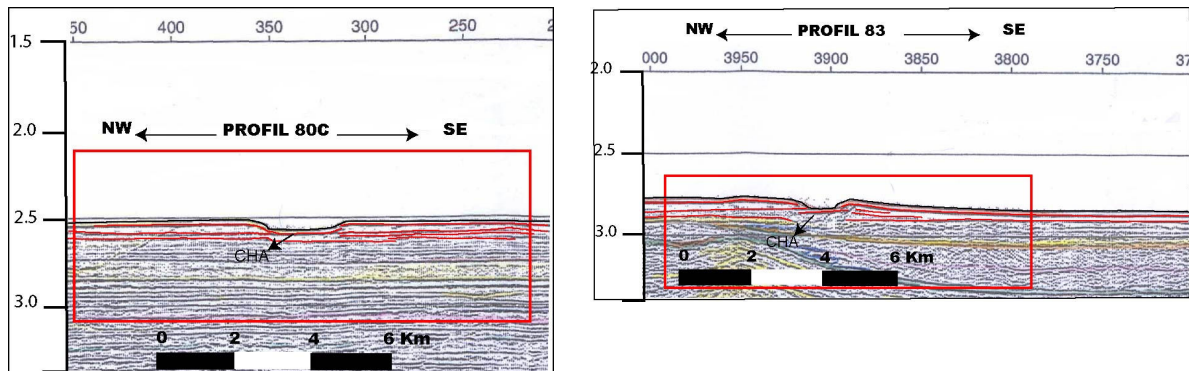


Figure 3. 20.- Géométrie des chenaux-levées dans la sismique rapide. On observe la géométrie des réflecteurs parallèle et subparallèle et le haut contraste d'amplitude (CHA).

3.3.2. Zones "sourdes":

Elles sont associées à des remaniements gravitaires grossiers, *mass-flows* et *debris-flows*; volcans et coulées de boue; surrection en masse (Deville et al., 2007). La différenciation entre les uns et les autres ce n'est pas évidente, cependant on s'appuie sur les profils de sismique rapide corrélés avec les profils de haute résolution pour discerner la nature de ces corps.

3.3.3 Mass-Flows et Debris-Flows

Les faciès sismiques sont chaotiques et tendent à être transparents. Localement, on observe de petits chevauchements ou des réflecteurs obliques. Ces faciès sont liés aux coulées de volcans de boue ou à de grossiers remaniements gravitaires, Figure 3. 21.

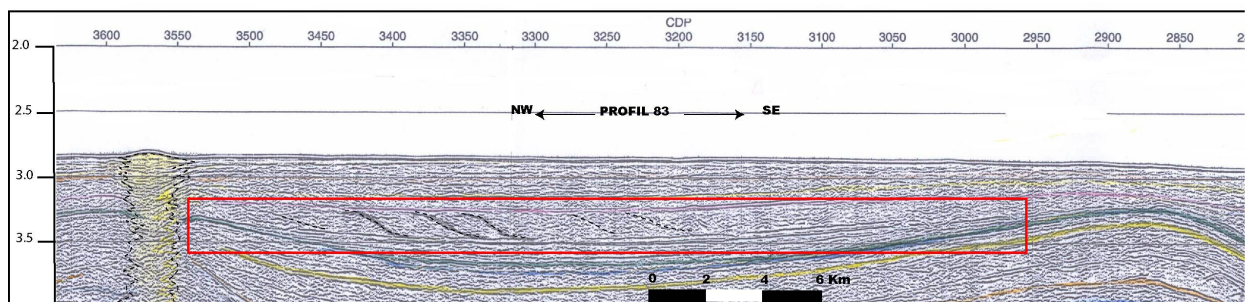


Figure 3. 21.- Geometrie de Mass-Flow et Debris Flows. Les segments pointillés représentent les petits chevauchements ou des réflecteurs obliques (voir aussi Planche # 2).

3.3.4. Volcans et Coulées de Boue « Volcan de boues »

Ce sont des structures ponctuelles, isolées ou groupées, qui se traduisent en surface par des reliefs circulaires à sub-circulaires facilement identifiables sur les images EM12. Ces reliefs émergent de quelques dizaines de mètres à plus de 200 m au-dessus du fond marin. Les volcans de boues observés sur les profils sismiques sont reconnus d'une manière générale par un faciès sismique sourd, une géométrie chaotique des réflecteurs, ou encore un signal perturbé à cause de la nature de ces sédiments non consolidés, Figure 3. 22.

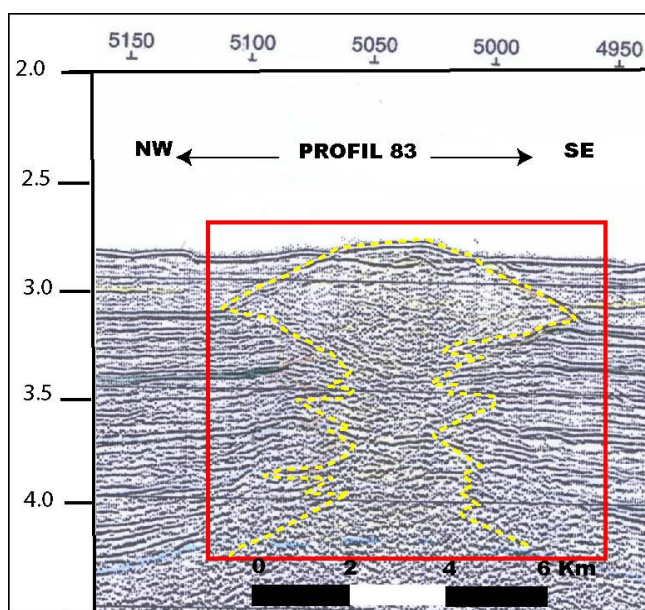


Figure 3. 22.- Géométrie d'un volcan de boue. On observe la géométrie de réflecteurs chaotiques produits des circulations de fluides dans l'intrusion.

3.3.5. Glissements en masse

Il s'agit de corps au faciès sismique transparent, correspondant à des dépôts chaotiques résultant de glissements gravitaires en masse, Figure 3. 23.

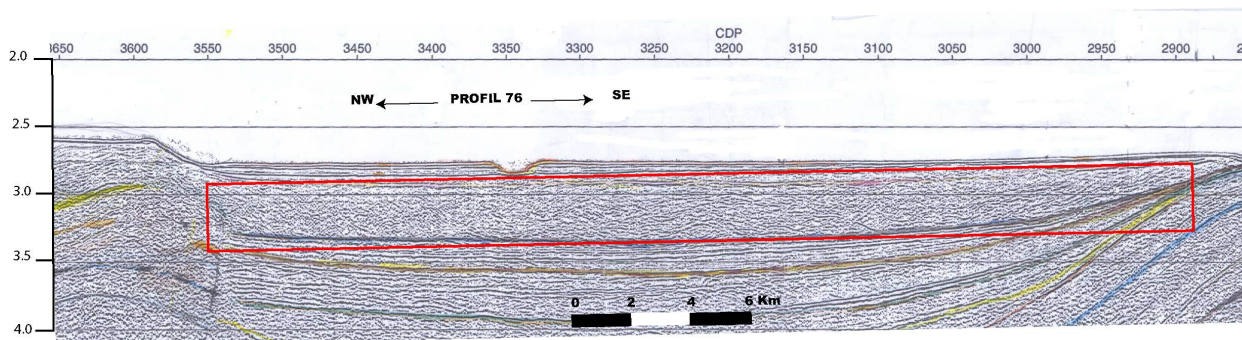


Figure 3. 23.- Un exemple de glissement en masse. (corps chaotiques).

3.3.6. Surfaces d'érosion

Elles se développent dans différents contextes

a) Chenaux confinés à base érosive et canyons: Ces chenaux sont très affectés par l'activité tectonique et les courants de turbidités, Figure 3.24.

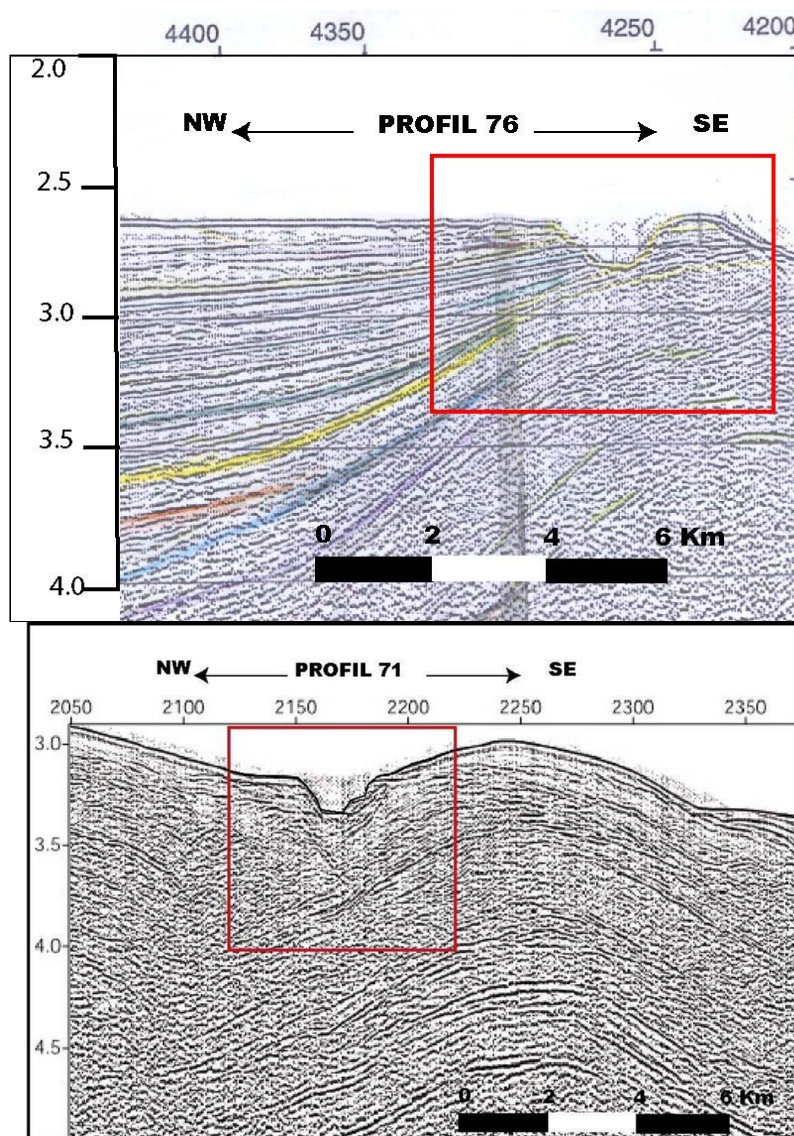


Figure 3. 24.- Exemple de chenaux confinés à base érosive.

b) Les arrachements : Ils résultent d'écroulement sur les reliefs liés à la surrection des structures (en relation avec l'activité tectonique et le jeu des failles), Figure 3. 25

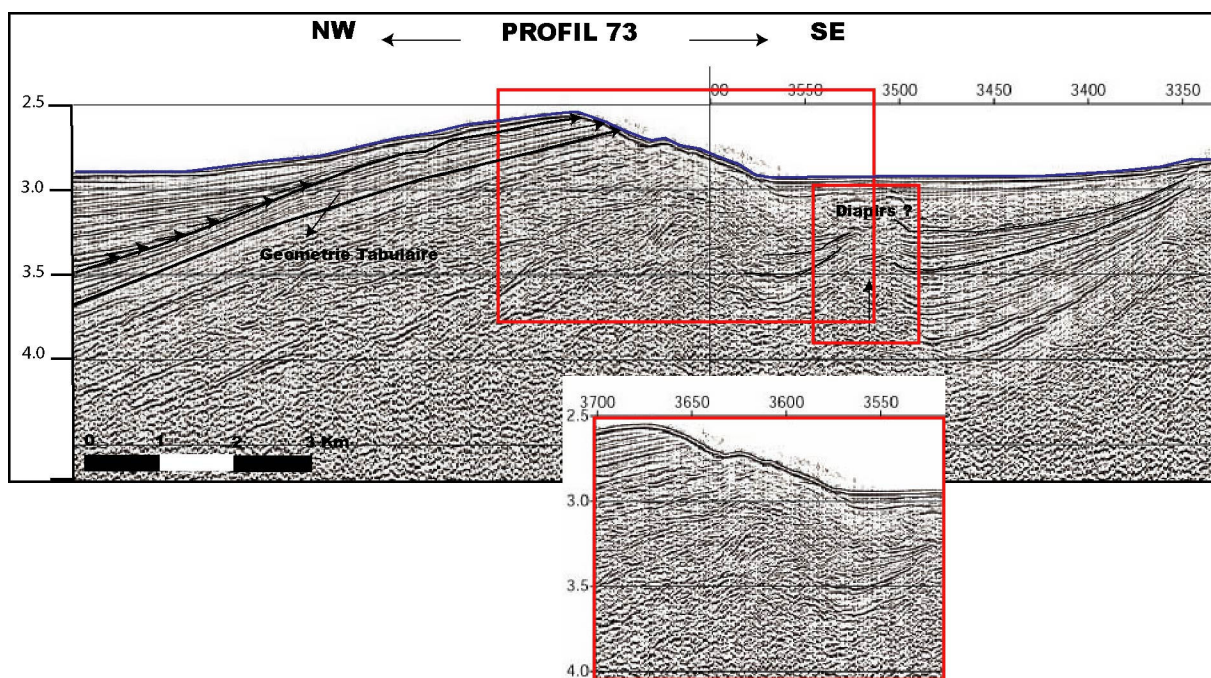


Figure 3. 25.- Surface d'érosion. On peut observer un bel exemple de zone d'érosion produite par la combinaison de jeux de faille, courant sous-marin et volcan de boue (voir aussi Planche # 2).

3.4.- ANALYSE DES FACIES SISMIQUES ET DES TERMINAISONS LATÉRALES DES REFLECTEURS, CARTOGRAPHIE DES CORPS SEDIMENTAIRES

Dans ce travail on s'est concentré sur les zones amont, médiane et frontale sud. A partir de la Figure 3.26, on peut apprécier et cartographier les différentes structures géomorphologiques et corps sédimentaires situés dans la zone d'étude.

Sur la Zone amont: La zone amont est située à côté de la plate-forme du delta de l'Orénoque entre "200 et 1500" mètres de profondeur. Au nord et au centre de cette zone, on trouve une grande quantité de volcans de boue, un peu dispersés. Quand on observe la carte structurale d'ensemble on voit cependant quelques alignements de volcans de boue orientés N 40°. Vers le sud, on peut observer un système de fractures en échelon ("mega tension-gashes") au niveau de la bordure de la plate-forme, Deville (2003), Figure 3. 27.

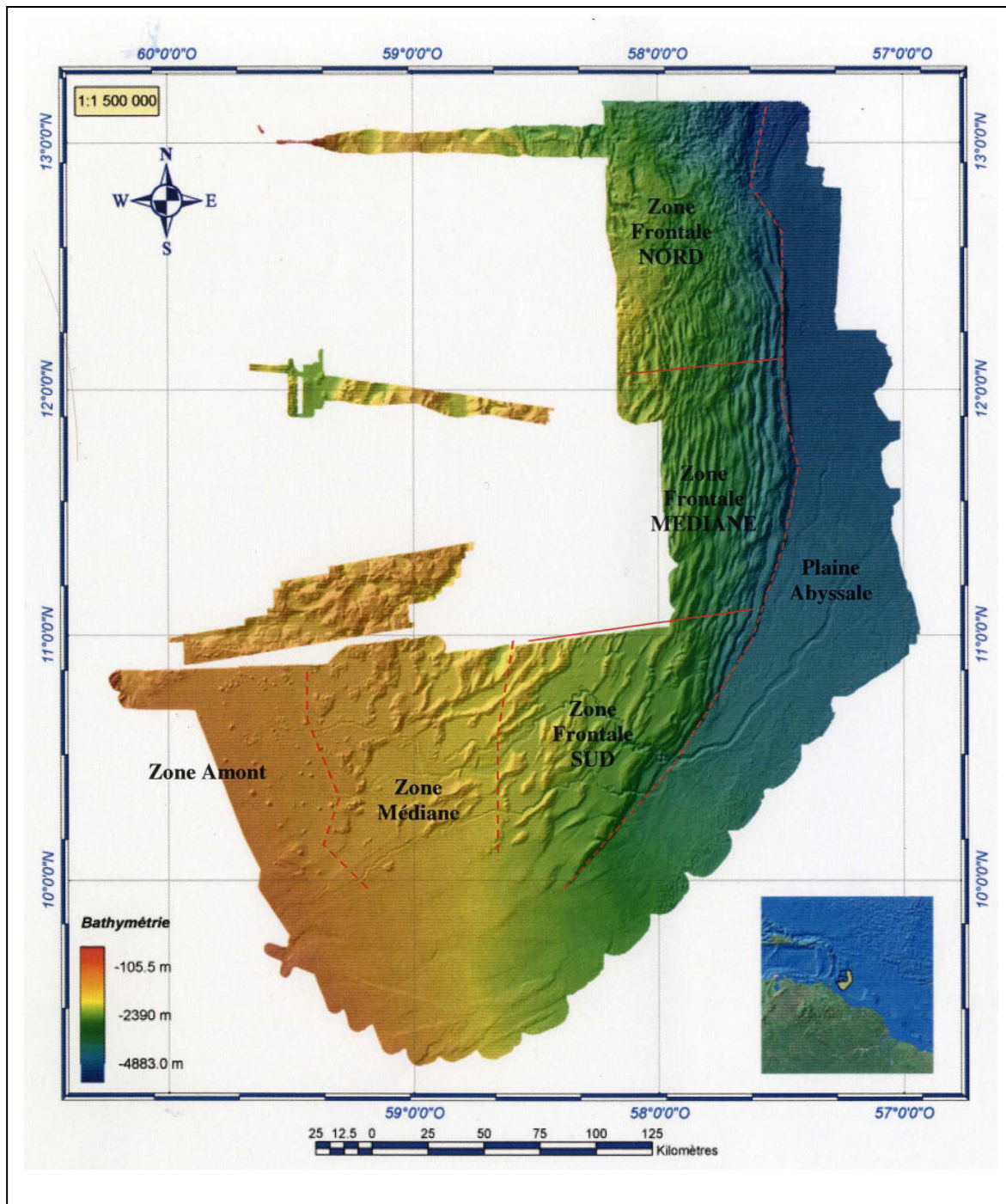


Figure 3. 26.- Sectorisation de la zone d'étude. On observe la zone amont "200 à 1500 m " de profondeur; la zone médiane « 1500 à 2000 m» de profondeur et la zone frontale entre « 2000 à 4800 m» de profondeur. Callec Y., 2004.

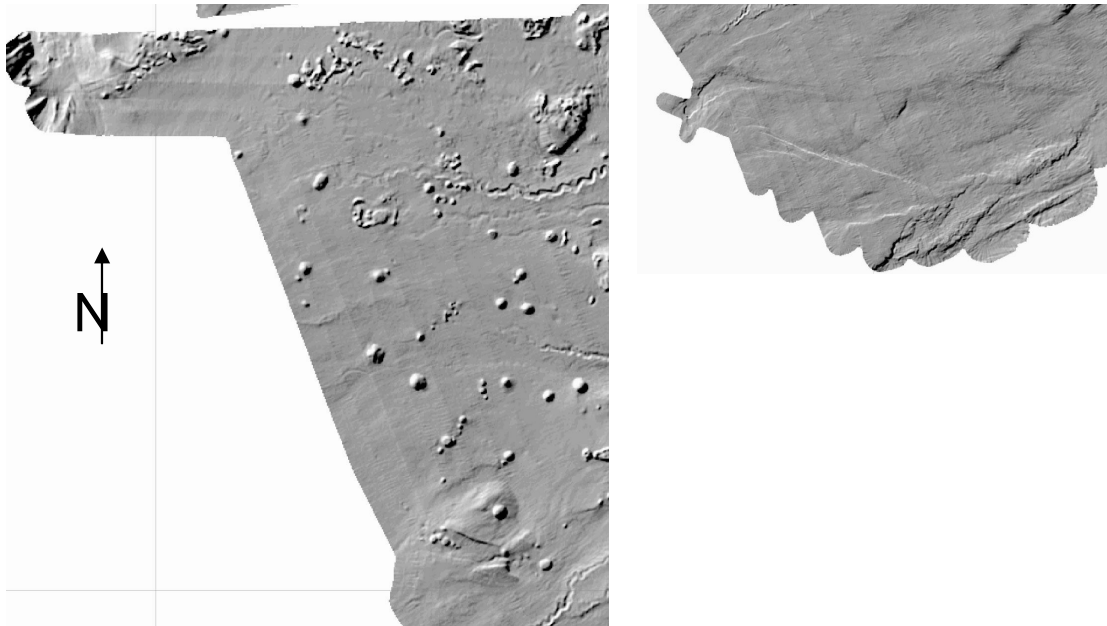


Figure 3. 27.- Distribution de volcans de boue et failles en échelon dans la zone amont. A gauche, les petits arrondis représentent les volcans de boue. A droite, associé à la bordure de la plate-forme, le système des failles en échelon.

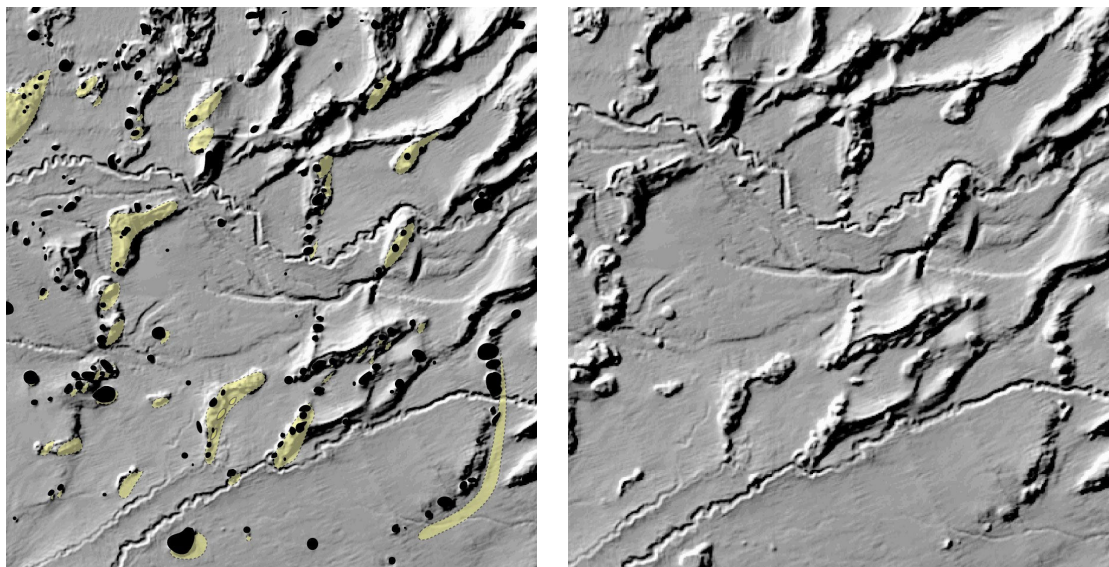


Figure 3. 28.-Distribution des coulées de bouée Along des structures. En jaune et en noir les volcans de boue sur la zone médiane. Noter que par rapport à la zone amont, ici les volcans de boue ont une géométrie contrôlée par les structures.

B) **Sur la zone Médiane** : Elle est située au milieu de la zone d'étude, entre 1500 et 2000 mètres de profondeur. Dans cette zone, s'observe une distribution des volcans de boue et de coulées de boue à N 40° E environ, ainsi qu'un majeur développement des accidents et l'accentuation des canyons, Figure 3. 28.

C) **Zone Frontale Sud** : Elle est située à l'extrême est de la zone d'étude, entre 2000 et 4800 mètres de profondeur d'eau. Les canyons sont plus incisifs et le développement des anticlinaux de rampe contrôle le cheminement des chenaux turbiditiques (Huyghe et al., 2004), Figure 3.29.

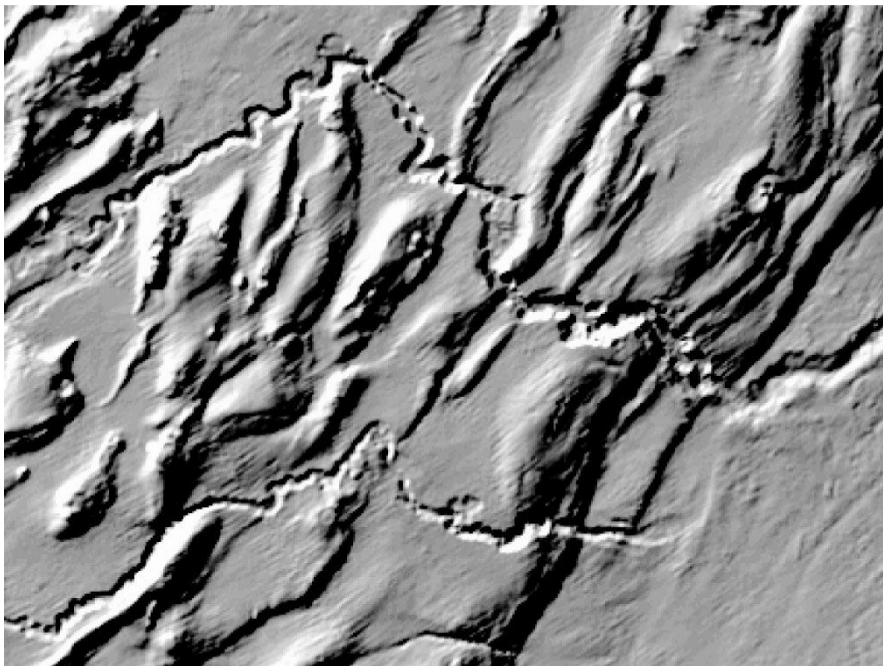


Figure 3.29. - Zone Frontale Sud les canyons sont plus incisifs et contrôlés par les accidents. Noter le fort changement de direction du canyon de N60°E à N330°.

3.4.1.- Analyse et interprétation des corps sédimentaires

L'analyse des faciès et la cartographie des corps sédimentaires a été faite sur les zones 1 et 2, entre la zone médiane et frontale sud, aux endroits où une corrélation latérale des réflecteurs était possible, Figure 3. 11.

La zone 1, est située vers le nord-ouest et caractérisée par une géométrie des réflecteurs tabulaire (parallèle ou subparallèle). Elle est limitée entre les failles F10, vers le nord-ouest et F5 vers le sud-est. En général, dans la zone 1, Figure 3. 30, la géométrie prédominante des réflecteurs est très tabulaire, leur contenu de fréquence est moyen à haut, et les contrastes d'amplitude sont forts.

La zone 2 est située vers le sud-est et elle est limitée par la F5 à l'extrême nord, alors que son extrémité sud correspond au front de déformation. Elle se caractérise par des géométries plus irrégulières des réflecteurs. Dans la zone 2, Figure 3. 31, la géométrie des réflecteurs est variable de chaotique à tabulaire, et les contrastes d'amplitude sont aussi très variables entre moyens et faibles.

La limite entre les zones 1 et 2 est liée à une zone d'érosion bien marquée le long de la faille 5 (F5). C'est pourquoi nous avons identifié diverses morphologies du fond marin:

- a) Erosion / Géométrie tabulaire
- b) Volcans de boue / Géométrie chaotique
- c) Chenaux – Cayons / Géométrie chaotique

3.4.1.1.- Erosion

Cinq zones d'érosion (e5, e6, e7, e7a, et e10) ont été identifiées. Elles sont situées sur la crête des plis de rampe-propagation à l'aplomb des chevauchements, dont certaines sont liées à la mise en place de volcans de boue de la fin du Pléistocène à l'actuel. Ces zones sont localisées sur la Figure 3.32. Dans la zone étudiée elle est possible de distinguer deux zones principales d'érosion (figure 3.33 et 3.34). Dans la région plus nord, on trouve les aires d'érosion e10, e7 et e7a et dans la région plus sud les aires d'érosion e6 et e5. Chacune de ces zones est liée à une zone de faille, et à une bathymétrie de plus 1750 m de profondeur et quelques fois aussi affecté par une montée de boue.

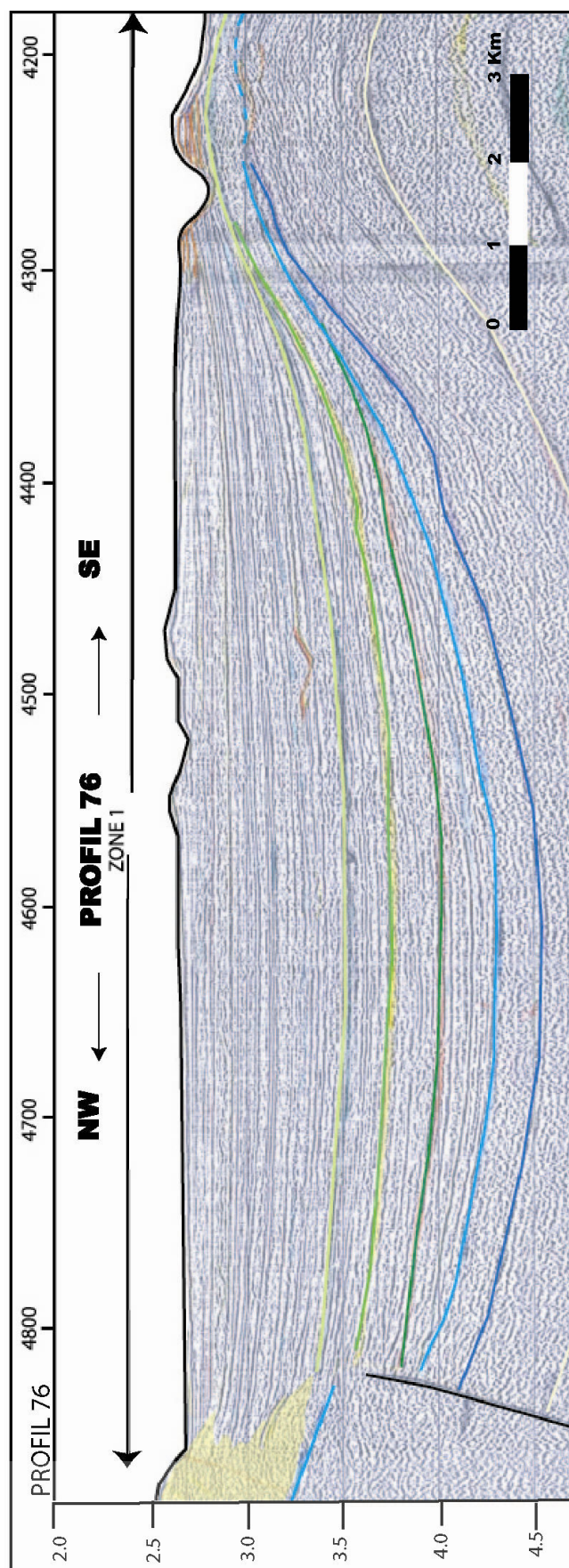


Figure 3. 30.- Géométrie Tabulaire dans la zone 1. Cette géométrie pourrait correspondre principalement à une sédimentation de turbidites tabulaires, voire hémipélagiques (voir aussi Planche # 2)..

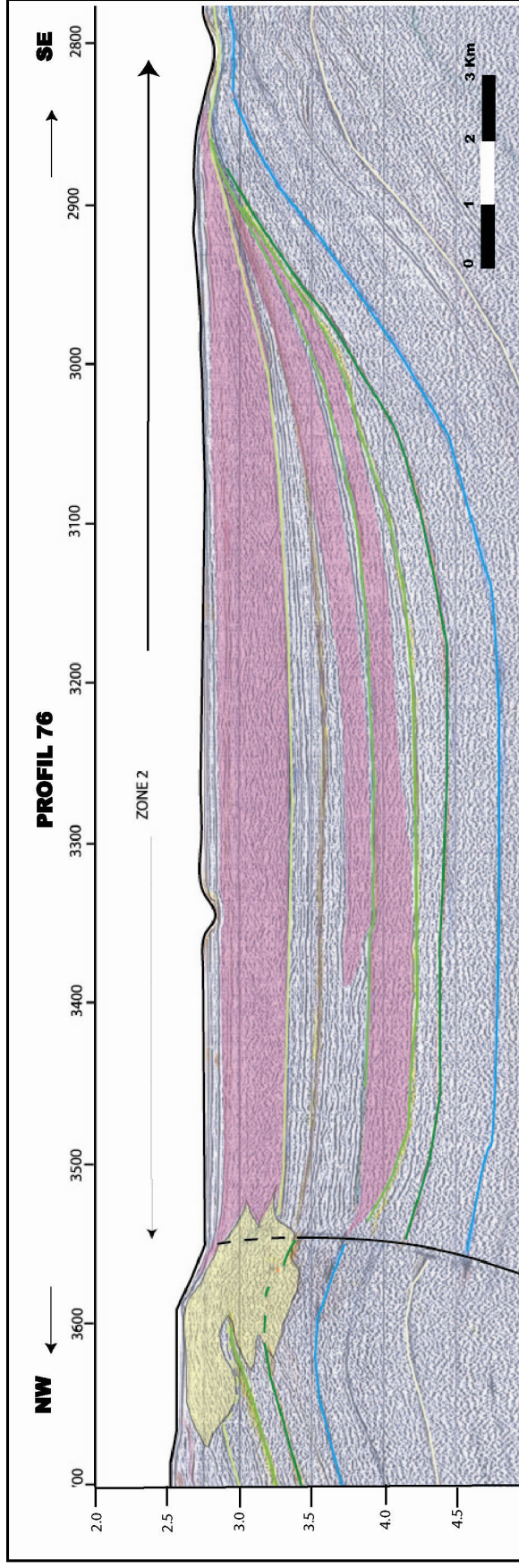


Figure 3. 31.- Ce profil met en évidence d'importants corps sédimentaires sourds dans la zone 2. Cette géométrie pourrait correspondre au dépôt de vastes "mass flow" au sein de l'unité VII (dépôts syntectoniques) .

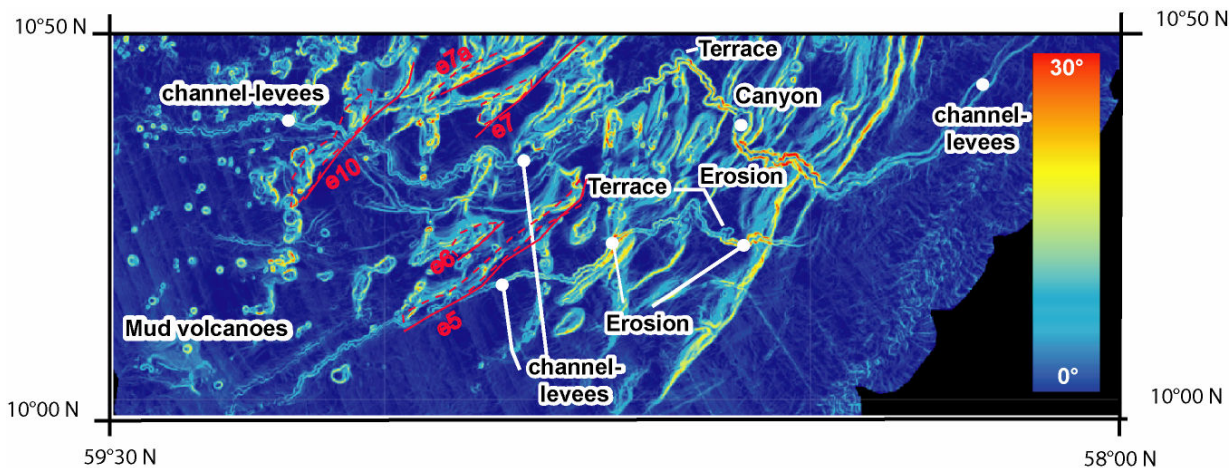


Figure 3.32.- Situation des zones d'érosion sur la carte des pentes.

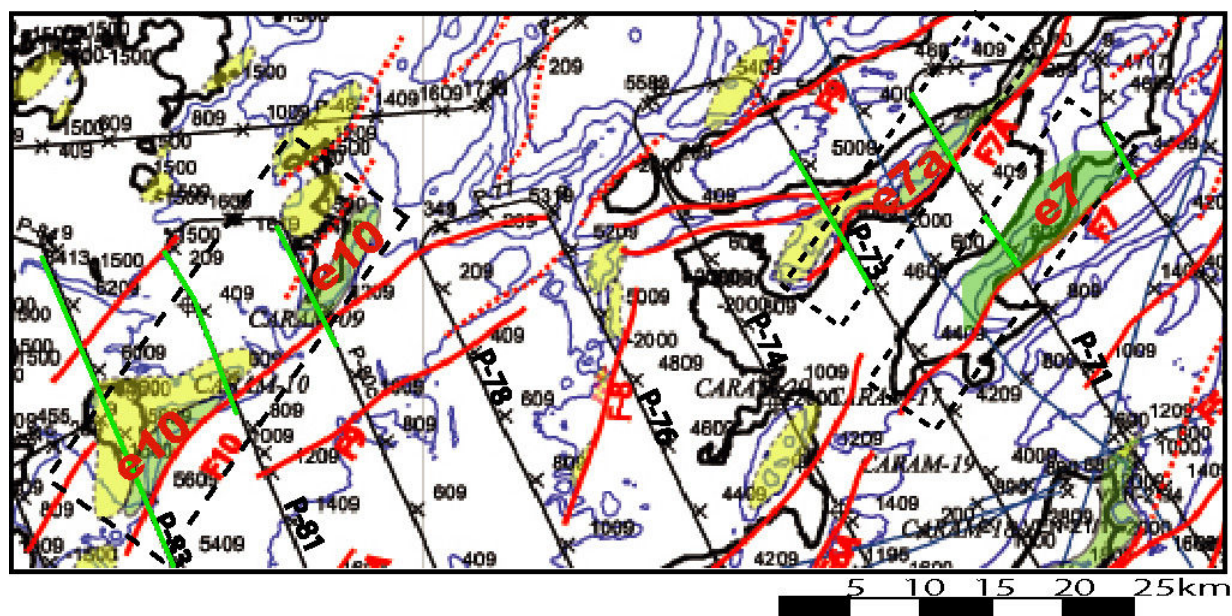


Figure 3.33.- Zone d'érosion Nord. En vert : les zones d'érosion (e10, e7a et e7) en bleu et noir: la bathymétrie.

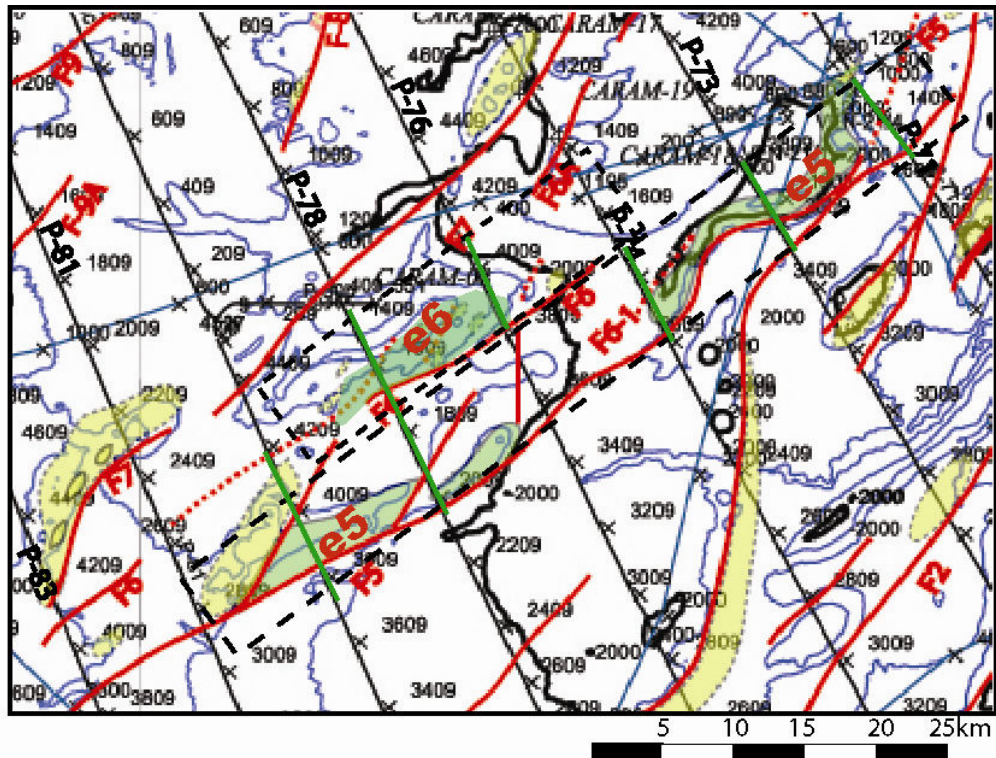


Figure 3. 34.- Zone d'érosion Sud. En vert: les zones d'érosion (e10, e7a et e7) en bleu et noir : la bathymétrie.

Dans la Zone "e10", on observe que l'érosion commence à être effective en dessous de ~1500 m de tranche d'eau. La pente est relativement constante (~ 5.7°). Dans la partie NO, on observe une influence bien marquée des volcans de boue, pas seulement sur la sismique mais aussi sur la carte bathymétrique et les profils 3.5 kHz, Figure 3. 35.

Dans les zones "e7" et "e7a", on observe que l'érosion commence à être effective à partir de ~1800 m de tranche d'eau. La pente est également relativement constante (~ 5.7°). On observe des apports latéraux liés à des coulées de volcans de boue, Figure 3. 36.

Dans la Zone "e6", on observe que l'érosion commence à être effective à partir de ~1750 m de fond. Dans la partie NO, on constate une influence des volcans de boue bien marquée sur la sismique, sur la carte bathymétrique et sur les données de 3.5 kHz, Figure 3. 37.

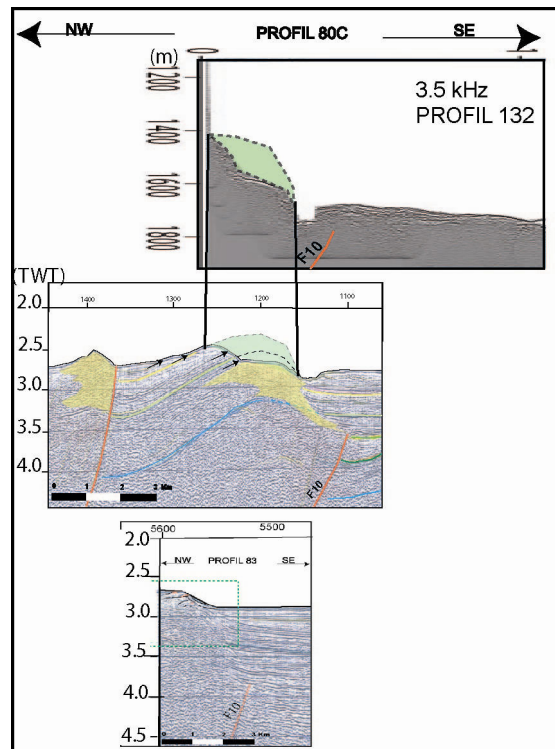


Figure 3. 35.- Zone d'érosion E10 sur les profils sismiques 80C et 83. On peut observer comment l'érosion évolue d'un profil à l'autre.

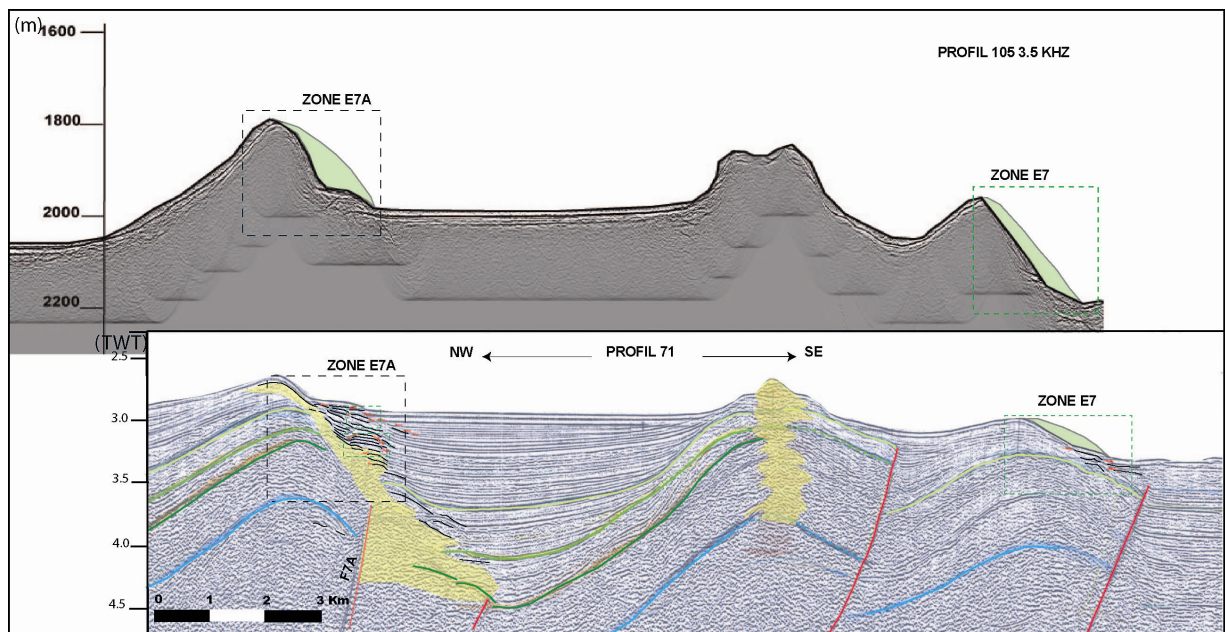


Figure 3. 36.- Zone d'érosion e7 et 7A. Sur le Profil 112 de 3.5Khz et le profil 73 de sismique rapide.

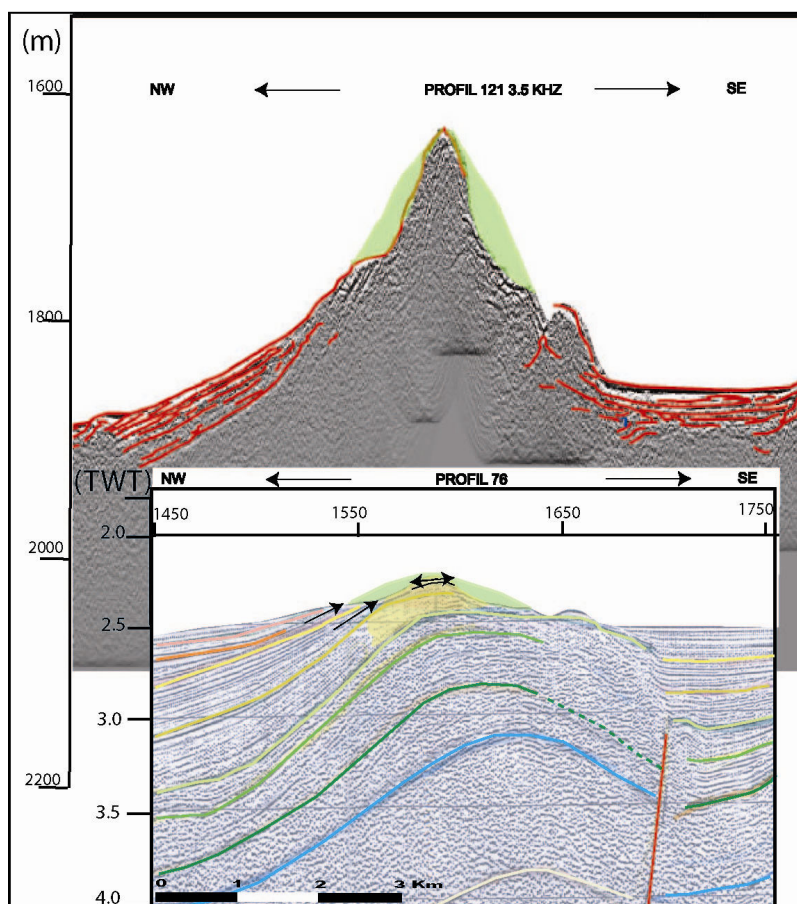


Figure 3. 37.- Zone d'érosion e6 sur le Profil 3.5Khz n°112 et sur le profil 73 de sismique rapide.

Dans la zone "e5", on observe que l'érosion commence à être effective à partir de ~1850 m de fond. Dans la partie plus au NO il y a un influence volcans de boue bien marquée pas seulement sur la sismique mais aussi sur la carte bathymétrique et la sismique haute résolution (3.5 kHz), Figure 3. 38.

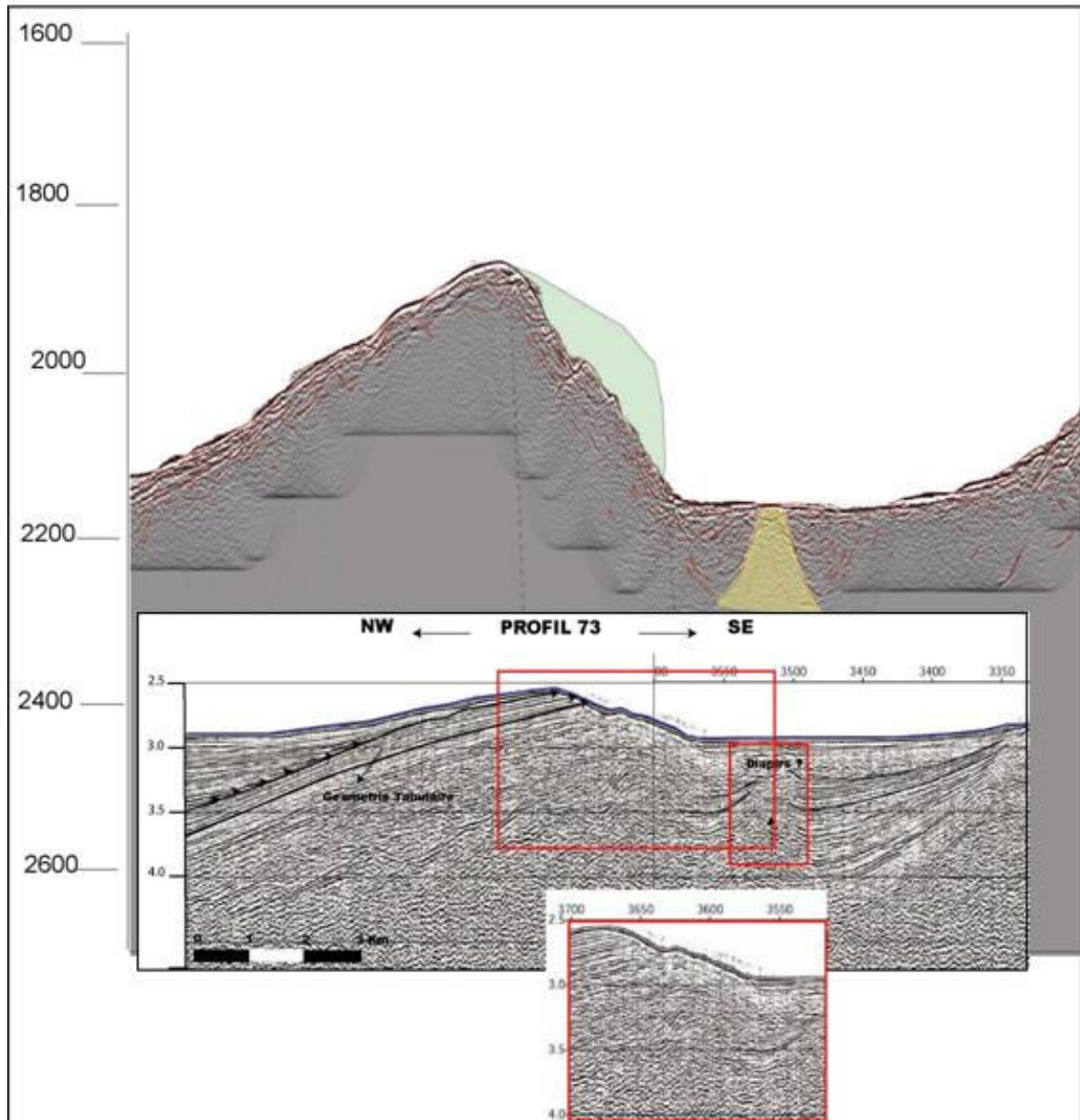


Figure 3. 38.- Zone d'érosion e5. Sur le Profil 112 de 3.5Khz et le profil 73 de sismique rapide.

Tableau 3. 1 .- Caractéristiques des zones d'érosion.

PROFIL	CDP	Sismique 3.5 Khz	ZONE D'EROSION	FAILLE	JEU DE FAILLE (m)	AIRE D'EROSION (Km ²)	PENTE (%)	BATHY (m)	INFLUENCE
P 71	800-900	105	E 7	6	1013	0.08	5.71	1800	Jeu de faille + Chenal
	300-350		E7a	7	1013	0.124	7.12 - 5.71	1950-1850	Montée et coulée de boue+ faille
P 73	3750 - 3550	111-112	E5	5	1206	4.5	4.29	1500 - 1700	Jeu de faille
P 78	1500 - 1700	122-121	E6 - 1	6	475	0.021	4.29 ?	1600-1700	Montée de boue+ faille
			E6 - 2	6	475	0.038	2.86	1600-1800	Montée de boue + faille
P 76	5300-5200	119 - 120	E10	10	?	0.093	5.71	1700	Jeu de faille + montée
	3700 - 3500							1950	Chenal + montée de boue + faille
P 80	1300 - 1100	182	E10	10	1096	0.049	5.71	1750-2000	Chenal + montée de boue + faille
	3600-3800	126	E5	5	438	0.011	2.86	1750-1900	Chenal
P 83	141	141	E10	10	?	0.067	5.71	1750-2000	Faille ?

Dans le Tableau 3.1 les paramètres caractéristiques des zones d'érosion (surface d'érosion, la bathymétrie et la pente) sont estimés. Par ailleurs, dans les cas où cela est possible nous avons estimé l'âge du jeu des failles

Ces valeurs sont relatives et dépendent de la position où ont été faites les estimations. Les pentes des structures dans la zone 1 où l'on rencontre la plus grande quantité de volcans de boue, sont supérieures à celles de la zone 2.

3.4.1.2.- Glissement en masse:

Leur distribution est limitée vers le nord-ouest par la faille F5 et vers le sud-est par le front de déformation, comme on peut l'observer sur les Figure 3. 11 et Figure 3. 31. L'extension maximum vers le sud-ouest (vers la plaine abyssale) de ces glissements correspond à la Faille 4 . On trouve encore quelques faciès sourds au delà de la faille 5, vers le NO, dans la Zone 1. Mais leur extension est limitée au niveau des chenaux ou au niveau des zones d'érosion des têtes de pli de propagation à l'aplomb de la faille 5.

Ces corps sont relativement épais, jusqu'à 400m d'épaisseur, Figure 3. 39. Par ailleurs, ces corps semblent parfois affectés par des remaniements gravitaires, liés aux zones d'érosion et coulées de boue.

En ce qui concerne l'âge de ces glissements, dans la plupart des cas, dans les deux zones 1 et 2, la limite inférieure (la base) de ces corps est située au dessus du réflecteur intra-Pléistocène, donc il s'agit de corps dont l'âge est fini-Pléistocène et ils correspondent à une sédimentation syntectonique dans tous les cas.

On peut proposer que la faille F5 fût une barrière morphologique pour des sédiments en provenance du sud-ouest.

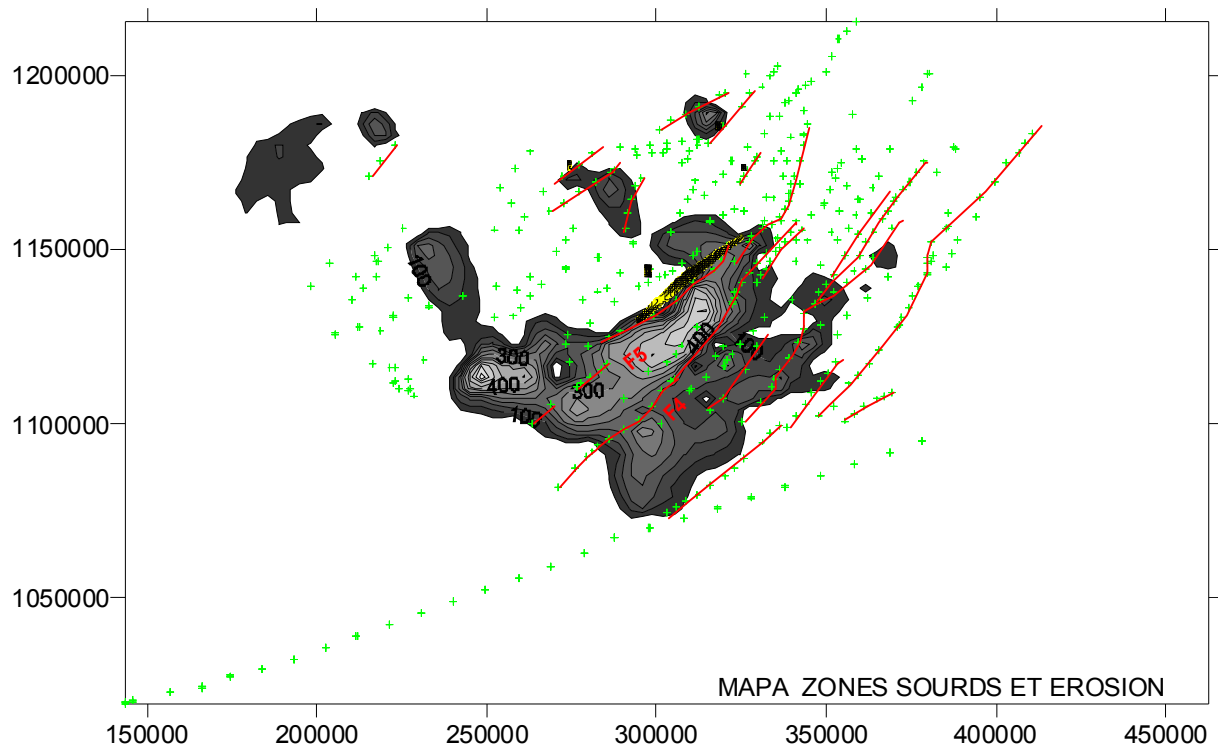


Figure 3. 39.- Carte d'épaisseur d'un grand glissement en masse au sein de l'unité VII.

3.4.1.3.- Volcans de boue:

La répartition géographique et l'interprétation sismique suggèrent que la montée des volcans de boue a favorisé l'érosion et les glissements en masse. Sur différents exemples, on constate que la coulée de boue est synchrone de l'activité de la faille. Dans ce cas, les failles affectent une partie des glissements en masse, Figure 3.36. En revanche, si la genèse du volcan de boue est postérieure à l'activité de la faille, cela favorise préférentiellement l'érosion, Figure 3.36.

3.4.1.4.- Chenaux

Dans ce travail nous reprenons la nomenclature de Callec et al., sous presse. La distribution des chenaux est représentée sur la Figure 3. 40.

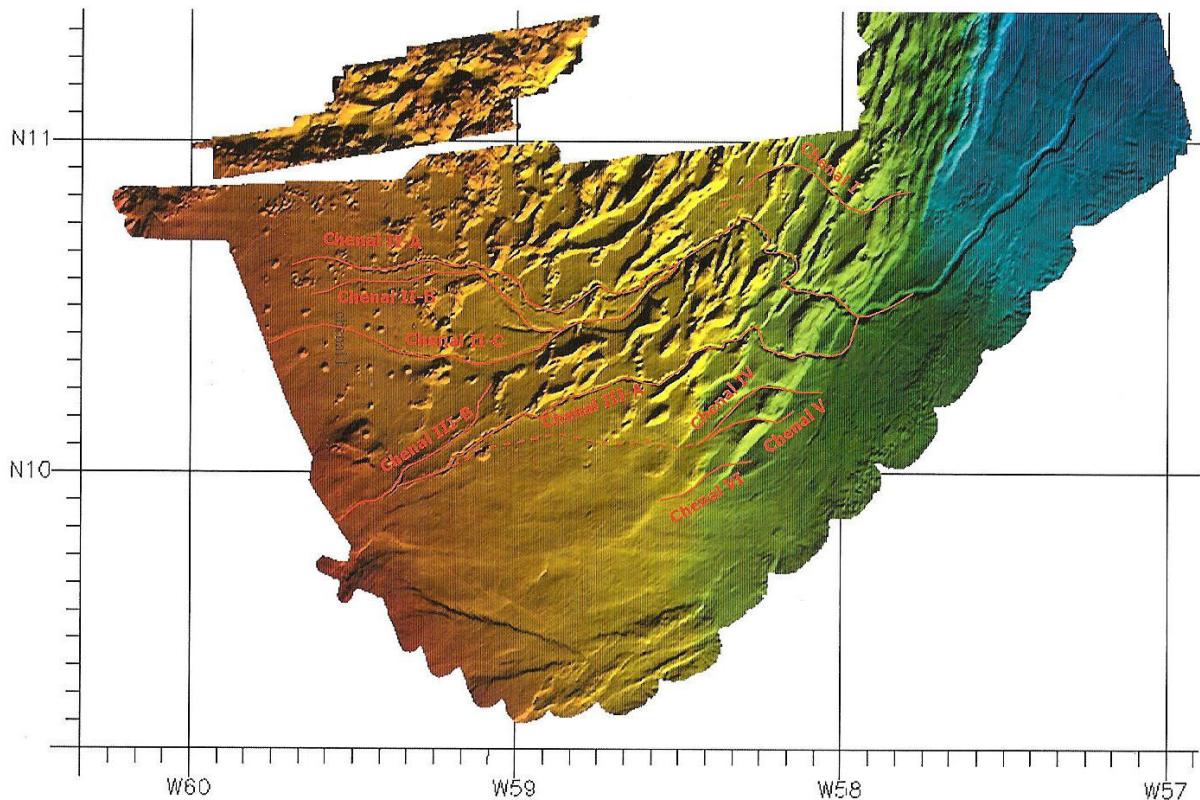


Figure 3. 40.-Carte des principaux chenaux turbiditiques, modifié d'après Callec et al. (sous presse)

3.4.1.5.- Localisation et évolution des chenaux

Trois types de chenaux ont été identifiés :

Le premier cas "A" est situé à l'arrière d'une unité tectonique: Ce type de chenal se développe dans les unités syntectoniques où ils ne paraissent pas migrer ni dans l'espace, ni dans le temps, Figure 3. 41 et Figure 3. 42 → On observe ainsi une superposition de chenaux localisés sensiblement au même endroit, avec une succession de périodes d'incision et de comblement.

Le deuxième cas "B" est situé à l'avant de l'échelle tectonique: Ces chenaux affectent les formations syntectoniques et montrent une migration progressive vers le front de déformation, Figure 3. 43 et Figure 3. 44.

Le Cas C est celui de chenaux des formations anté-tectoniques Le troisième cas "C" correspond à des paleo-chenaux de la paléo-plaine abyssale, incorporée actuellement dans le prisme. Ces chenaux montrent une paléo migration vers l'Est, probablement en réponse à l'évolution de la déformation du prisme qui peu à peu soulève la plaine abyssale, Figure 3. 43.

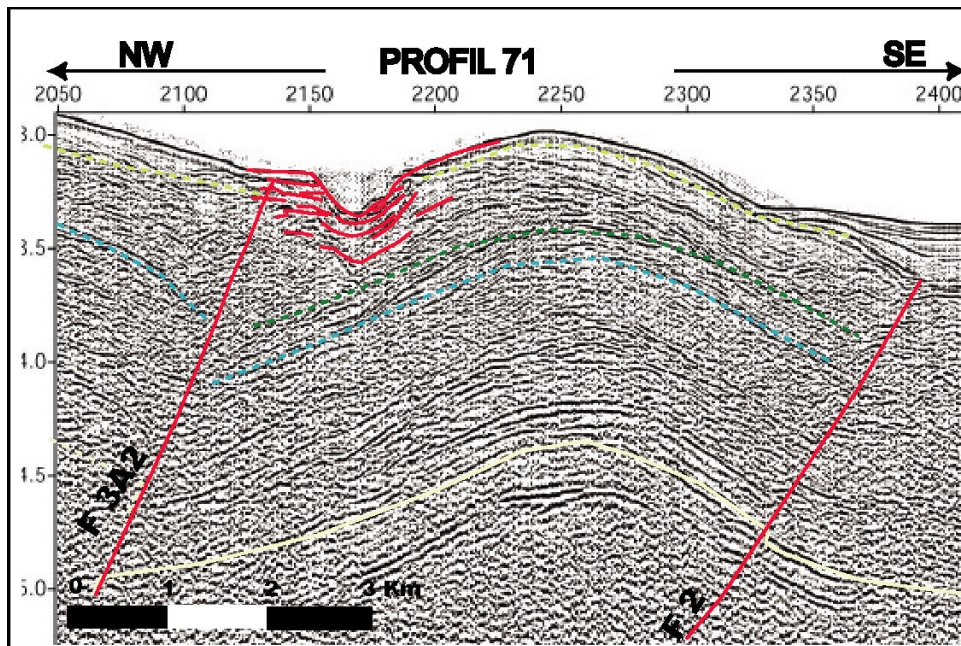


Figure 3. 41.- Cas A (Profil 80). Entre les CDP 2050-2400, on observe une superposition de chenaux pendant la période syntectonique, plus particulièrement pendant la fin du Pléistocène. (zone située entre les failles F3a2 et F2).

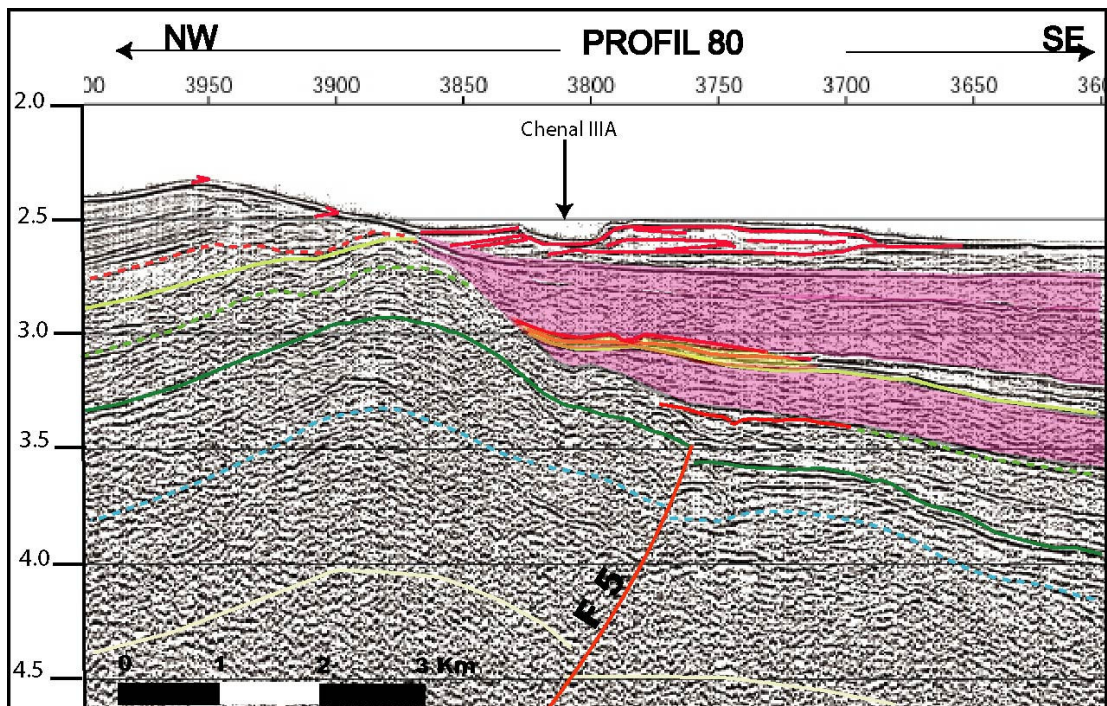


Figure 3. 42.- Cas A (Profil 80). Entre les CDP 3950-3600. On observe une superposition de chenaux pendant le période syntectonique, plus particulièrement pendant la fin du Pléistocène. (Zone située entre les failles F5 et F4 à l'arrière de l'unité tectonique).

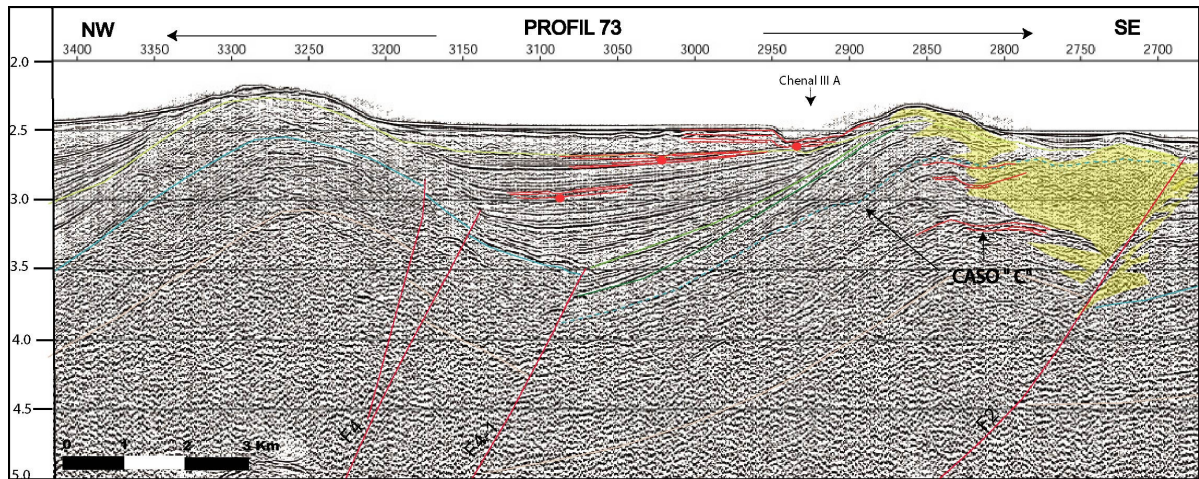


Figure 3. 43.- Cas "B" (Profil 73). Entre les CDP 3400-2700. On observe une migration des paleo-chenaux vers le front de déformation pendant la période syntectonique plus particulièrement pendant la fin du Pléistocène. (Zone située entre les failles F4 et F5 à l'avant d'une unité tectonique. Cas "C" Entre les CDP 2950-2700. Il montre une migration des paleo-chenaux vers le SE pendant le période anté-tectonique du Pliocène au début du Pléistocène. Entre les failles F4-1 et F2 à l'avant d'une unité tectonique.

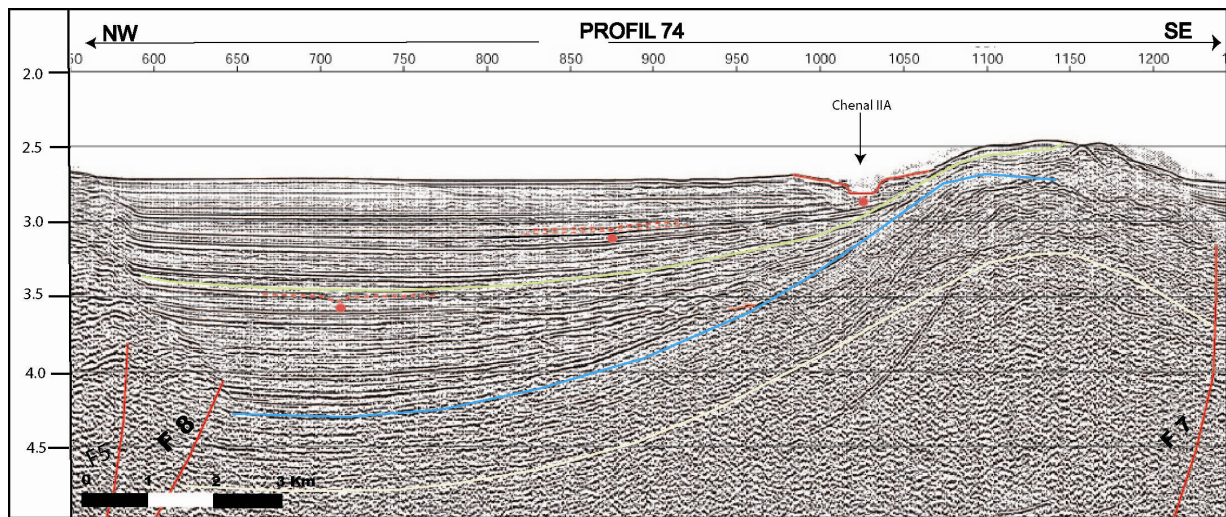


Figure 3. 44.- CAS "B" Sur le Profil 74. Entre les CDP 600-1200. On observe une migration des paleo-chenaux vers le front de déformation pendant la période syntectonique, plus particulièrement pendant la fin du Pléistocène. (Dans la zone 2 entre les failles F8 et F7 à l'avant d'une unité tectonique).

CHAPITRE 4. CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS DU PRISME / EVOLUTION TECTONIQUE

L'interprétation structurale est basée sur l'analyse, la comparaison et la corrélation des coupes sismiques, et complétée par l'analyse des données bathymétriques.

4.1.- ORIENTATION DES STRUCTURES

Le sud du Prisme d'accrétion de la Barbade est caractérisé par un système de chevauchements d'orientation N40°E dans la zone frontale sud. Dans le sud du prisme, la partie la plus déformée correspond aux zone Frontale sud et Médiane.

En somme, on peut expliquer la distribution des structures selon l'orientation des failles. Dans le cas des volcans de boue, les alignements ont une orientation N20° et dans le cas des chevauchements les failles associées ont une orientation N40°, vers la zone frontale sud et N60° vers la zone frontale médiane, Figure 4. 1 et Figure 4. 2. Si l'on examine l'orientation des structures morphologiques déjà analysées dans le chapitre précédent (volcans de boue, canyons et zones liées à l'érosion), Figure 3.24, on constate les points suivants:

Sur la zone Amont, on observe des alignements de volcans de boue N20° comme celui montré sur la Figure 3.25. Dans les zones médiane et frontale sud, figures 3.26 et 3.27 respectivement, les volcans de boue changent d'orientation (N 60°). et sont contrôlés par les structures de chevauchement, Figure 4. 1.

Dans la zone frontale sud, on observe que la position des chenaux est contrôlée par les chevauchements. Dans la zone amont où le fond de la mer subit peu de déformations, tous les chenaux conservent une orientation NO-SE. Puis, ils passent de NE-SO dans la zone médiane à NO-SE dans le front et retrouvent finalement une orientation NE-SO dans la plaine abyssale, Figure 4. 2.

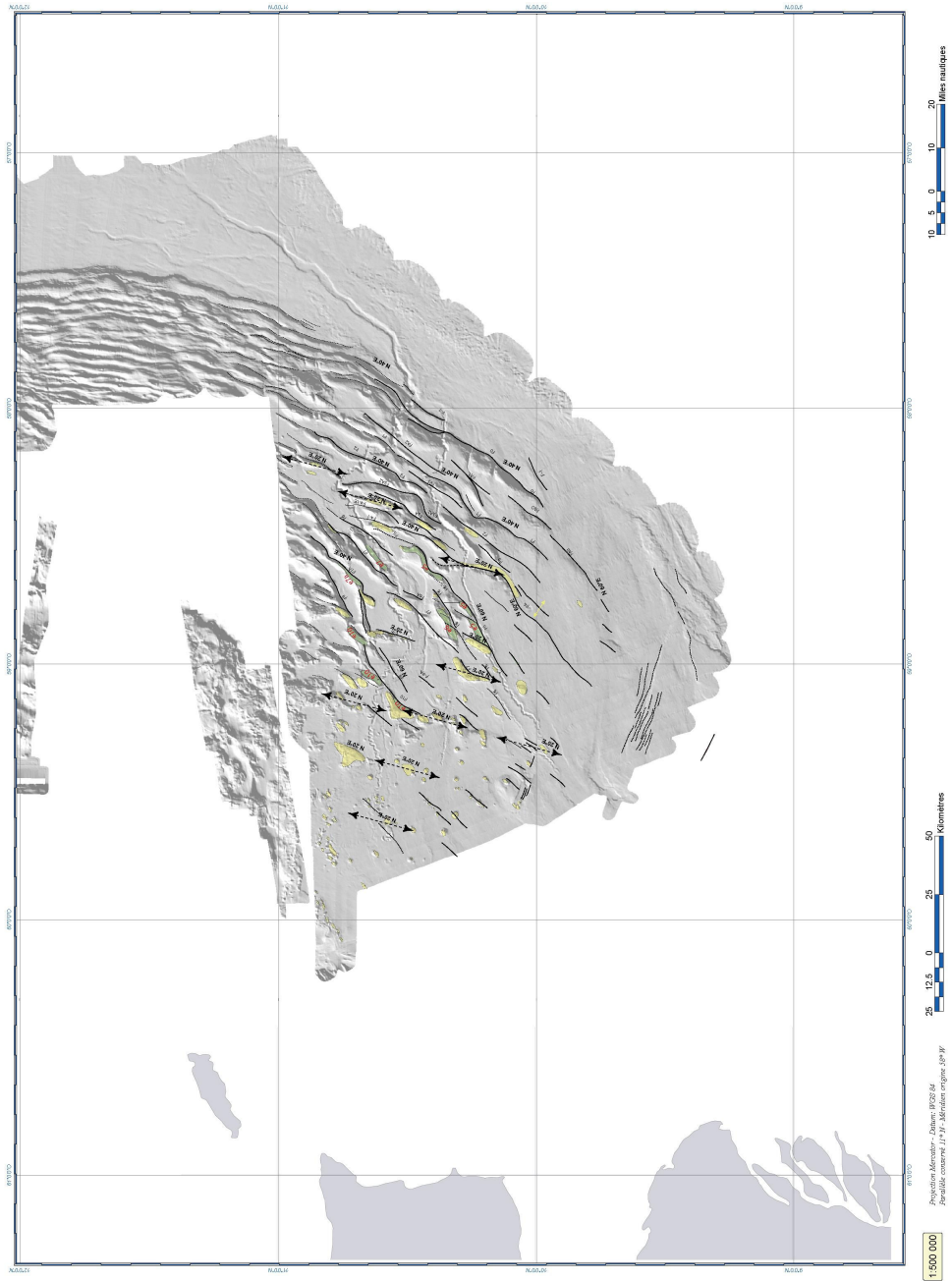


Figure 4. 1.- Localisation des structures N-S de la zone d'étude (flèches noires) .

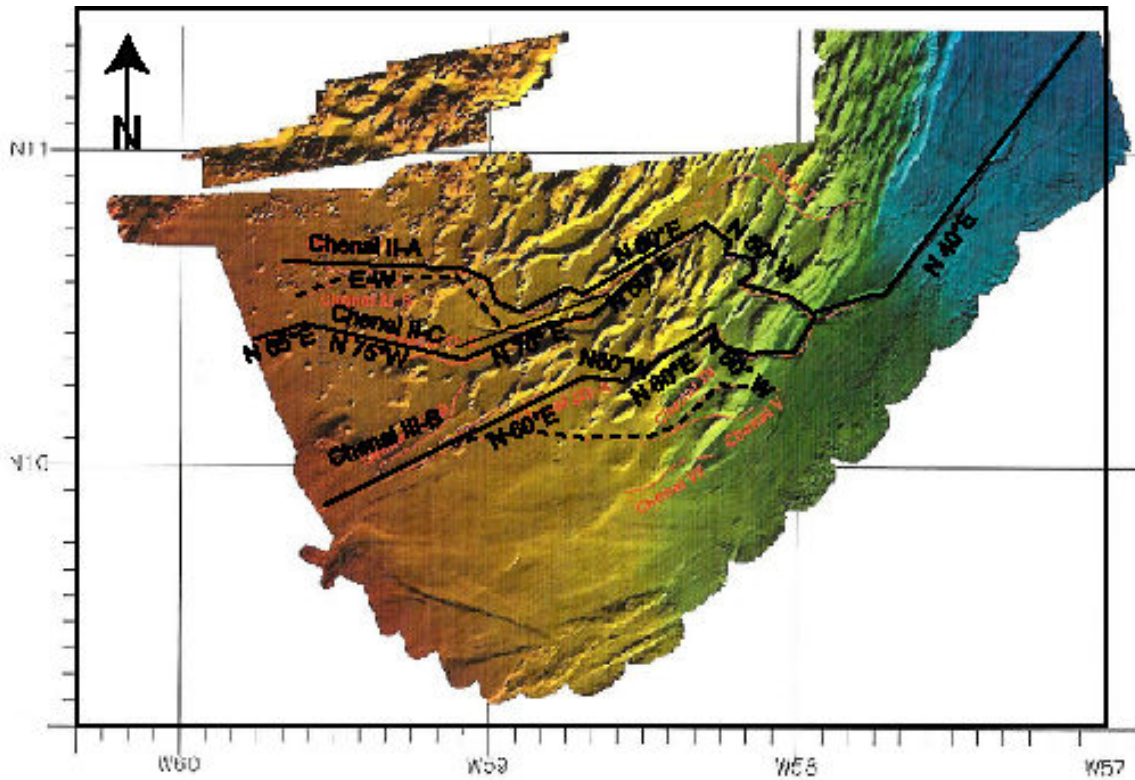


Figure 4. 2.- Schéma simplifié d'orientation préférentielle des chenaux (N60°E dans la partie amont, N50°E, dans la zone frontale sud) et N40°E dans la plaine abyssale

4.2.- MIGRATION PROGRESSIVE DE LA DEFORMATION

Pour le calibrage des séquences syn- et anté-déformation du sud du prisme de la Barbade, nous nous sommes basés sur la corrélation de deux forages situés dans la plate-forme (cf. chapitre 3). Cela nous a permis d'interpréter et de corréler les différentes séquences de dépôts avec les épisodes de déformation quaternaires et actuels. Nous avons ainsi réalisé deux cartes structurales qui expriment l'activation des failles en fonction du temps (une liée au début et l'autre à la fin de la déformation), Figure 4. 3 et Figure 4. 4 . Dans les planches (1 et 2) nous ne présentons que les profils les plus significatifs.

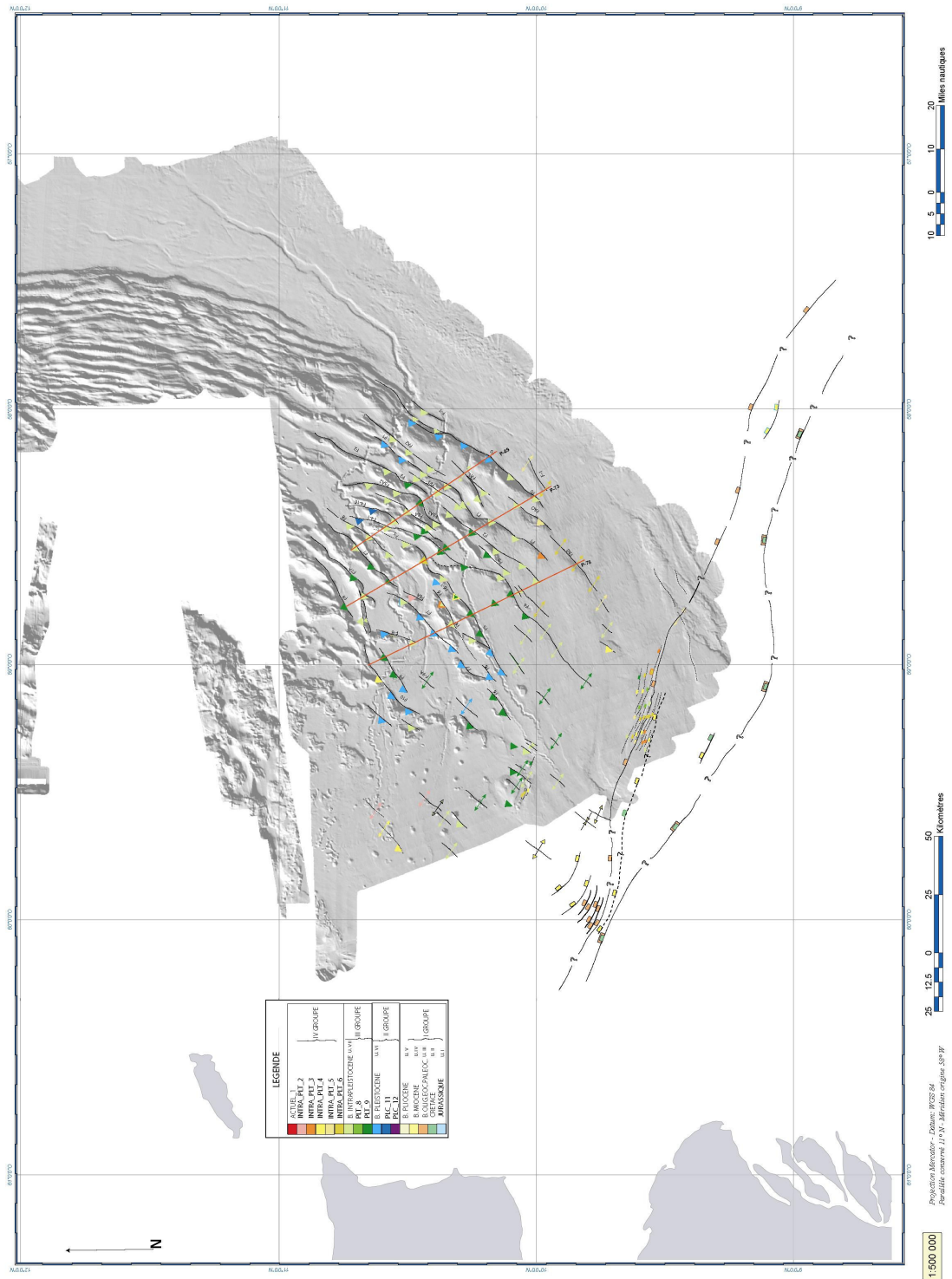


Figure 4. 3.- Début et fin de la déformation. La couleur de chaque triangle représente la période d'activité de la faille. En rouge, les profils choisis pour illustrer les périodes d'activité de la faille.

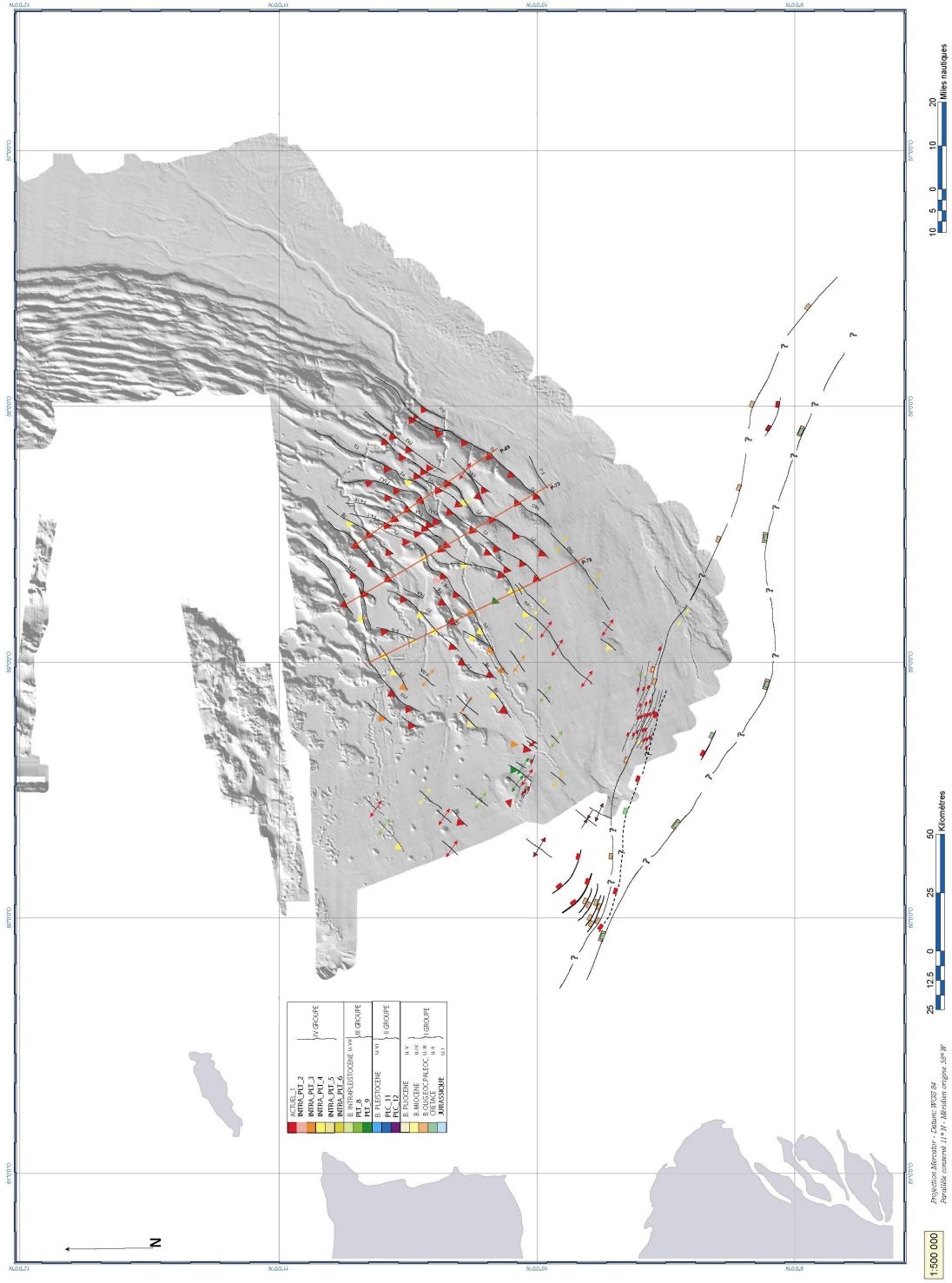


Figure 4. 4 - Fin de la déformation. La couleur de chaque triangle représente la période d'activité de la faille. En rouge, les profils choisis pour illustrer les périodes d'activité de la faille.

On observe ce changement d'orientation des failles de nord-ouest vers le sud-est N40° à N60°, respectivement. Par ailleurs, ces cartes régionales d'activation des failles nous ont permis de différencier deux grands blocs:

- 1) Le Bloc Nord
- 2) Le Bloc Sud

→ Le bloc nord, limité à son extrême sud par la Faille 5 (F5), est contrôlé par un réseau des failles orientées N40°; sauf sa limite sur (F5), laquelle a une orientation N60°, Figure 4. 5.

→ Le Bloc sud limité à son extrême nord par la Faille 4 (F4) est contrôlé par un réseau des failles orientées N60° évoluant vers le nord-est à N40°, Figure 4. 5.

L'un des aspects les plus frappants que nous avons réussi à identifier à partir de cette carte, est le mouvement "hors-séquence" du bloc nord, par rapport au bloc sud. Par ailleurs, nos arguments se basent sur le fait que l'âge d'activation des failles rajeunit vers le nord dans le bloc nord alors que dans le bloc sud la cinématique des structures indique que la déformation migre en séquence vers le SO,

Nous avons sélectionné trois profils d'orientation NO–SE (Figure 4. 5) afin de mieux mettre en évidence les événements de déformation et surtout la migration de la déformation, Figure 4. 6, Figure 4. 7 et Figure 4. 8.

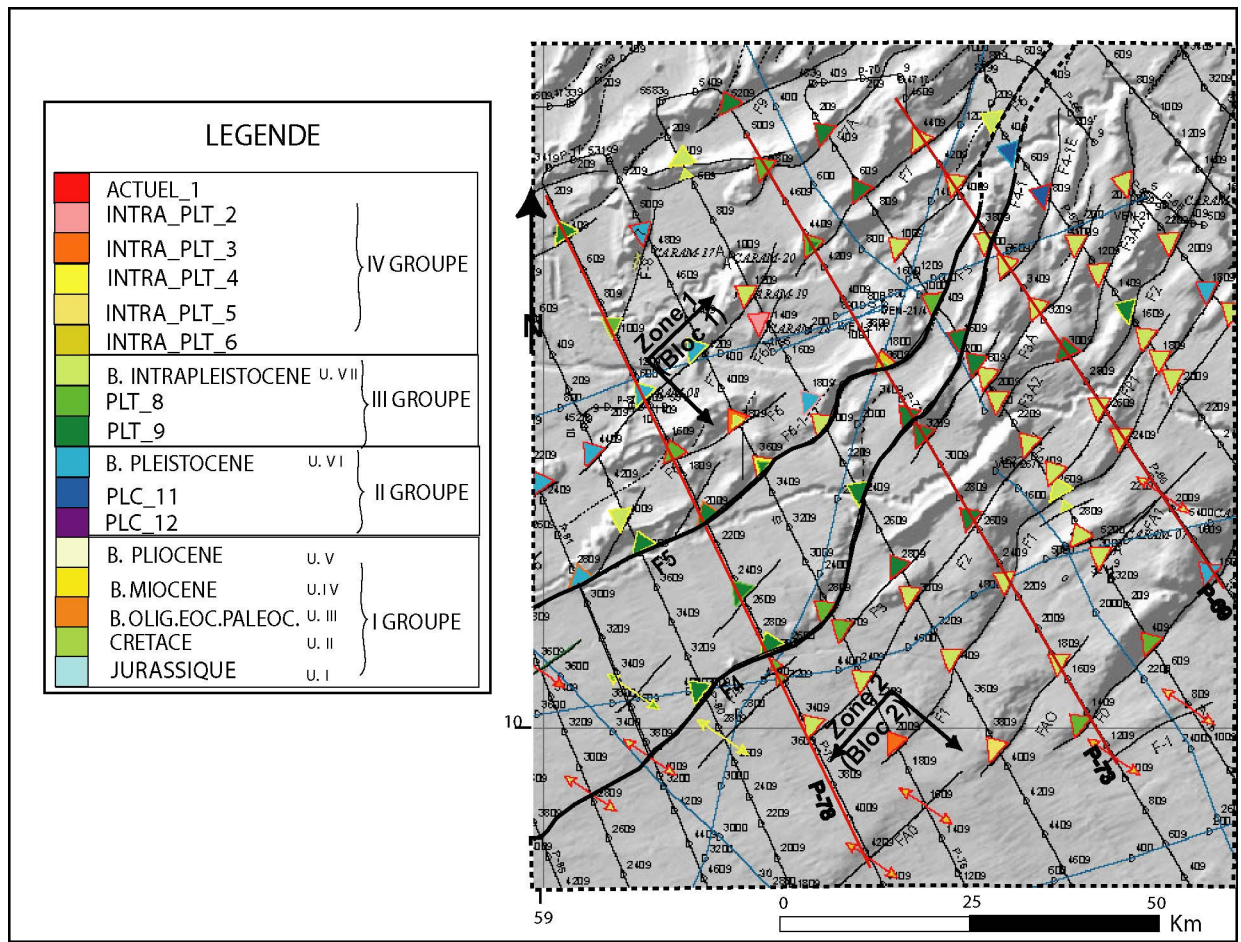


Figure 4. 5.- Mouvement relatif des blocs 1 et 2. Situation des coupes structurales choisies. La couleur de la partie interne du triangle correspond au début et le bord correspond à la fin d'activation de la faille. Les flèches noires représentent le sens du mouvement de chaque bloc.

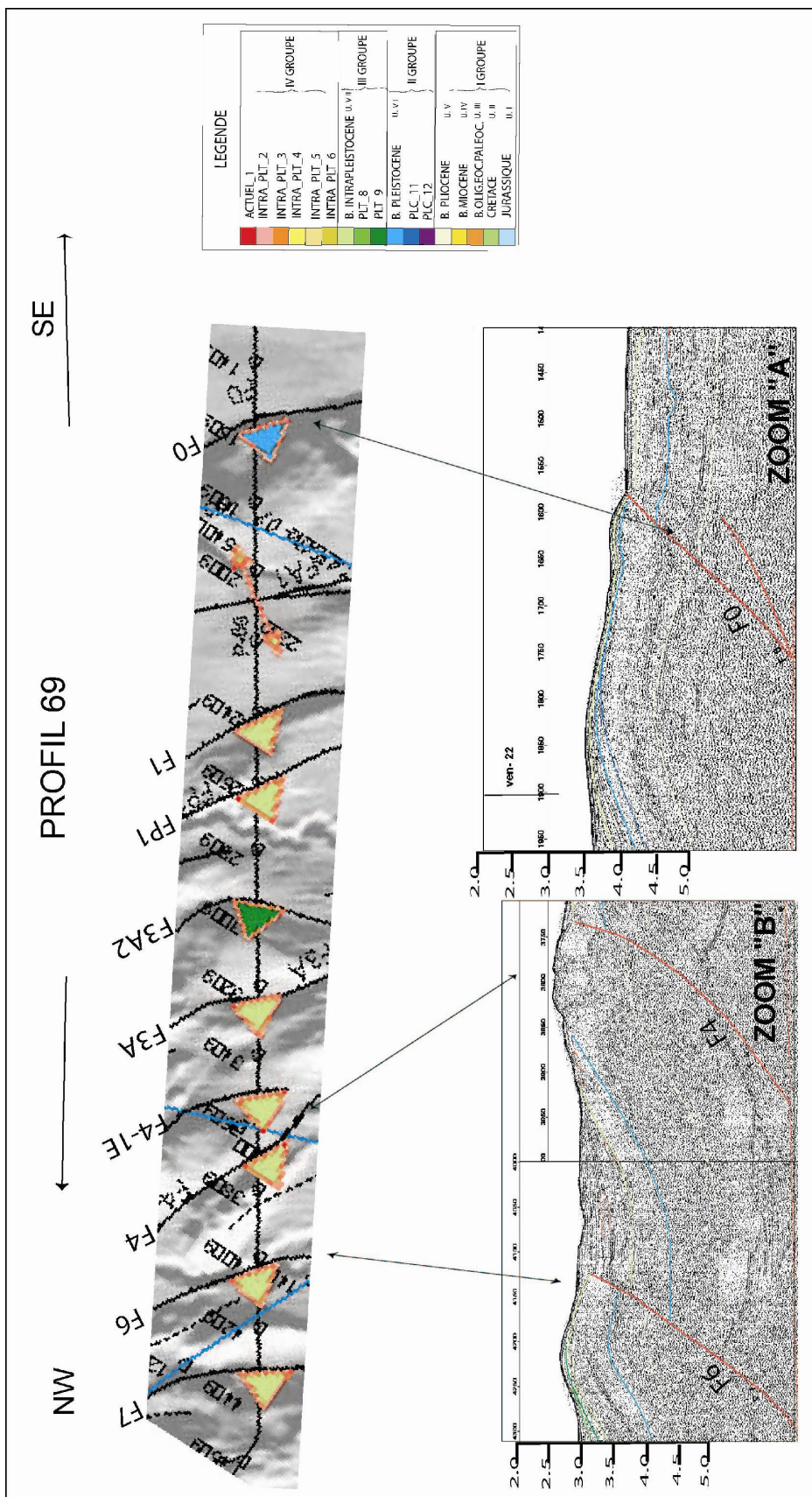


Figure 4. 6.- Profil Structural 69. Ici on peut observer la polydéformation le long du profil, dans le zoom "a" on constate que les structures internes sont actives, en même temps que le front de déformation est actif depuis le début du Pléistocène. On notera également la zone d'érosion dans les structures internes, zoom "b", (voir aussi Planche # 2).

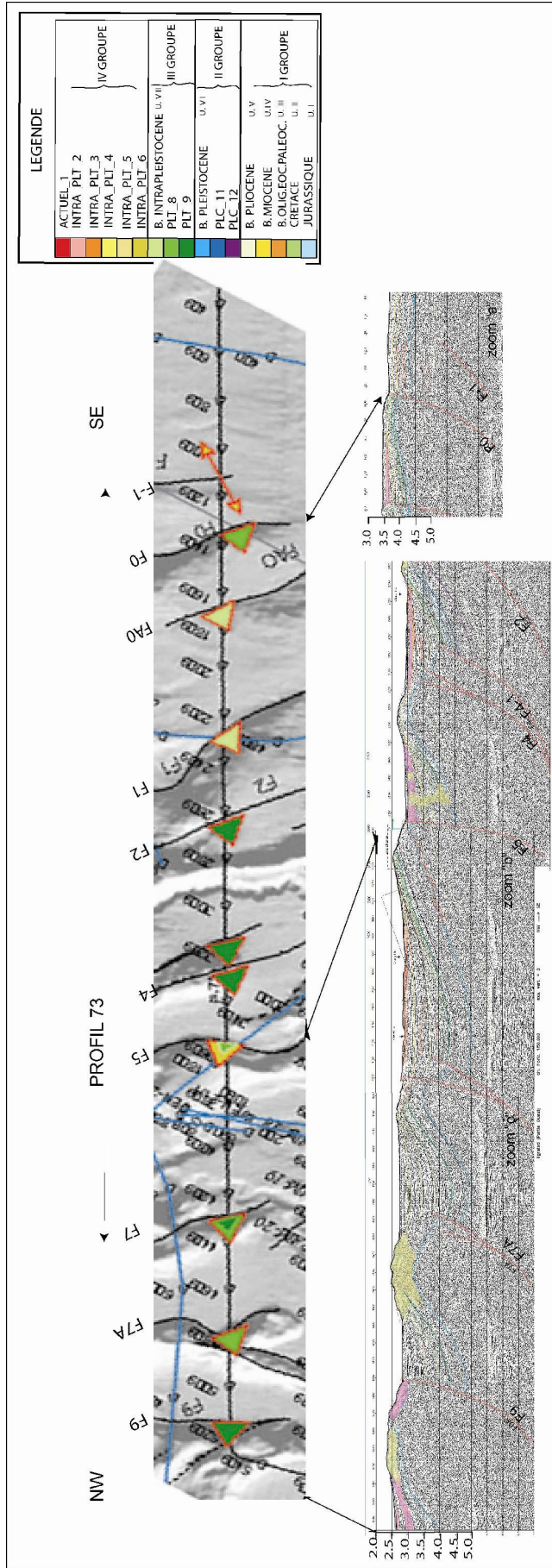


Figure 4. 7.- Profil Structural 73. De la même façon on observe l'activation des structures internes, vers le NO, depuis le Pléistocène moyen, et vers le SE, on observe que le front de déformation est actif à partir de l'intra-Pléistocène, (voir aussi Planche # 2)..

Sur les profils 69, 73 et 78, on constate que les premières déformations débutent dans les structures internes et qu'elles perdurent jusqu'à l'actuel. La propagation des déformations a lieu globalement en séquence. Cependant, au NE du profil 69, on observe certaines activations hors-séquences, au niveau du front de déformation. Donc l'activation commence au front de déformation à partir du début du Pléistocène. Par ailleurs, vers le sud-est, au niveau du profil 71, 73, il ne commence qu'à partir de l'Intra- Pléistocène.

4.3.- PERIODES DE DEFORMATION

Afin de tenter d'expliquer la migration de la déformation, nous avons distingué quatre périodes de déformation. Ce sont:

La période I : Elle s'étale du Crétacé jusqu'au la base du Pliocène, Figure 4. 9. Les déformations enregistrées pendant cette période ont été étudiées sur les profils sismiques Ven et An, afin de disposer de la meilleure pénétration possible. Comme on peut voir, sur la zone SO, au niveau de la plate-forme, les failles normales sont actives depuis le Crétacé-Paléocène, cf. chapitre 2.

La période II : Elle correspond à la fin du Pliocène - base du Pléistocène, Figure 4. 10. C'est à cette époque que débute la déformation compressive de la région d'étude, dans le NE. Comme on peut l'observer sur la Figure 4. 9, il existe deux zones où se concentre la déformation: une zone vers le NO, dans la zone 1, et l'autre vers le SE où se trouve aujourd'hui le front de déformation. Dans la partie sud du prisme d'accrétion étudiée ici, le front de déformation n'a pas cessé d'être actif, depuis cette période.

La période III : elle correspond à la base du Pléistocène jusqu'au Pléistocène moyen, Figure 4.11. Cette période est marquée par une intensification de la déformation compressive.

La période IV : elle correspond à la fin du Pléistocène jusqu' à l'actuel, Figure 4. 12. Pendant cette période, la déformation continue d'être active pratiquement sur toutes les structures.

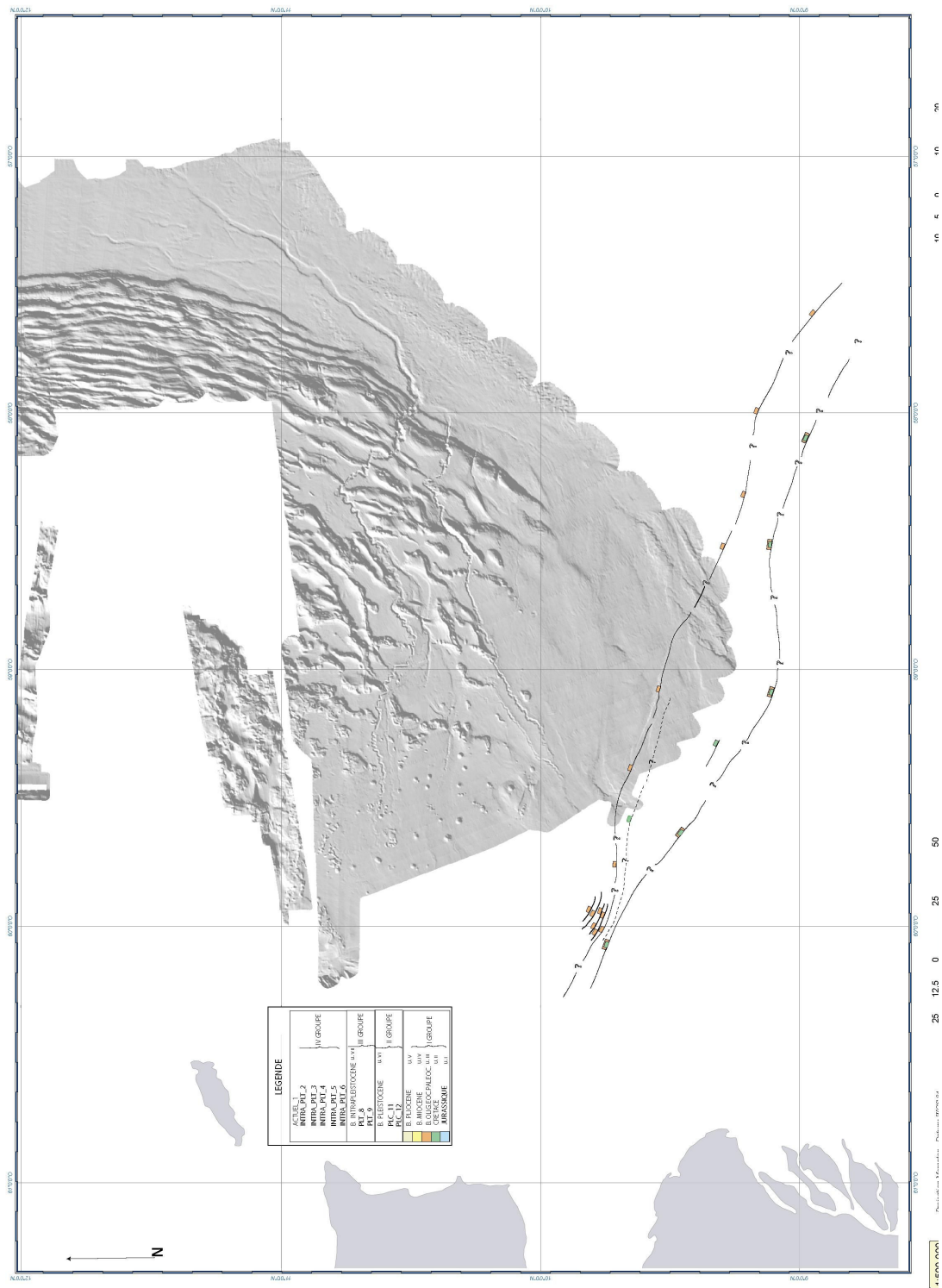


Figure 4. 9.- Carte Structurale correspondant à la période I. localisation des structures actives du Jurassique jusqu'au base du Pliocène.

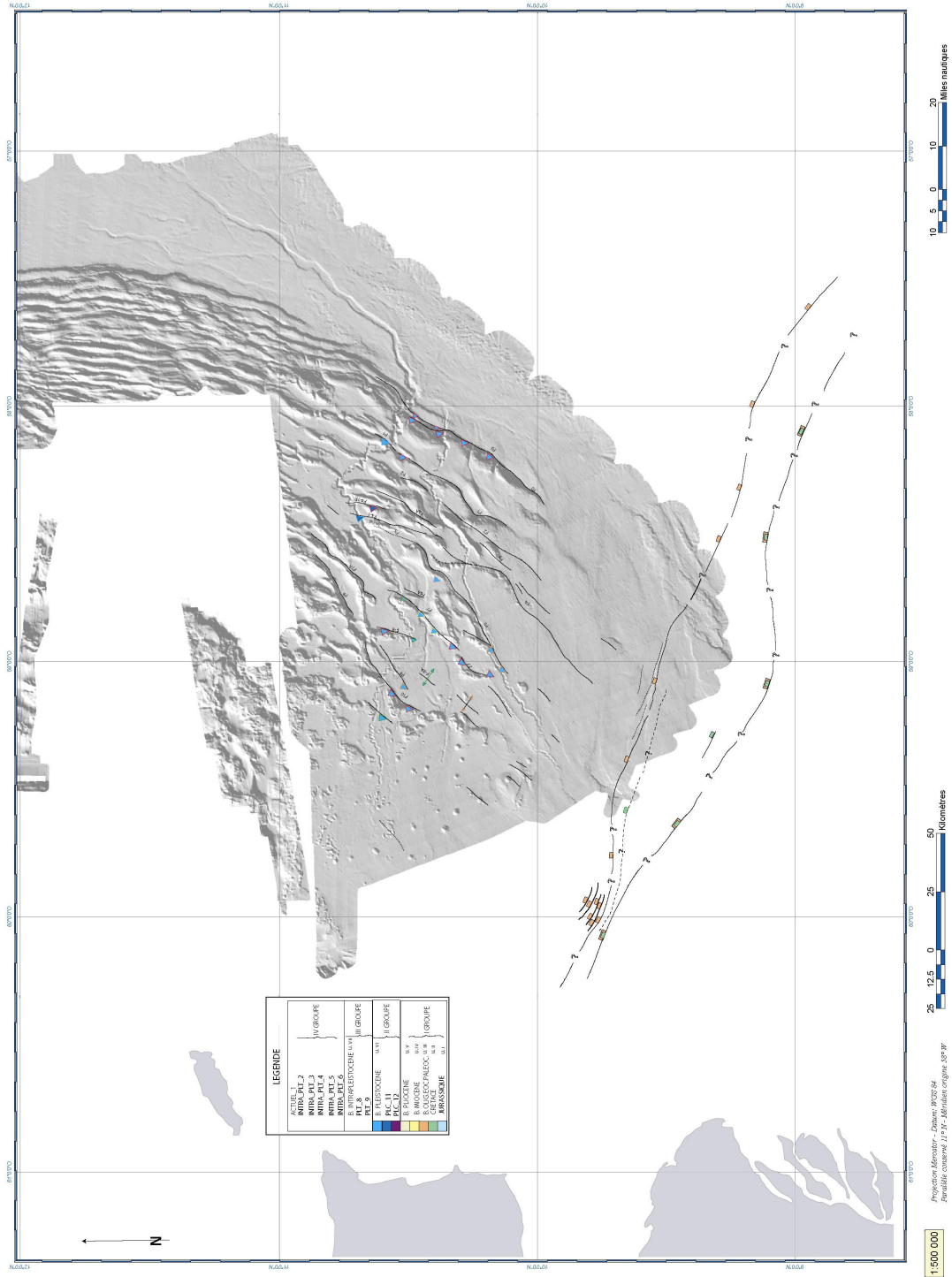


Figure 4. 10.-Carte Structurale correspondant à la période II. Localisation des structures actives de la fin du Pliocène à la base du Pléistocène.

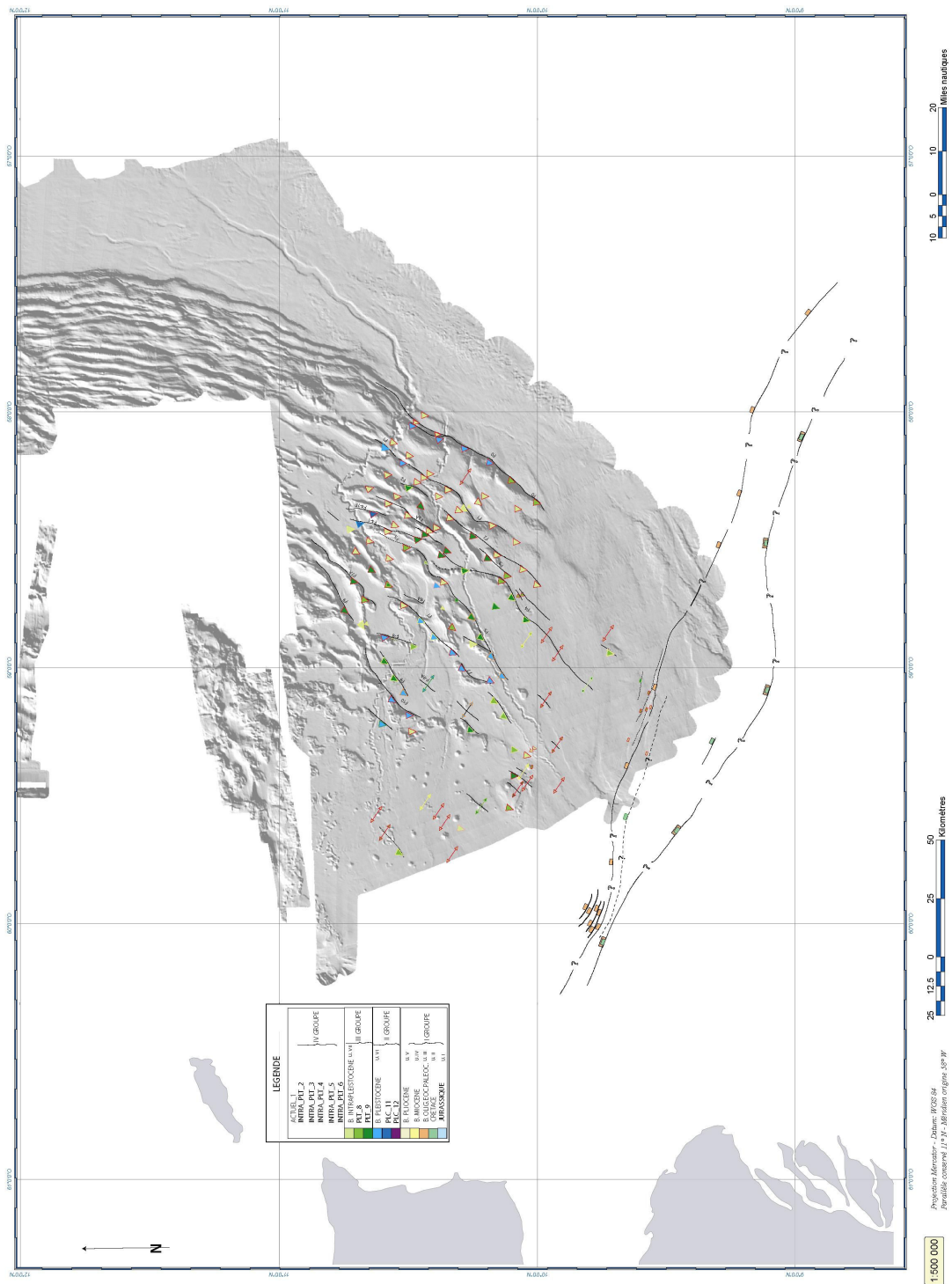


Figure 4. 11.- Carte Structurale correspondant à la période III. Localisation des structures actives depuis le début du Pléistocène jusqu'au Pléistocène moyen.

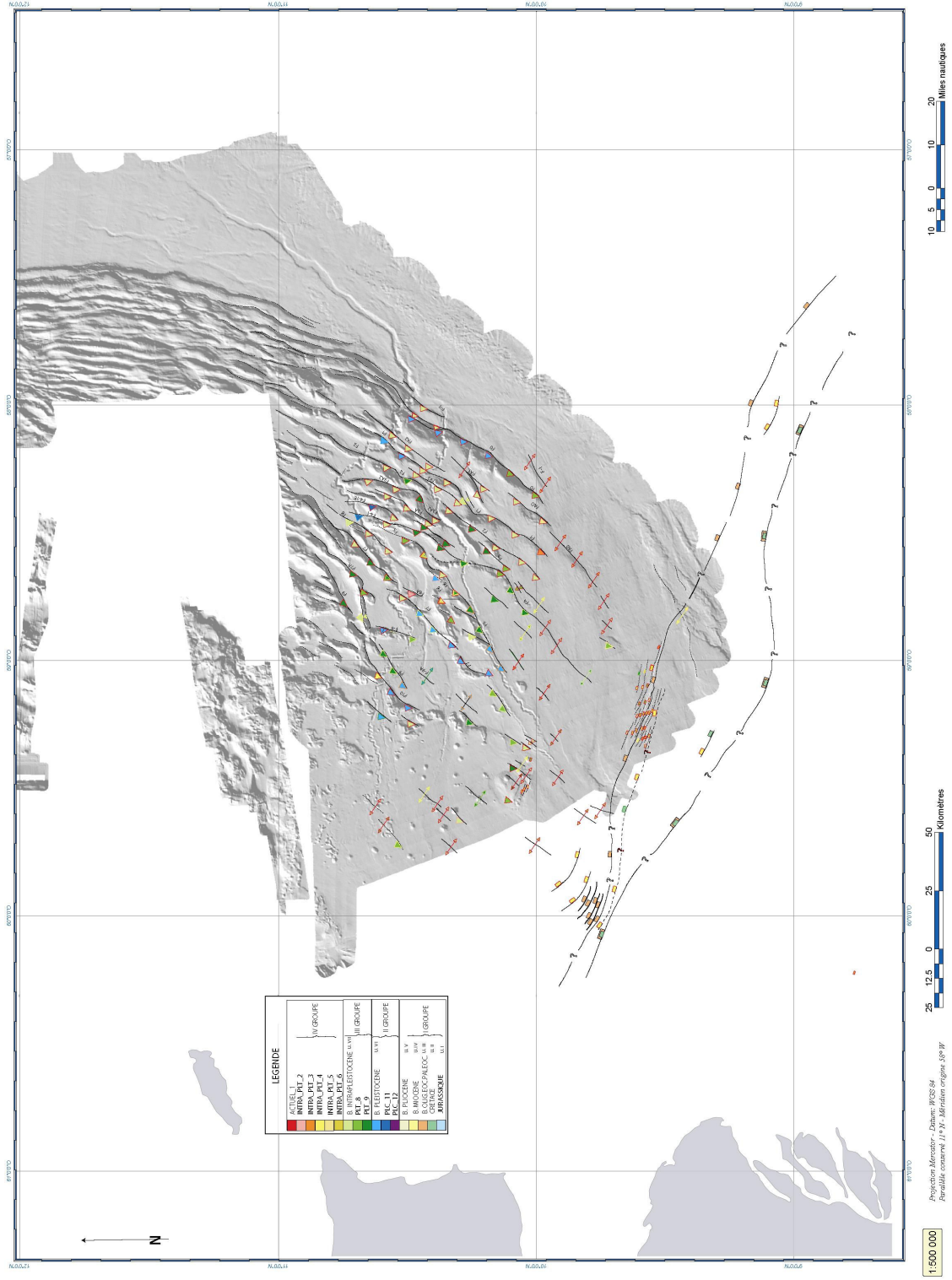


Figure 4. 12.- Carte Structurale correspondant à la période IV . Localisation des structures actives au court de la fin du Pléistocène jusqu' à l'actuel.

4.4.- RACCOURCISSEMENT

Nous avons sélectionné trois profils sismiques dans le but d'estimer les quantités de raccourcissement et les vitesses de déformation, Figure 4. 13, Figure 4. 14 et Figure 4. 15.

Après une conversion en profondeur (à partir des fonctions de vitesse montrées dans la Figure 3.2) de chaque profil nous avons construit des coupes équilibrées en considérant une déformation isopaque de type flexural-slip. Pour ce travail nous nous sommes aidés, du logiciel "Locace" développé à l'IFP, Les coupes équilibrées élaborées dans ce travail nous permettent d'avoir une idée sur les vitesses de déformation du sud de prisme de la Barbade. A l'issue de ce travail, nous proposons une reconstitution en différentes cartes de la déformation.

- 1) Le premier profil étudié (le plus vers l'est), est le Profil Ven-26, Figure 4. 13. Ce profil permet d'apprécier la variation de raccourcissement entre la base du Pliocène (1 %) et l'actuel (8 %). Ceci montre que la déformation s'accélère pendant la période fin du Pléistocène-Actuel. La vitesse de déformation estimée pendant la période post-Pliocène est de 1,3 cm/a (profil VEN 26, période de temps). On notera que, sur la restauration, le niveau de décollement montre une géométrie irrégulière. Dans la Tableau 4. 1, on montre les différentes valeurs de raccourcissements obtenues par l'équilibrage.
- 2) Le deuxième profil P-78, Figure 4. 14. La déformation, en général, ça accélère vers le début du Pléistocène, par rapport aux profils Ven-26 et An-112. Cependant les valeurs estimées de raccourcissement pendant cette période sont faibles par rapport celles du profil Ven-26, mais plus fortes que dans le profil An-112, Tableau 4. 1. Donc, la déformation tend à diminuer vers le sud-ouest. Ce qui permet de mettre en évidence une variation de déplacement le long du décollement.

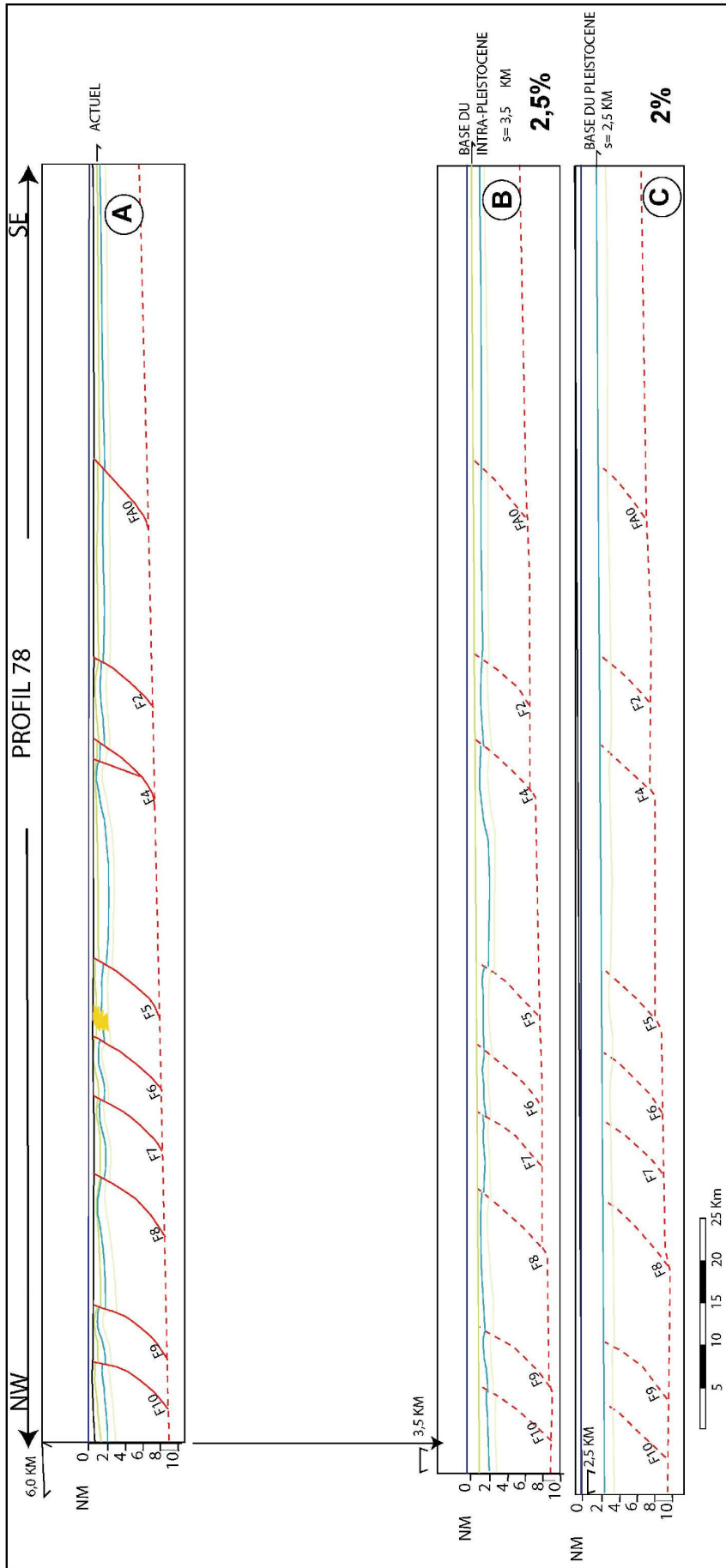


Figure 4. 13.- Coupe équilibrée Ven-26. On a retro-déformé trois périodes. Le cas « A » représente la coupe déformée, actuelle. Le cas « B » est la rétro-déformation entre le niveau de la mer (actuel) et l'Intra - Pléistocène; raccourcissement maximum de 8 % .Le cas « C » est la rétro-déformation au niveau de la base du Pléistocène; raccourcissement de 2%. Et le Cas « D » est la rétro-déformation au niveau de la Base du Pliocène; raccourcissement minimum de 1 %.

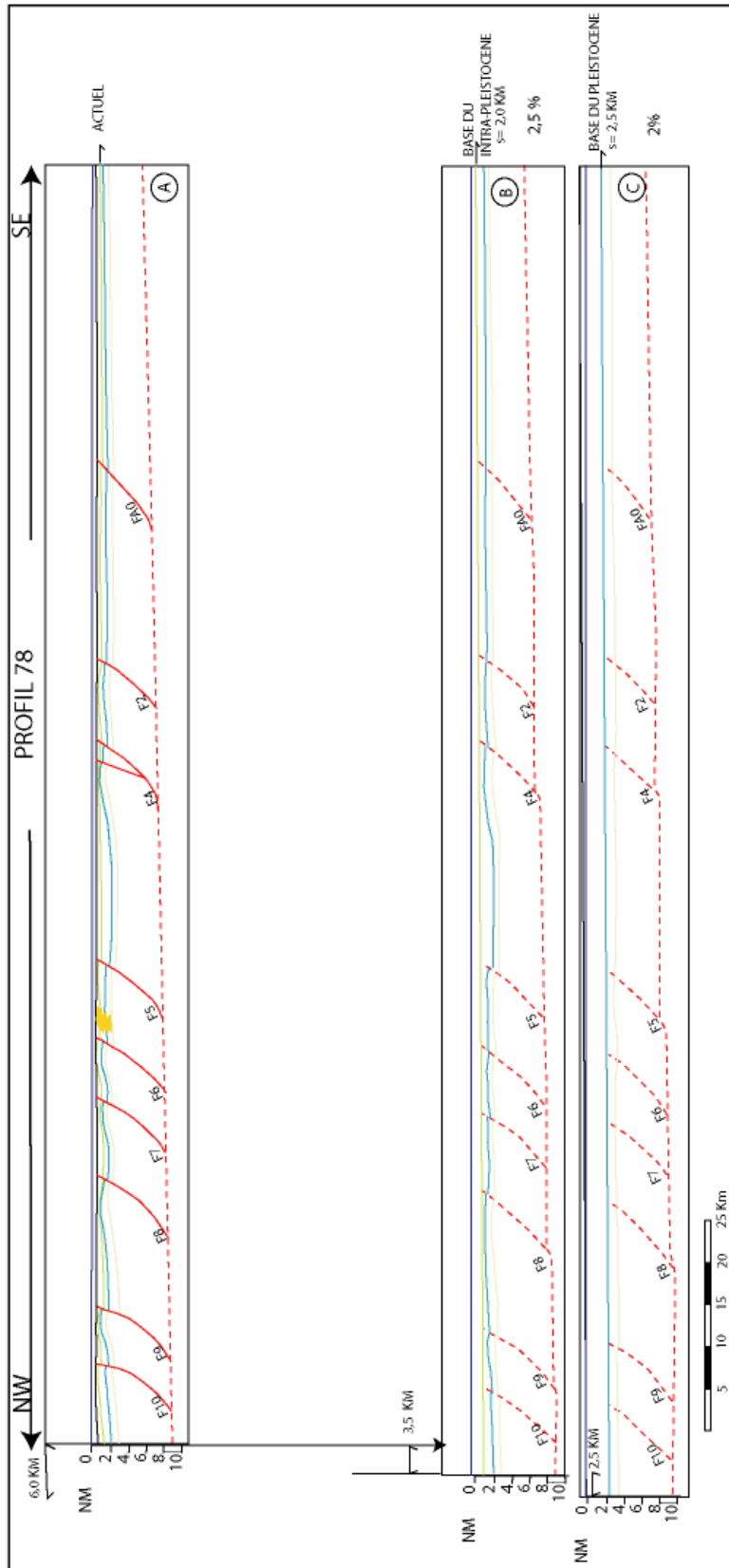


Figure 4. 14 .- Coupe équilibrée Profil 78. On a retro-déformé deux périodes. « A » représente la coupe à l'état actuel.-, « B » correspond à une restauration entre le niveau de la mer (actuel) et l'Intra - Pléistocène; raccourcissement de 2.5 %, « C » correspond à une restauration au début du Pléistocène; raccourcissement de 2%.

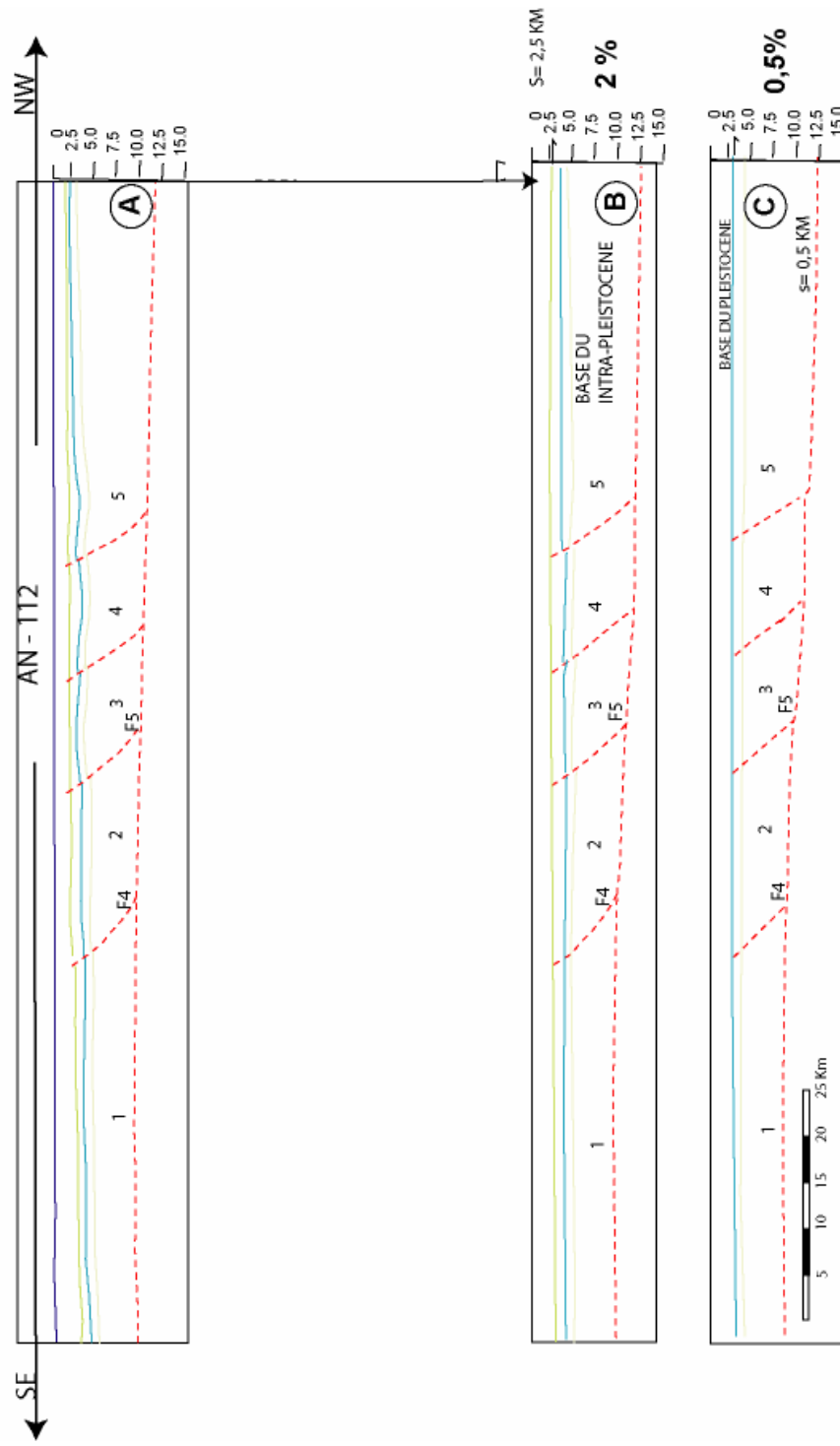


Figure 4. 15.- Coupe Equilibre An-112. On a retro-déformé deux périodes. « A » représente la coupe en son état actuel. « B » correspond à la restauration au niveau de la mer (actuel) et l'Intra - Pléistocène; raccourcissement de 2 %, « C » correspond à une restauration au début du Pléistocène; raccourcissement de 1%.

3) Profil An-112, Figure 4. 15. Sur ce profil, la déformation, se ralentit à partir du début du Pléistocène, où la déformation est pratiquement négligeable, Tableau 4. 1. Sur la restauration, on constate qu'il est difficile de reconstruire un niveau de décollement bien plan.

Nous corroborons de cette manière que la migration de la déformation se fait vers le sud-ouest dans la zone frontale du prisme. On constate également une diminution du taux de déformation vers le sud-ouest. Il est à noter que Endignoux et al., (1990) ont réalisé trois coupes équilibrées correspondant aux profils : CRV- 128, à une latitude de 15°30' avec 25% de raccourcissement ; CRV- 108, à une latitude de 10°50' avec 10% de raccourcissement et le profil CRV- 105, à une latitude de 10°00' avec 5% de raccourcissement. Ces auteurs avaient également constaté une diminution des vitesses et des taux de raccourcissement vers le sud - ouest.

Tableau 4. 1.- Raccourcissement et Vitesse de Déformation.

Episode	DIRECTION								
	AN-112			PROFIL 78			VEN-26		
	Km	%	Vitesse (cm/a)	Km	%	Vitesse (cm/a)	Km	%	Vitesse (cm/a)
III (Actuel \Intra Pléistocène)	2.5	2	0,3125	3.5	2.5	0,437	11	8	1,37
II (Base Pléistocène \ Intra - Pléistocène)	1.25	1	0.069	2.5	2.0	0.138	3.0	2	0.166
I (Base du Pliocène \ Base Pléistocène)	0	-	-	0	-	-	1.5	1	0.028

En général, on observe que le raccourcissement diminue vers le sud-ouest et que la déformation commence à la fin du Pliocène-début du Pléistocène dans l'extrême Est. La vitesse de déformation, est aussi variable tant latéralement que au cours du temps.

4.5.- RESTAURATION EN CARTE

Afin d'illustrer la migration des déformations, nous avons réalisé des restaurations en carte à différentes époques. Ces cartes ont été reconstituées par rétro-déformations successives mais elles sont présentées ci-dessous par ordre chronologique.

Ces différentes phases de restauration nous ont permis d'imaginer les structures avant la déformation et de mieux comprendre l'évolution tectonique et sédimentaire de la zone. Soulignons que ces cartes ont été réalisées manuellement à partir de coupes équilibrées. Les résultats doivent donc être considérés comme une approximation des mouvements tectoniques de premier ordre.

Stade I de dépliage: (intra-Pliocène)

Les événements liés au début du Pliocène ne sont pas identifiés sur la sismique. C'est pourquoi, dans cette région, on a tenu compte des événements de la fin du Pliocène jusqu' au début du Pléistocène, Figure 4. 16. Comme on vient de le montrer dans le paragraphe consacré au raccourcissement, la déformation est minimum sur le profil Ven-26 et devient négligeable quand on migre vers l'ouest. Les vecteurs représentés sur la carte (Figure 4. 16) correspondent au mouvement entre la Base de Pliocène et la base du Pléistocène. On notera que les déplacements pendant la période base du Pliocène-base Pléistocène et la période suivante base du Pléistocène-intra Pléistocène sont faibles comparés aux déplacements de l'intra Pléistocène à l'actuel.

Stade II de dépliage : (base du Pléistocène)

Vers la base du Pléistocène, on constate que la déformation s'accroît vers le nord-ouest, donc vers les failles internes (F9 et F10, par exemple), par rapport au nord-est, Figure 4. 17. La direction des vecteurs de mouvement pendant la période base du Pléistocène - Intra-Pléistocène), dans l'extrême nord-est, ont (zone frontale sud) une

direction N155°. Puis, dans la zone frontale médiane, ils ont une direction N115° et finalement, dans la zone amont, les vecteurs de mouvement ont une direction entre N55° et N50°.

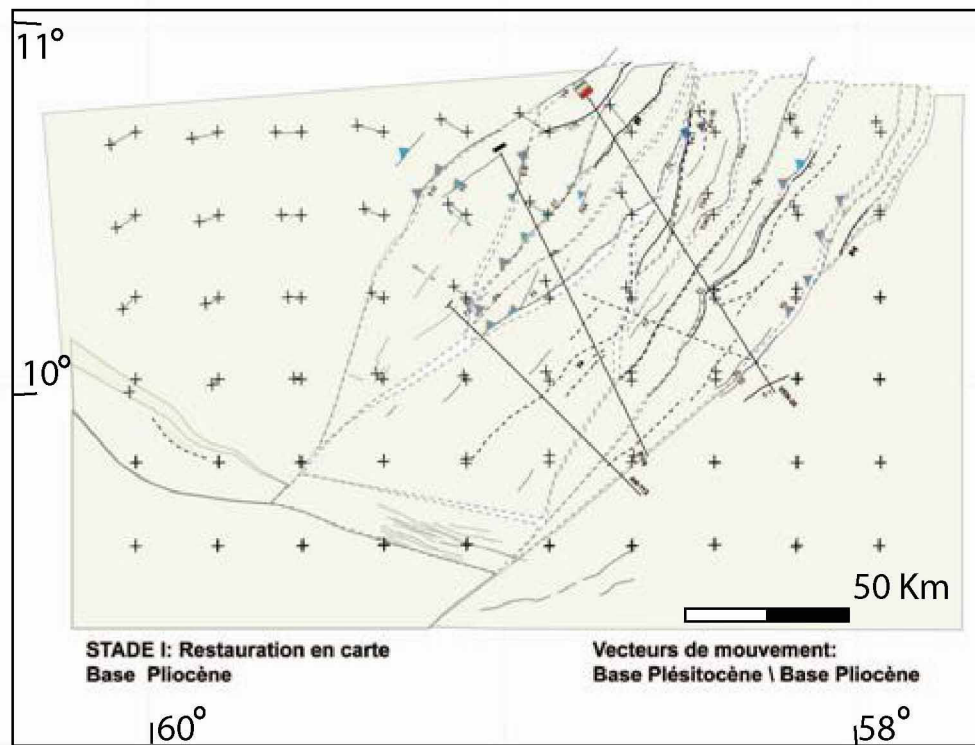


Figure 4. 16.- Restauration en carte correspondant au stade I de déformation. Les vecteurs correspondent au déplacement entre la base de Pliocène et la base du Pléistocène. Les croix noires correspondent aux points fixes avant le dépliage et les croix beiges après. La couleur des failles correspond à la période d'activation.

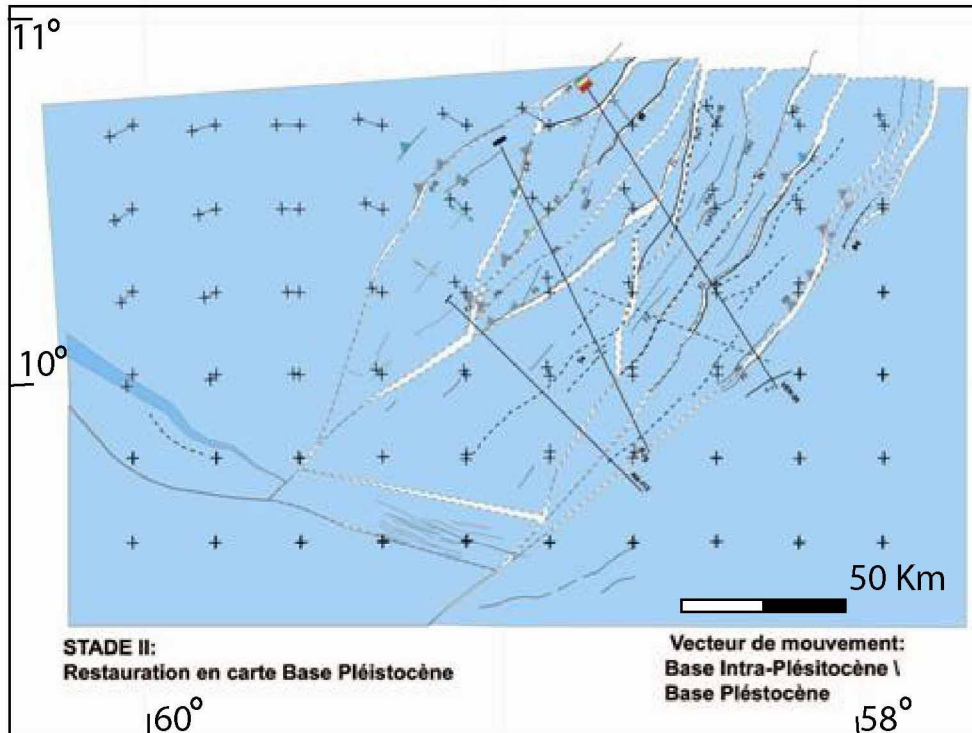


Figure 4. 17.- Restauration en carte correspondant au stade II de déformation. Les vecteurs de mouvement correspondent au déplacement entre la base Pléistocène et la base Intra-Pléistocène. Les croix noires correspondent aux points fixes avant dépliage et les croix bleus après. La couleur des failles correspond à la période d'activation.

Stade III de dépliage : (Intra - Pléistocène)

A partir de l'Intra-Pléistocène, on observe schématiquement une rotation horaire des blocs vers le sud-ouest (vers la marge du Guyana). Les vecteurs de mouvement Intra-Pléistocène à Actuel, dans l'extrême nord-est, ont (zone frontale sud) une direction N140°. Puis, dans la zone frontale médiane, ils ont une direction N120° et finalement, dans la zone amont, les vecteurs de mouvement ont une direction N60°. Le pôle de rotation des déplacements est situé au sud-ouest de la zone de faille du delta de l'Orénoque, Figure 4.18. Pendant cette période de déformation récente Intra-Pléistocène à Actuel, on constate que le plissement majeur est situé dans le nord-est (zone frontale sud).

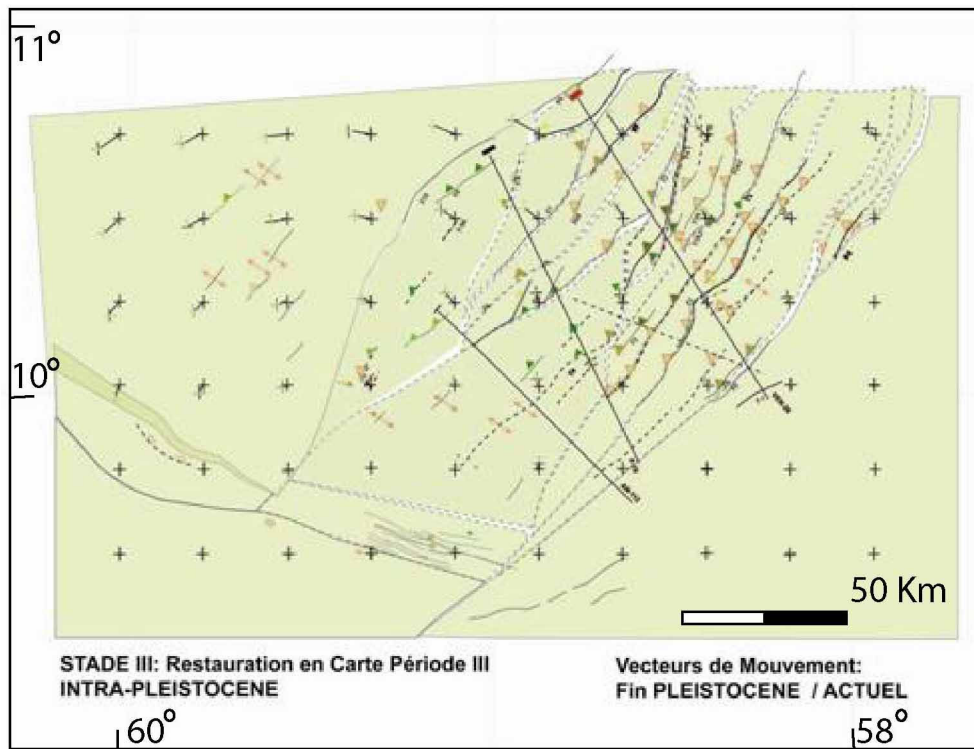


Figure 4. 18.- Restauration en carte correspondant au stade III de déformation. Les vecteurs de mouvement correspondent au déplacement entre la fin du Pléistocène et l'actuel. Les croix noires correspondent aux points fixes avant le dépliage et la croix verte à leur position après. La couleur des failles correspond à la période d'activation.

Stade IV : (Actuel)

Il correspond au stade Actuel. Sur la Figure 4.19, sont représentées les failles dont nous avons soustrait le jeu au cours des stades 3, 2 et 1.

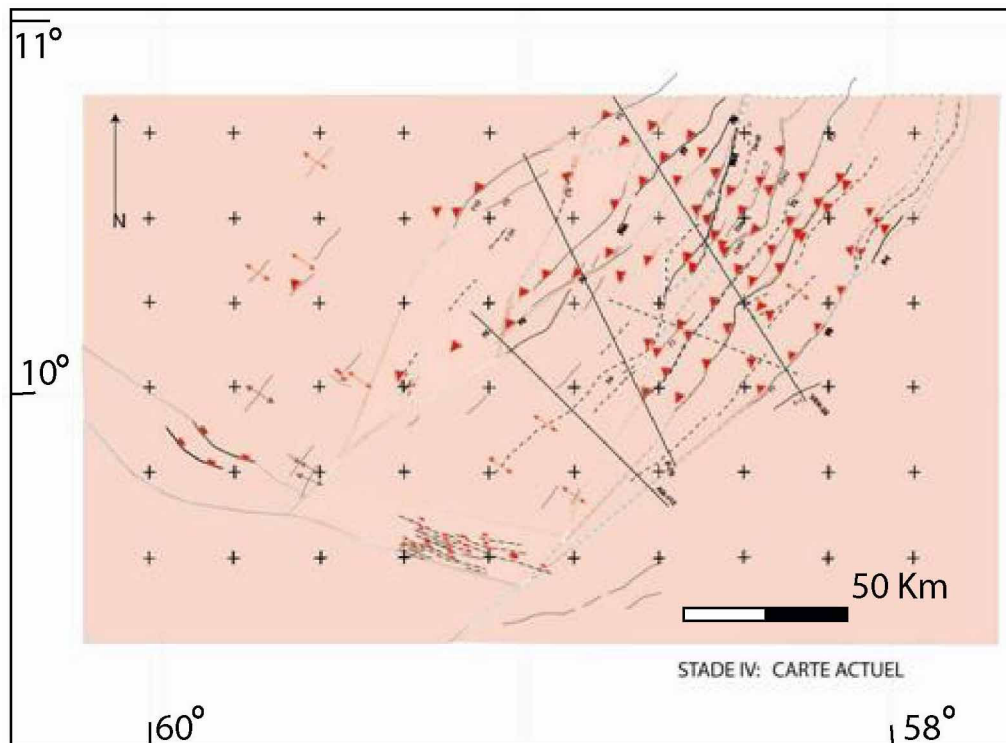


Figure 4. 19.- Stade actuel. Les croix noires correspondent aux points fixes initiaux. La couleur des failles correspond à la période d'activation.

Au delà des approximations liées à ces restaurations, cette approche met en évidence que les déplacements de premier ordre correspondent à une rotation progressive (sens horaire) de la partie sud du prisme d'accrétion au cours du Quaternaire.

De plus, les déplacements montrent une orientation très similaire au tracé à grande échelle des chenaux turbiditiques actuels, en particulier dans la partie non déformée (zone amont), Figure 4. 2. La position des chenaux est donc probablement contrôlée par l'activité tectonique.

On peut penser que la direction des chenaux a gardé au cours du temps une orientation similaire à celle des paléo-vecteurs de mouvement.

4.6.- CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION

Afin d'illustrer de façon schématique l'âge des mouvements sur chaque faille, nous avons réalisé sur chaque profil des diagrammes d'activité des failles. Nous ne montrons ici que les exemples des profils P-73 et P-78 Figure 4. 20 et Figure 4. 21, respectivement, sur lesquels on observe bien les différentes périodes d'activité et de repos des failles.

A partir de ces schémas, nous nous rendrons de compte qu'il existe un modèle cinématique assez général

Sur ces schémas de cinématique des accidents, réalisés pour trois failles principales le long de Ven-26, P-73 et P-78 (respectivement Figure 4. 22, Figure 4. 23 et Figure 4. 24), on observe que l'espacement des failles actives majeures est constant, de l'ordre de 40 à 50 km.

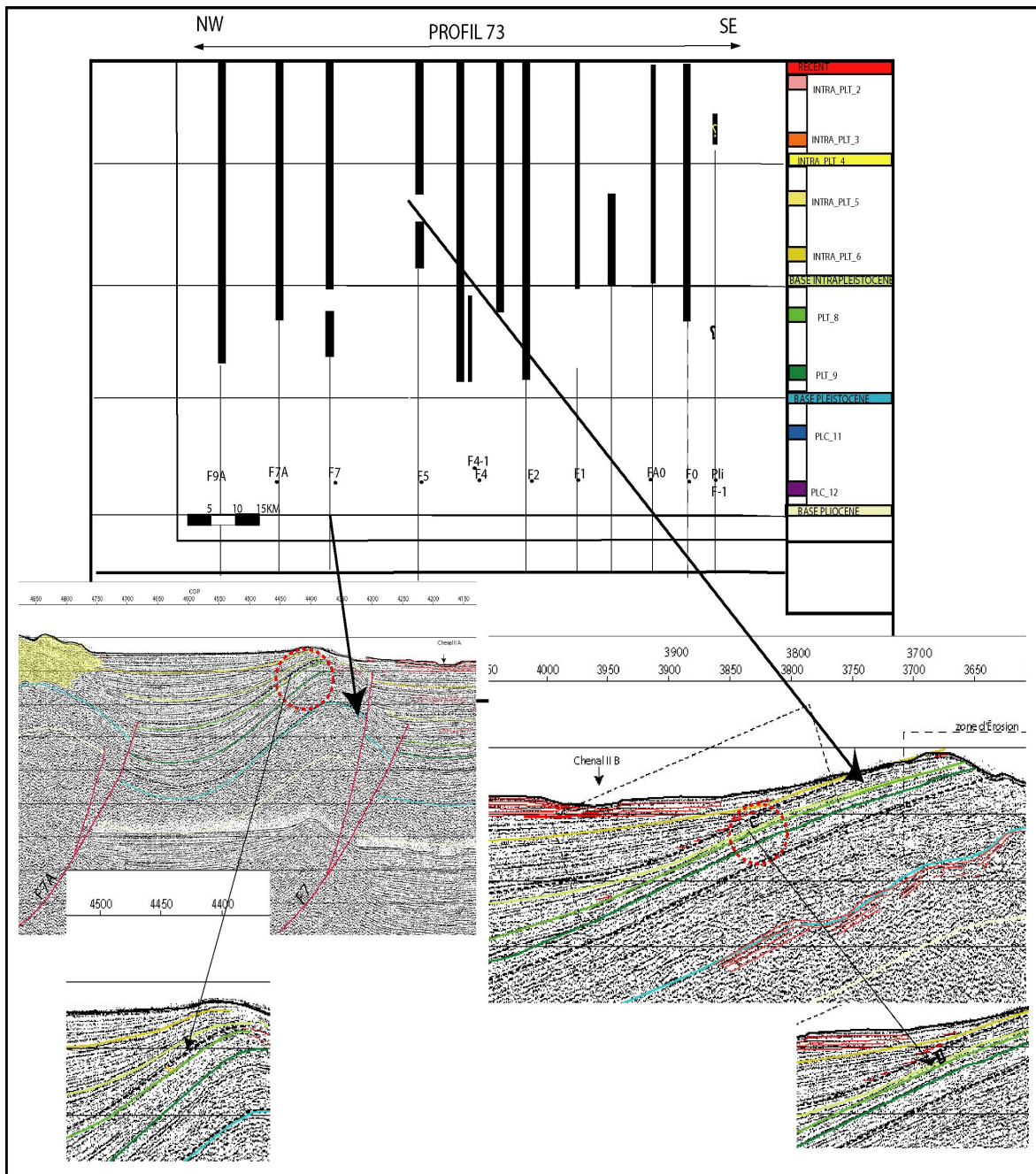


Figure 4. 20.-Schéma Structural Profil 73. On observe, à droite les différents événements en temps interprété dans la section, les boîtes noires sont la période de temps pendant laquelle la faille a bougé. Sur le zoom, à gauche lié à la faille 7, on peut observer comment cette faille interne a une période de repos pendant les intra-séquences PLT_8 et Base du Intra-Pliéistocène. À droite, la période de repos de la Faille 5, entre la Base du Intra-Pliéistocène et Intra_PLT_5.

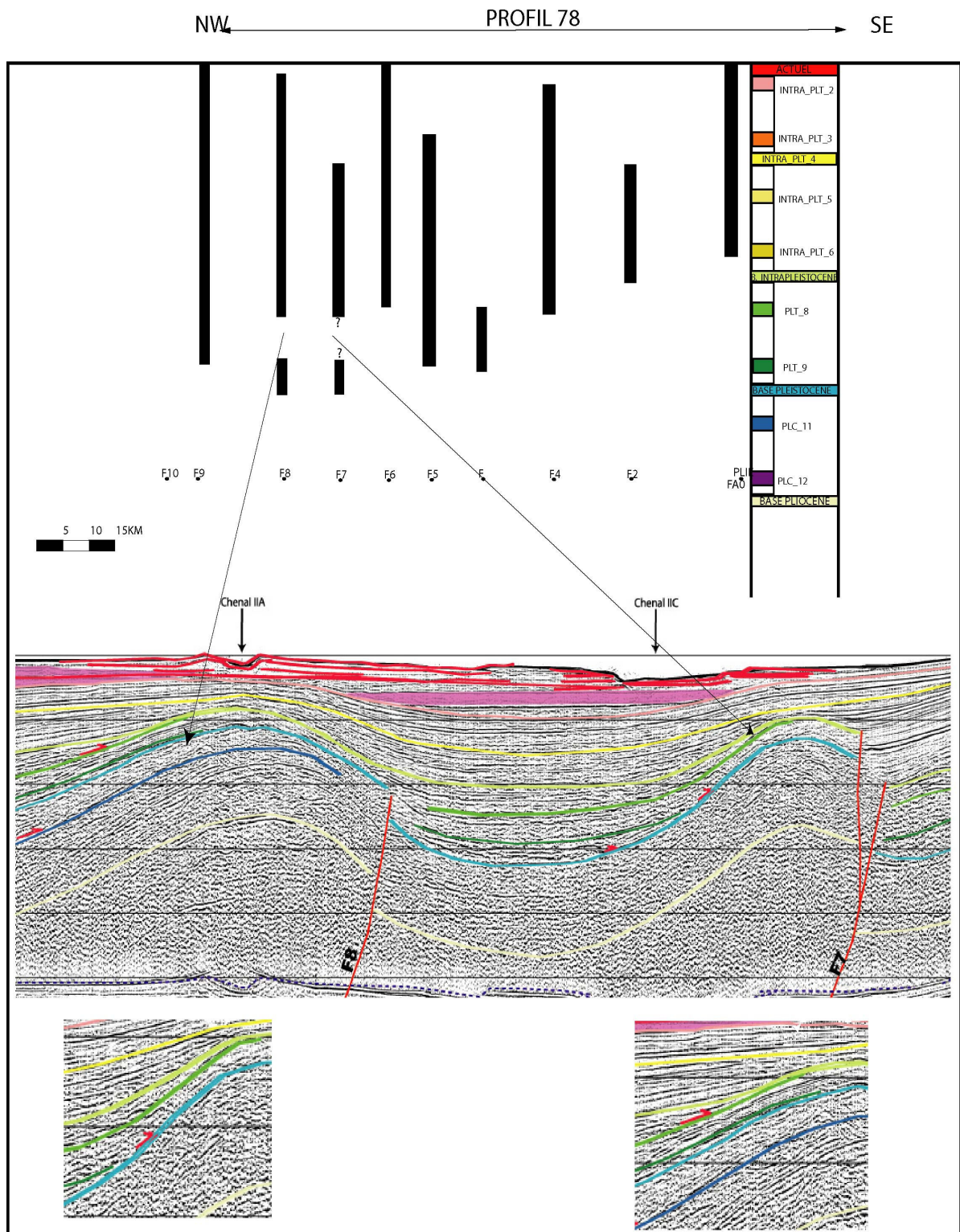


Figure 4. 21.- Schéma Structural Profil 78. On observe, à droite les différents événements en temps interprété sur la section, les boîtes noires représentent les périodes de temps pendant lesquelles la faille a bougé. Dans le zoom, à gauche, lie à la faille 8, on observe comment la faille entre dans une période de repos pendant les intra- séquences PLT_89 et PLT_8. À droite, la faille 7 entre dans période de repos et la Base du Intra-Pléistocène et PLT_8.

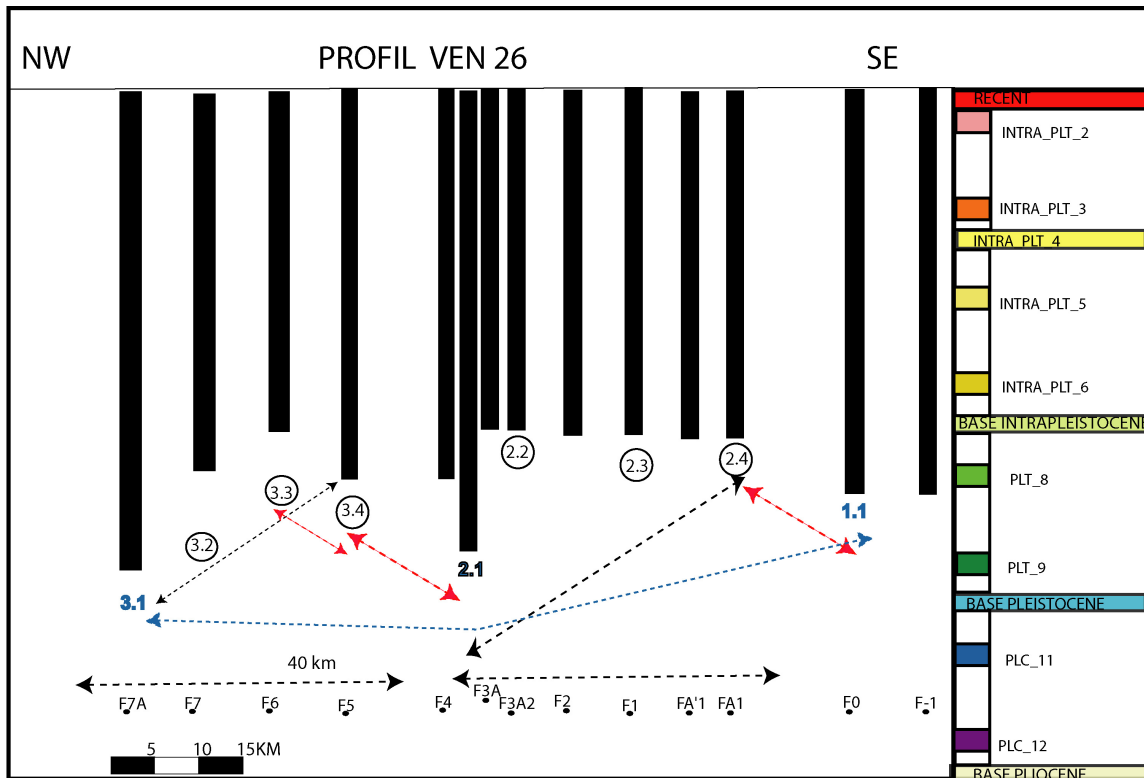


Figure 4. 22.- Cinématique des accidents sur la section Ven-26. Les boîtes noires correspondent aux périodes de temps pendant lesquels les failles ont bougé. En bleu, les failles principales marquent le cadre cinématique. Elles ont un espacement de 40 km environ. On peut observer comment les points 3.1 ; 2.1 et 1.1 ont un mouvement progradant vers le front de déformation (F0), flèche bleue. Entre les failles principales (3.1, 2.1, et 1.1 en bleu) et les failles mineurs (cercles noirs) le mouvement tend à être, aussi, progradant (flèches noires). Seuls les points 3.3 à 2.1 et 2.4 à 1.1, marqués avec les flèches rouges, indiquent un mouvement hors séquence.

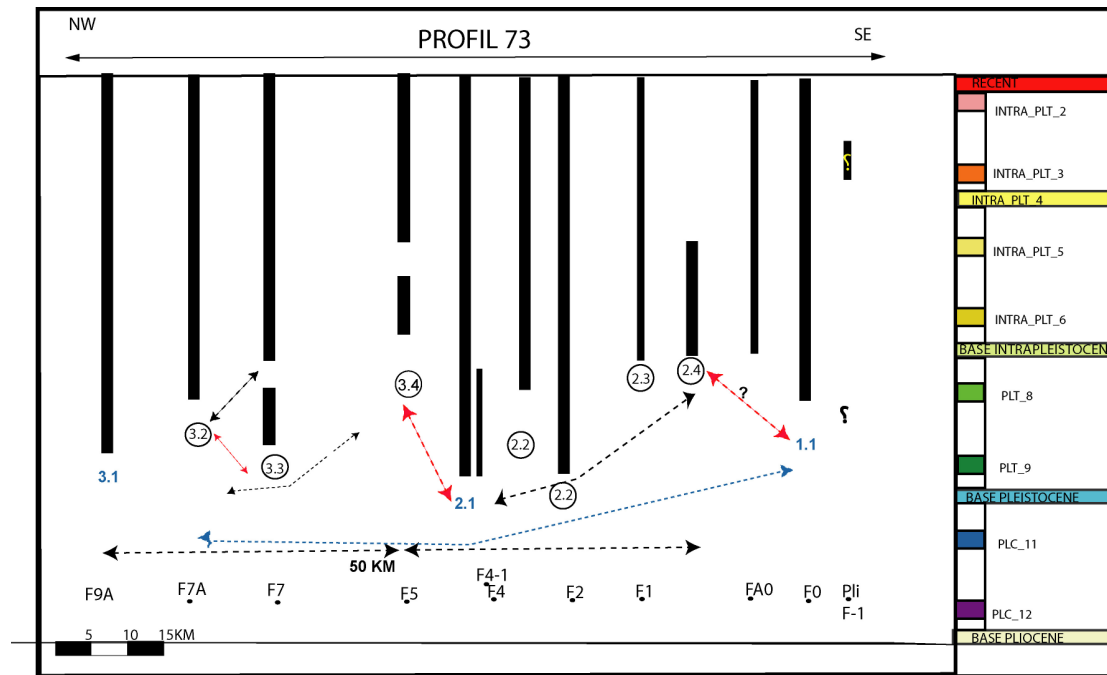


Figure 4. 23.- Cinématique des accidents sur le Profil 73. Les boîtes noires correspondent aux périodes de temps pendant lesquels les failles ont bougé. En bleu, les failles principales marquent le cadre cinématique. Elles ont un espacement de 50 km environ. On peut observer comment les points 3.1 ; 2.1 et 1.1 ont un mouvement progradant vers le front de déformation (F0), les flèches bleues. Entre les failles principales (3.1, 2.1, et 1.1) et les failles mineurs (cercles noirs) le mouvement tend à être aussi progradant (flèches noires). Seuls les points 3.3 – 3.2 ; 3.1-2.5 et 2.1-1.1, marqués avec les flèches rouges, indiquent un mouvement hors séquence.

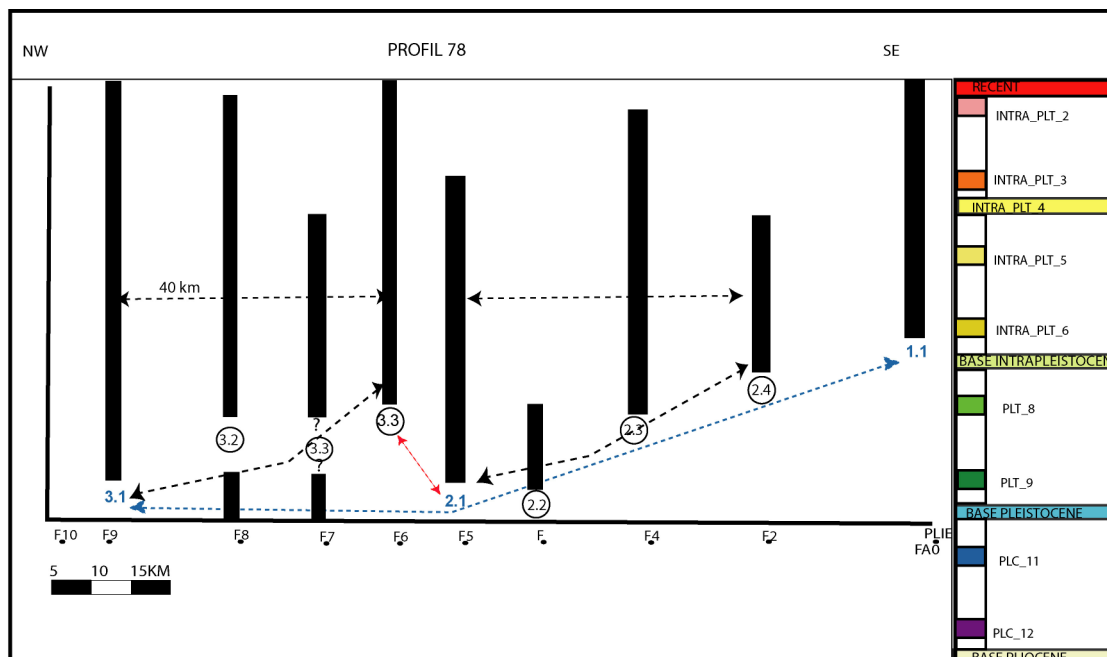


Figure 4. 24.- Cinématique des accidents sur le Profil 78. Les boites noires correspondent aux périodes de temps pendant lesquelles les failles ont bougé. En bleu, les failles principales marquent le cadre cinématique. Elles ont un espacement de 40 km environ. On peut observer comment les points 3.1 ; 2.1 et 1.1 ont un mouvement progradant vers le front de déformation (F0), flèche bleue. Entre les failles principales (3.1, 2.1, et 1.1) et les failles mineures (en cercles noirs), le mouvement tend à être aussi progradant (flèches noir). Seuls les points 3.4 – 2.1, marqués avec les flèches rouges indiquent un mouvement hors séquence.

4.7.- ARCHITECTURE DES DEPOTS DES BASSINS TRANSPORTES

De part et d'autre de la faille F5, nous avons montré que la déformation ne migrait pas dans le même sens : en arrière de F5 la déformation s'est développée vers le NE, alors qu'au front de F5, la déformation migre vers le SO (cas du front de déformation actuel). Les observations effectuées sur les failles chevauchantes (paragraphe 4.2 et Figure 4.5) doivent se répercuter sur les bassins transportés dont elles contrôlent le développement.

Pour cette analyse du remplissage de bassins transportés, on s'est basé principalement sur l'analyse, du faciès sismique, des terminaisons latérales des réflexions, et sur les corrélations établies entre les différentes unités.

On s'est concentré sur l'étude de quatre petits bassins dans la zone centrale, situés de part de l'autre de la faille F5, Figure 4. 25.

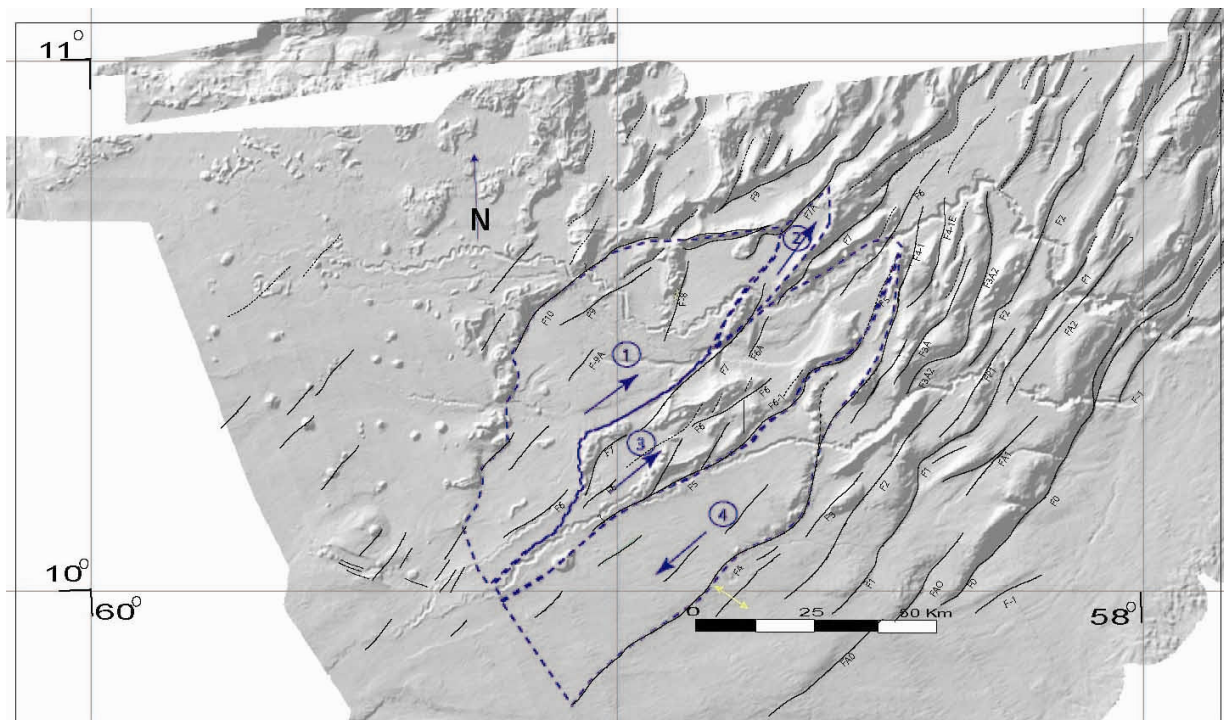


Figure 4. 25.- Situation des quatre mini- bassin "piggy back". Les numéros dans les cercles bleus indiquent la situation du mini bassin et les flèches bleues indiquent la migration de la déformation.

→ Mini - Bassin 1: Limité par la Faille 10 (F10) vers le nord et vers le sud par la Faille 5 (F5), Figure 4. 26. On a essayé d'identifier plusieurs événements au sein de ce mini-bassin. Le premier correspond au début du développement du bassin. On observe que la déformation syntectonique débute à partir du Pléistocène, sur les profils 83 et 80, c'est-à-dire vers le nord-ouest. En corrélant avec les profils voisins, on constate que le remplissage syntectonique est de plus en plus récent vers le nord-est (Intra _ Pléistocène), Figure 4. 26. Par ailleurs, sur les coupes situées vers le nord-est, la géométrie des réflecteurs parallèle-subparallèle, correspond à une sédimentation hémipélagique.

→Mini - Bassin 2: Il est limité par la Faille 7A (F7a) vers le nord et vers le sud par la Faille 7 (F7), Figure 4. 25 et Figure 4. 27.

La période pendant laquelle se développe ce bassin est postérieure aux dépôts correspondent à l'horizon Intra_Plt9, décrit dans le chapitre précédent. On observe que la sédimentation syntectonique débute à être à partir du Pléistocène moyen.

De la même manière que pour le mini-bassin 1, la géométrie des réflecteurs est parallèle-subparallèle, correspondant également à une sédimentation hémipélagique.

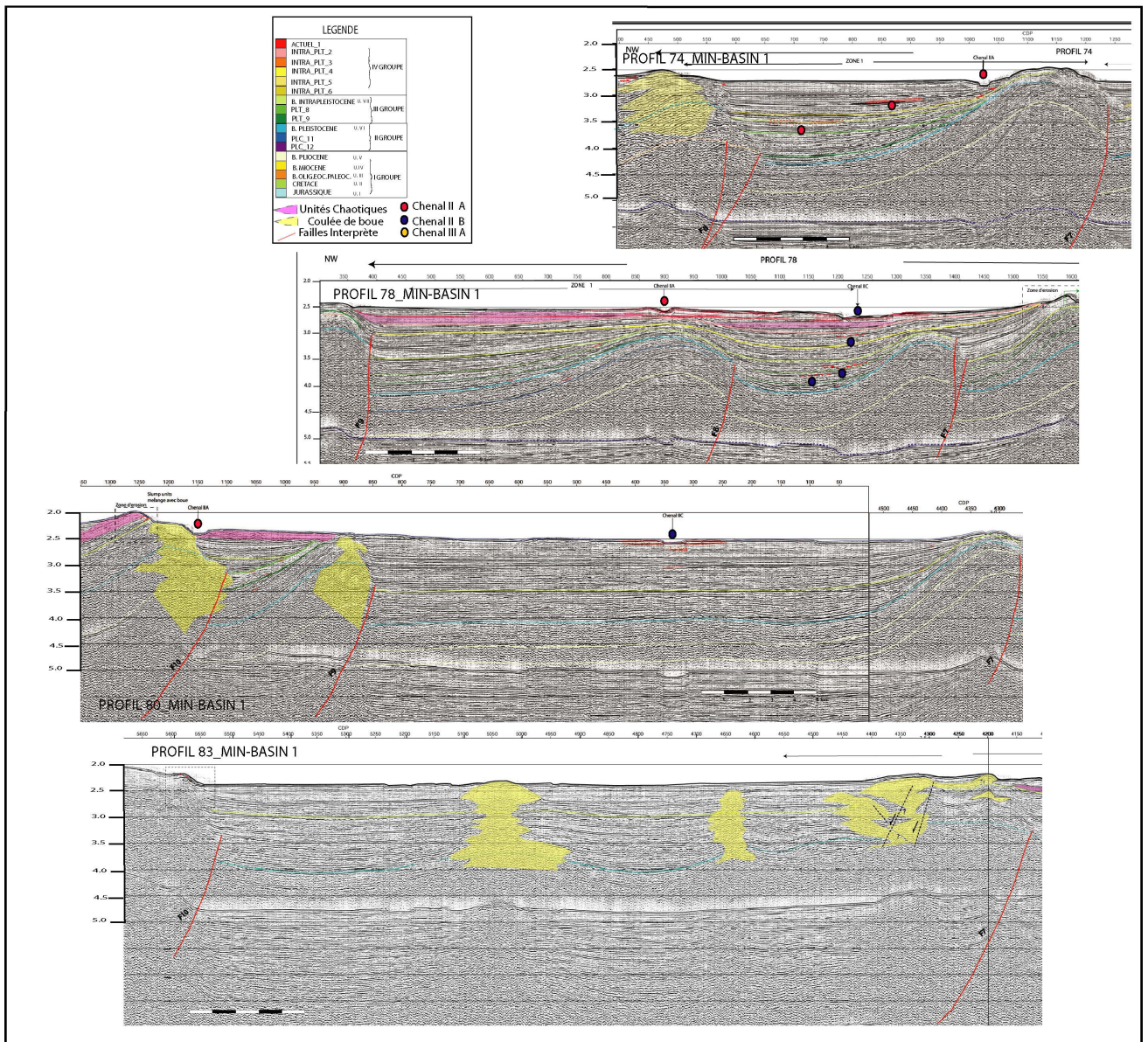


Figure 4. 26.- Architecture des dépôts du mini-bassin 1. On observe que vers le nord ouest la sédimentation syntectonique débute au Pléistocène (profils 83, 80), localisation Figure 3.11 (voir aussi Planche # 2).

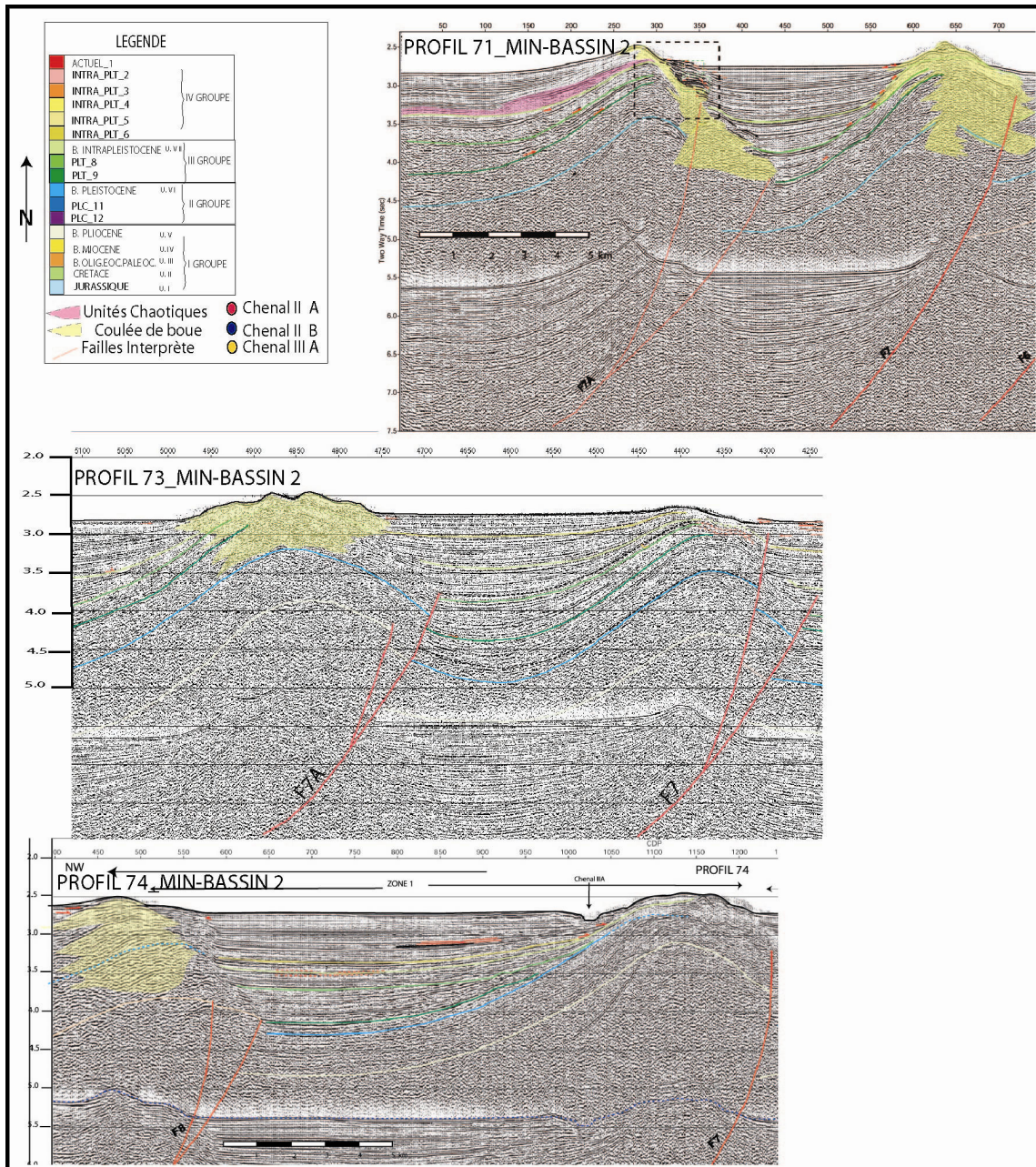


Figure 4. 27.- Architecture des dépôts du mini-bassin 2. On observe que la sédimentation syntectonique débute au Pléistocène moyen (Intra_Plt9), localisation Figure 3.11(voir aussi Planche # 2).

→Mini - Bassin 3: Il est limité par la Faille 7 (F7) vers le nord et vers le sud par la Faille 5 (F5), Figure 4.28. Vers le sud-ouest, le développement du bassin commence au début du Pléistocène (profils 83 et 80), alors que vers le nord-est, la déformation est plus récente (postérieure aux dépôts correspondant à l'horizon Intra_PLT8, Profil 73). De la même manière, la géométrie de ces réflecteurs est parallèle à subparallèle, en bon accord avec une sédimentation hémipélagique. En carte, on constate un changement morphologique avec un rétrécissement du bassin vers le nord-est.

→Mini - Bassin 4: Il est limité par la Faille 5 (F5) vers le nord et vers le sud par la Faille 4 (F4), Figure 4.29 et appartient donc à la zone 2 décrite dans le chapitre 3. L'architecture des dépôts des mini-bassins 1, 2 et 3, permet de corroborer la chronologie des mouvements des blocs un et deux montré sur la Figure 4. 5.

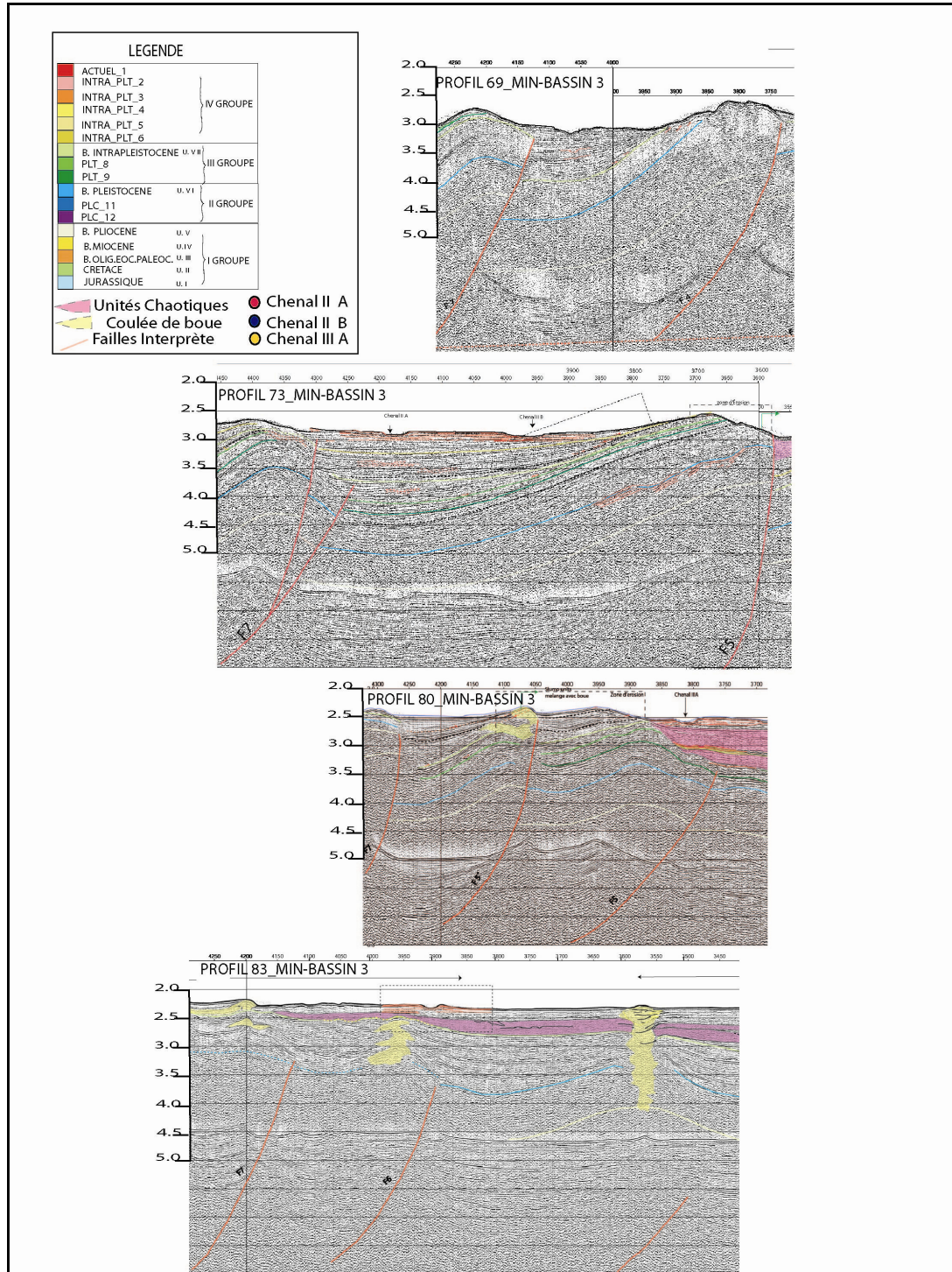


Figure 4. 28.- Architecture des dépôts du mini-bassin 3. On observe que vers le nord-ouest la sédimentation syntectonique débute au Pléistocène (profils 83, 80), localisation Figure 3.11 (voir aussi Planche # 2).

On observe que la sédimentation syntectonique débute à partir du Pléistocène moyen (Intra_PLT9) au nord-est (profil 73). Vers le nord-ouest, le remplissage est de plus en plus récent (Intra _ Pléistocène-actuel). La déformation au sein de ce mini-bassin est diachrone du nord-est vers le sud ouest, contrairement aux mouvements des mini-bassins 1, 2 et 3. D'un autre côté, on constate que la géométrie de ces réflecteurs tend à être de plus en plus chaotique vers le sud-ouest, cas général des dépôts de la zone 2 (voir chapitre 3).

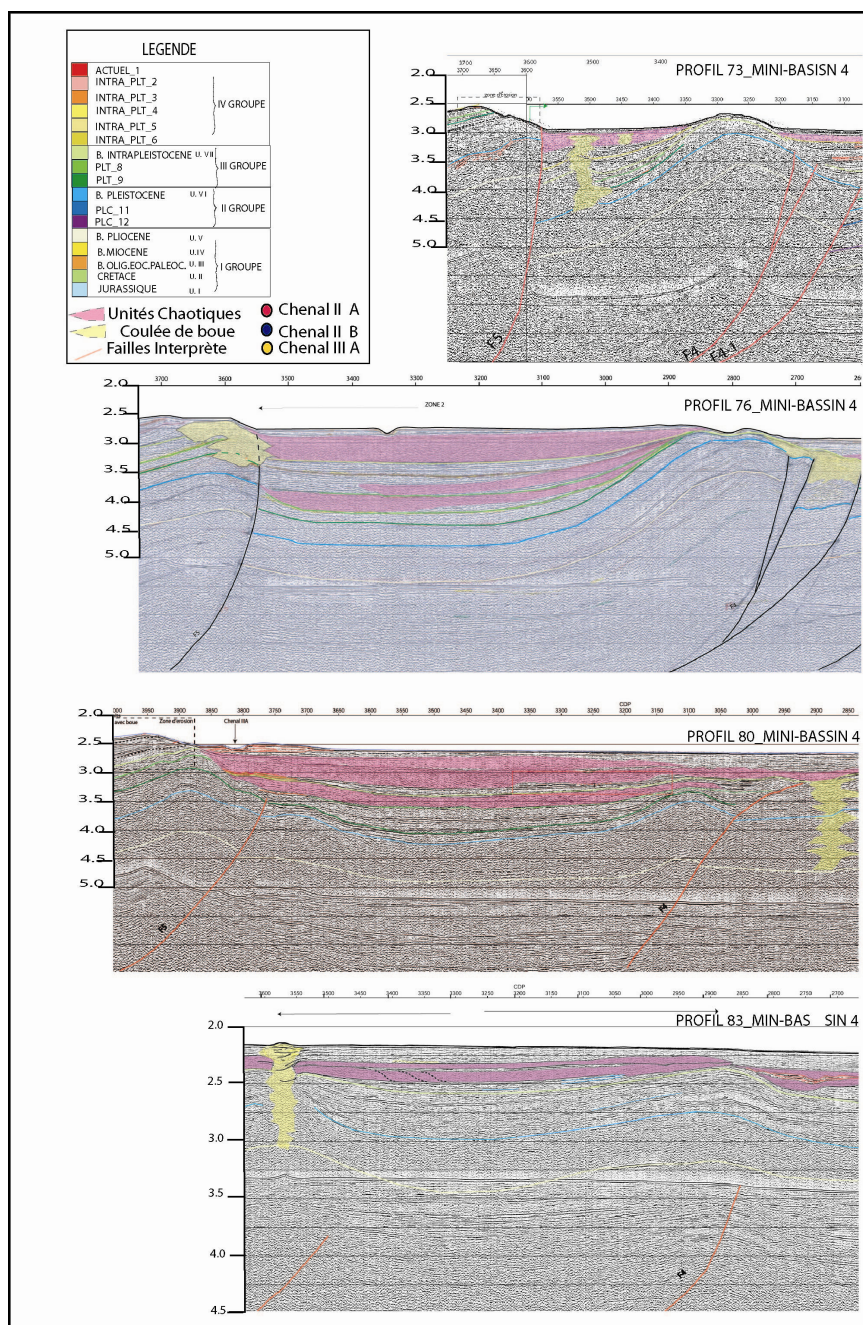


Figure 4. 29.- Architecture des dépôts du mini-bassin 4. On observe que vers le nord-est la sédimentation syntectonique débute à partir du Pléistocène moyen (Intra_Plt9, profil 73), localisation Figure 3.11 (voir aussi Planche # 2).

En conclusion, cette analyse nous a permis de mettre en évidence des différences au sein du remplissage des bassins transportés de la zone 1 et de la zone 2 (décrites au chapitre 3). Dans la zone 1 située au Nord de la faille F5, le développement des bassins transportés est d'autant plus récent -du début du Pléistocène à l'Actuel- qu'ils sont situés vers le NE (cas des mini- bassins 1, 2 et 3). Au contraire, dans la zone 2, le développement du mini-bassin 4 est d'autant plus récent vers le Sud-Ouest. Le développement des bassins transportés est donc conforme au sens de migration de chevauchements frontaux.

CHAPITRE 5 : La zone de faille de l'Orénoque (OFDZ) : zone de contact entre le prisme et la marge du Venezuela

La Plate-forme du delta de l'Orénoque est constituée par un système sédimentaire progradant dont la bordure est affectée par des accidents tectoniques, Figure 5. 1. Dans le bassin de Columbus (offshore Trinidad), cette zone de failles listriques (failles de croissance) s'exprime principalement sur la plate-forme, Figure 5. 1. Les failles affectent les séquences Pliocène et Pléistocène. Les apports sédimentaires importants de la dernière période régressive du Néogène pourraient être responsables du fonctionnement tardif des failles listriques (Di Croce, 1995). En effet, une importante charge de sédiments en bordure de plate-forme, avec une haute pression interstitielle dans les argilites du prodelta (Heppard, 2000) a favorisé la migration de fluides vers des formations moins compactes provoquant une série de ruptures au sein des argilites moins compactes (Di Croce, 1995).

Vers l'est, dans la zone d'acquisition de la campagne CARAMBA, on constate que l'éventail du système de failles du bassin de Columbus tend à converger pour former une zone de faille de direction ONO-ESE, clairement oblique par rapport à la bordure de la plate-forme et sécante au niveau du talus du delta de l'Orénoque Figure 5. 2. Nous appellerons ici cet ensemble de failles "zone de failles du delta de l'Orénoque" (ODFZ), Figure 5. 4. Il est assez remarquable de constater que cette zone de failles coïncide avec la limite d'extension méridionale de la sismicité de la marge active des petites Antilles, liée à la subduction de la lithosphère Atlantique, Figure 5. 3. Cette zone de faille correspondrait à la limite d'extension septentrionale de la plate-forme crétacée de l'Amérique du Sud (marge des Guyanes) qui montre une surface d'érosion *sous-marine* à son extrémité nord, Figure 5. 4. La déformation du fond marin le long de cette zone de failles se caractérise par un système de failles en-échelons à jeu normal-décrochant, (Figure 5. 5 et Figure 5. 6, Deville et al., 2003; Padrón et al., sous presse). Aussi, cette zone de failles pourrait correspondre à l'expression superficielle de la réactivation de la zone d'accidents profonds qui limite la plate-forme dans un contexte tectonique complexe (zone de cisaillement au sein de la plaque Amérique du Sud entre la lithosphère continentale de l'Amérique du Sud et la lithosphère océanique de l'Atlantique).

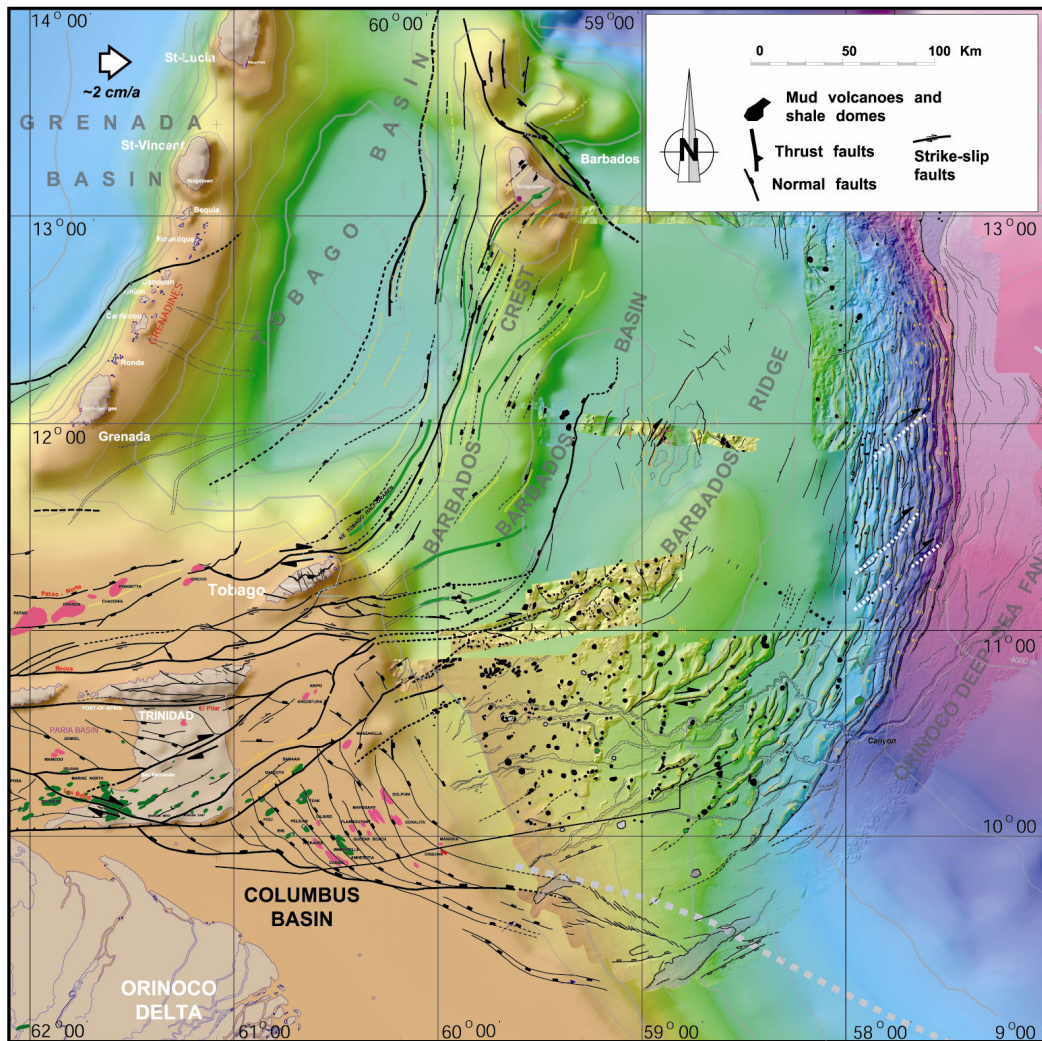


Figure 5. 1.- Schéma structural du sud du prisme d'accrétion de la Barbade et du delta de l'Orénoque (modifié d'après Deville et al., 2006).

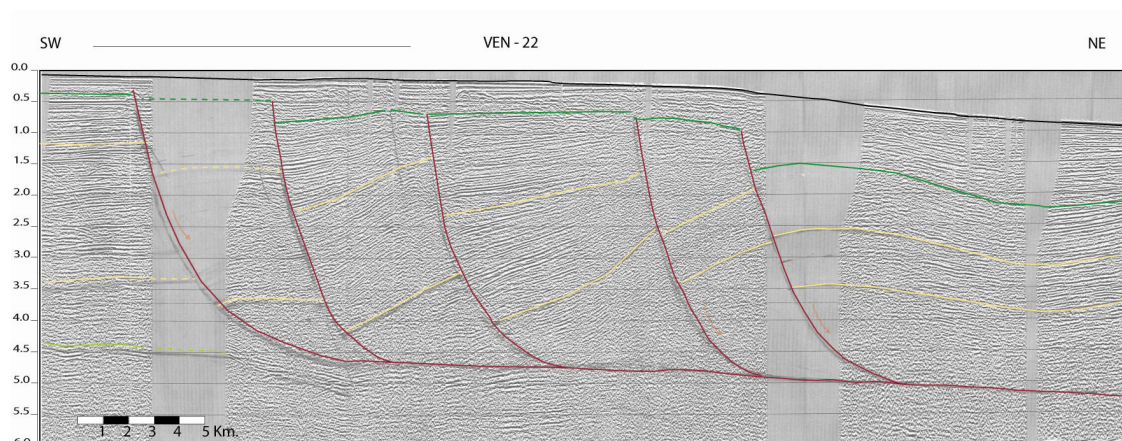


Figure 5. 2.- Système de failles normales et décrochantes sur le profil Ven-22 (zoom). Le système de failles listriques sur la plate-forme affecte les séquences plio- pléistocènes.

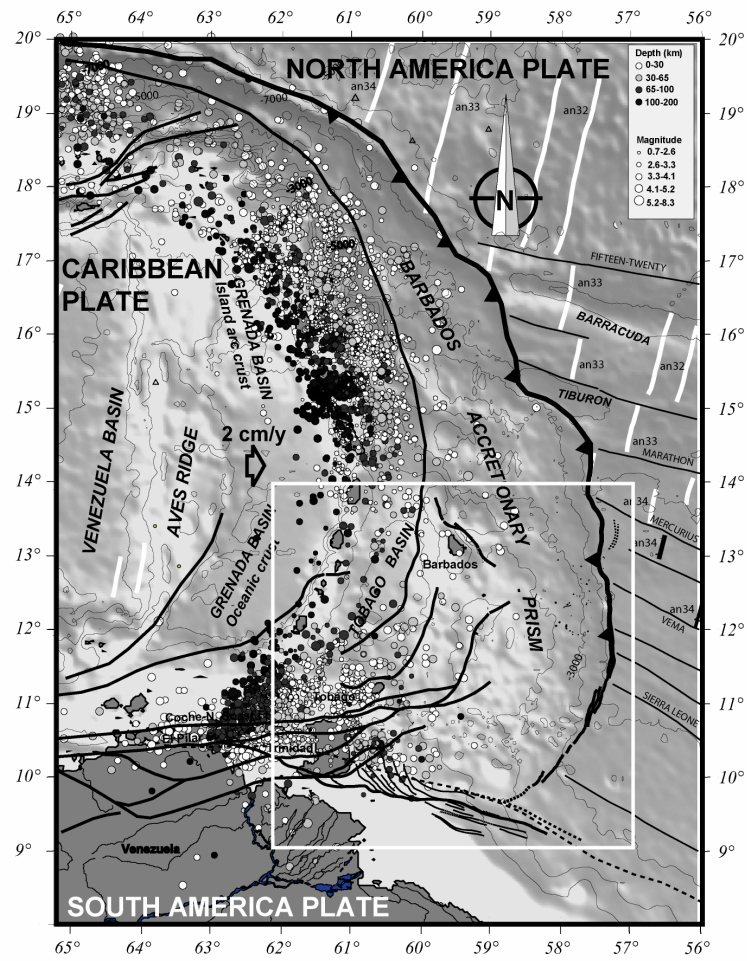


Figure 5. 3- Distribution de la sismicité dans l'Est Caraïbe.

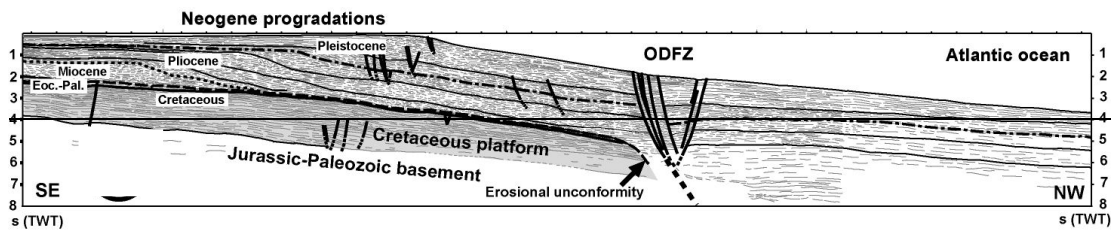


Figure 5. 4.- Line drawing du profil VEN 23 montrant la structure profonde de la plate-forme du delta de l'Orénoque la localisation de la ODFZ, Deville et al., 2003.

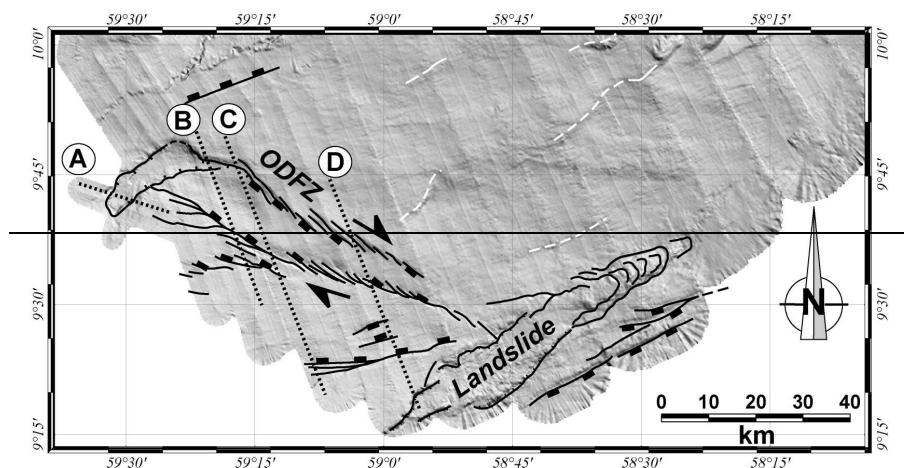


Figure 5. 5.- Structure du fond marin dans le sud de la zone d'acquisition de la campagne Caramba (talus de l'Orénoque), Padron et al., sous presse.

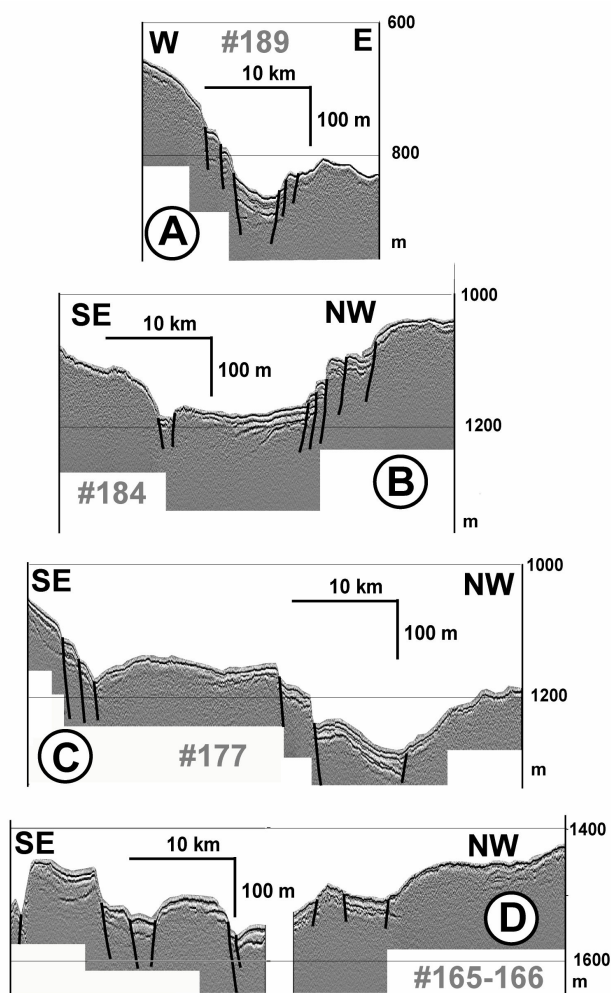


Figure 5. 6- Profils au 3.5 kHz migrés en profondeur dans la zone de faille du delta de l'Orénoque. Cette figure met en évidence le caractère extrêmement récent et probablement actif des failles qui affectent les sédiments modernes dans le talus du delta de l'Orénoque. Padron et al., sous presse.

Dans la zone de grand fond, au pied du talus de l'Orénoque, les structures en raccourcissement du prisme d'accrétion de la Barbade sont perpendiculaires à l'ODFZ et viennent s'interrompre en échelon au nord de cette zone de faille, Figure 5. 1. Ceci s'exprime dans la topographie du fond marin et, sous le remplissage turbiditique récent. L'analyse des profils sismiques révèle également l'interruption en-échelon des plis du prisme d'accrétion.

Comme l'extension et la compression s'expriment selon des directions perpendiculaires, il n'est pas possible de corrélérer directement l'extension dans la zone des failles de croissance du bassin de Columbus, avec des structures compressives au pied du talus de l'offshore Trinidad.

Au sein du prisme d'accrétion, en particulier dans l'offshore oriental de Trinidad, les phénomènes de volcanisme de boue et d'intrusions sédimentaires prennent une place prépondérante dans la structuration du prisme d'accrétion. Dans de très nombreux cas, ces phénomènes s'expriment selon des directions très clairement obliques par rapport aux systèmes de plis du prisme d'accrétion en générant ainsi des figures d'interférence entre différents axes structuraux, Figure 5.1.

5.1.- AGE DES DEFORMATIONS

Dans le schéma d'activation des failles que l'on peut proposer à partir de l'analyse du profil Ven-22, on peut observer que la déformation a commencé au début du Pléistocène pour les deux zones (extensive et compressive) et qu'elle est plus active pendant la base de l'unité supérieure du Pléistocène.

La Figure suivante (Figure 5. 7) montre qu'extension et compression coexistent surtout à partir de la base de l'unité supérieure du Pléistocène ; l'extension et la compression ont probablement des origines différentes dans les différents secteurs que nous tenterons d'expliquer dans le paragraphe suivant.

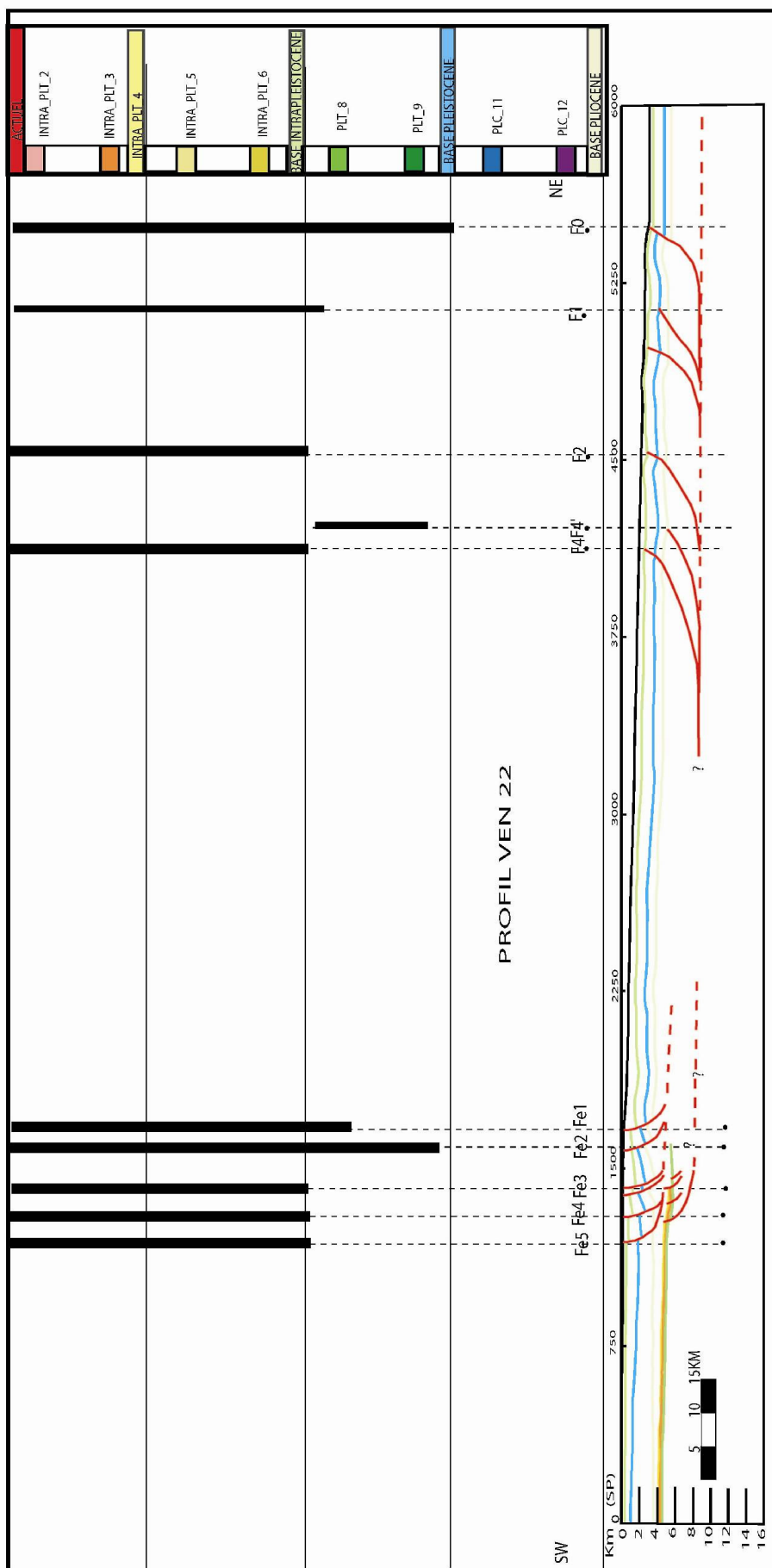


Figure 5. 7.- Cinématique de la déformation (analyse du Profil Ven-22). On observe tant dans l'extrême SO dans la zone extensive que vers le NE dans la z zone compressive que la déformation commence à la base du Pléistocène.

5.2.-QUANTIFICATION DES DEFORMATIONS:RACCOURCISSEMENT OU EXTENSION

Dans une première approche, nous avons estimé les composantes en extension le long du profil sismique Ven-22, Figure 5. 8. De même que pour ce qui est exposé dans le chapitre précédent, nous avons employé une méthodologie très classique basée sur le curvimétrage des couches. Tout d'abord, nous avons fait une conversion en profondeur du profil (à partir des fonctions de vitesse montre dans la Figure 3.2). Les longueurs (L0) mesurées directement sur le profil Ven-22 (converti en profondeur) dans la zone extensive, d'une part, et dans la zone plissée, d'autre part, ont permis d'évaluer la déformation extensive de la région OFDZ et le raccourcissement au niveau du front de déformation, et ce pour chacune des périodes. Cela nous a permis de faire une comparaison approximative des taux d'allongement et de raccourcissement. En effet, le profil Ven-22 ne recoupe pas les structures de la plate-forme et du front du prisme avec la même obliquité (respectivement 80° et 40°). C'est pourquoi dans le Tableau 5. 1, nous donnons les différentes valeurs de raccourcissement et d'allongement apparents, obtenues pour trois horizons de l'actuel jusqu' au Pliocène. On peut noter que:

1) pendant le stade « Actuel » du côté en extension, on a estimé un allongement de 1.25 km. Dans le secteur en compression, pour le même niveau, c'est-à-dire la même période, le raccourcissement est de 3.125 km. Si on regarde la valeur absolue résultante (la différence entre les $\Delta S_{\text{allongement}}$ et $\Delta S_{\text{raccourcissement}}$), on observe que l'allongement a été absorbé par le raccourcissement et on pourrait conclure que la déformation pendant cette période, est un raccourcissement de 1.25 km dans le plan du profil Ven-22.

2) pendant le stade « Intra-Pléistocène » du côté en extension, on a estimé une élongation de 1.25 km. Du côté en compression, pour le même niveau, le raccourcissement est de 3.125 km et l'allongement de 2.0 km. On peut également conclure à un raccourcissement résultant de 1.25 km.

3) pendant le stade « Base du Pléistocène - Fin du Pliocène » : du côté en extension, on a estimé un allongement de 8.125 km, tandis que du côté en compression, pour la même période, le raccourcissement est de 2.5 km. On en déduit que, pour cet

épisode-là, l'allongement a dépassé le raccourcissement ; la différence permet d'estimer une résultante de 5.6 Km d'allongement. Ce dernier point est important, parce que sur les cartes de failles, de dépliage et sur le schéma de déformation dans le chapitre précédent ; on ne savait pas comment expliquer que le front de déformation ait été actif à partir cette période. Le résultat ici-dessus pourrait signifier que ces plis se sont développés pendant la fin du Pliocène et le début du Pléistocène, en relation directe avec l'extension matérialisée par la zone des failles de croissance du bassin de Columbus et les structures compressives du pied du talus de l'offshore Trinidad.

Dans la partie sud du prisme d'accrétion, une part du raccourcissement précoce pourrait ainsi être liée à un processus de tectonique gravitaire initié sur la plate-forme de l'Orénoque, qui à cette période Pliocène, reçoit des apports très importants (Di Croce, 1995).

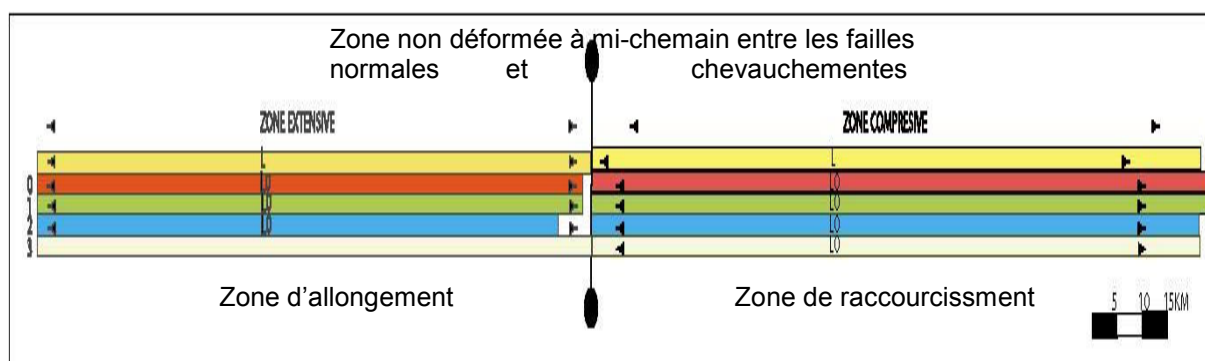


Figure 5. 8.- On peut apprécier que pendant les périodes 1 et 2 l'allongement est inférieur au raccourcissement, par rapport au niveau zéro qui représente « L » dans l'équation de raccourcissement ($S = L_0 - L$). Cela signifie que le raccourcissement compense l'allongement. Par contre, dans la période Base du Pléistocène, le raccourcissement a été inférieur à l'allongement. Pour le Pliocène les valeurs sont égales.

Tableau 5. 1.- Valeurs de raccourcissement et d'allongement apparents sur le profil Ven-22

Niveau	ALLONGEMENT					RACCOURCISSEMENT				
	l ₀ (cm)	l ₀ (Km)	l (cm)	l (Km)	□S(Km)	l ₀ (cm)	l ₀ (Km)	l (cm)	l (Km)	□S(Km)
0 (Actuel)	22	137,5	22,3	139,375	-1,875	25	156,25	24,5	153,125	3,125
1 (Intra-Pleist)	22	137,5	22,3	139,375	-1,875	25	156,25	24,5	153,125	3,125
2 (Pleist)	21	131,25	22,3	139,375	-8,125	24,9	155,625	24,5	153,125	2,5
3 (Pliocène)	22,3	139,375	22,3	139,375	0	24,5	153,125	24,5	153,125	0

Ainsi, quelques plis formés à la fin du Pliocène et au début du Pléistocène pourraient être liés à l'excédent de l'extension entre $\Delta S_{\text{extensive}}$ et $\Delta S_{\text{compressive}}$, comme dans les modèles de deltas conventionnels. En revanche pendant les périodes actuelle et intra-Pléistocène, les plis du prisme sont bien liés aux processus de convergence Atlantique/Caraïbe (les failles liées à la zone du delta de l'Orénoque (OFDZ) ne sont pas responsables des plis observés à l'extrémité du profil Ven-22). Pendant le Pliocène, la déformation aux deux extrémités est pratiquement de la même intensité ou nulle.

5.3.- APPORTS DES DONNEES DE GEOPHYSIQUE PROFONDE

5.3.1.- APPORTS DE LA GRAVIMETRIE

Les données gravimétriques sont issues de la base gravimétrique marine de Sandwell (http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html). Elles ont une résolution de 4-7 mgal environ.

Les données topographiques à terre ont été obtenues sur le site Web de GTOPO30 (<http://ailexhere.free.fr/index.php?p=http://ailexhere.free.fr/volvirt11.php>). Le maillage horizontal de la grille d'acquisition des données est de 30 secondes, lequel est équivalent à un kilomètre (Figure 5. 9).

Sur la carte gravimétrique, on retrouve les principaux traits structuraux de la zone d'étude, comme les zones de fractures de la croûte océanique de l'Atlantique, d'orientation NO - SE. L'anomalie gravimétrique négative parallèle à la bordure de la plate-forme du Venezuela correspond au changement de la nature de la croûte (évolution d'une croûte continentale sous la plate-forme à une croûte océanique vers le NE) amplifié par le surépaississement sédimentaire lié aux apports de l'Orénoque. Sur la Figure 5.9 les anomalies gravimétriques positives d'orientation NE-SO sont associées à la croûte océanique et aux édifices volcaniques des petites Antilles. L'autre anomalie positive d'orientation NO-SE et parallèle à la bordure de la plate-forme est liée à un épaississement de la croûte continentale vers le SE et à une réduction d'épaisseur de la couverture sédimentaire. Les deux anomalies positives

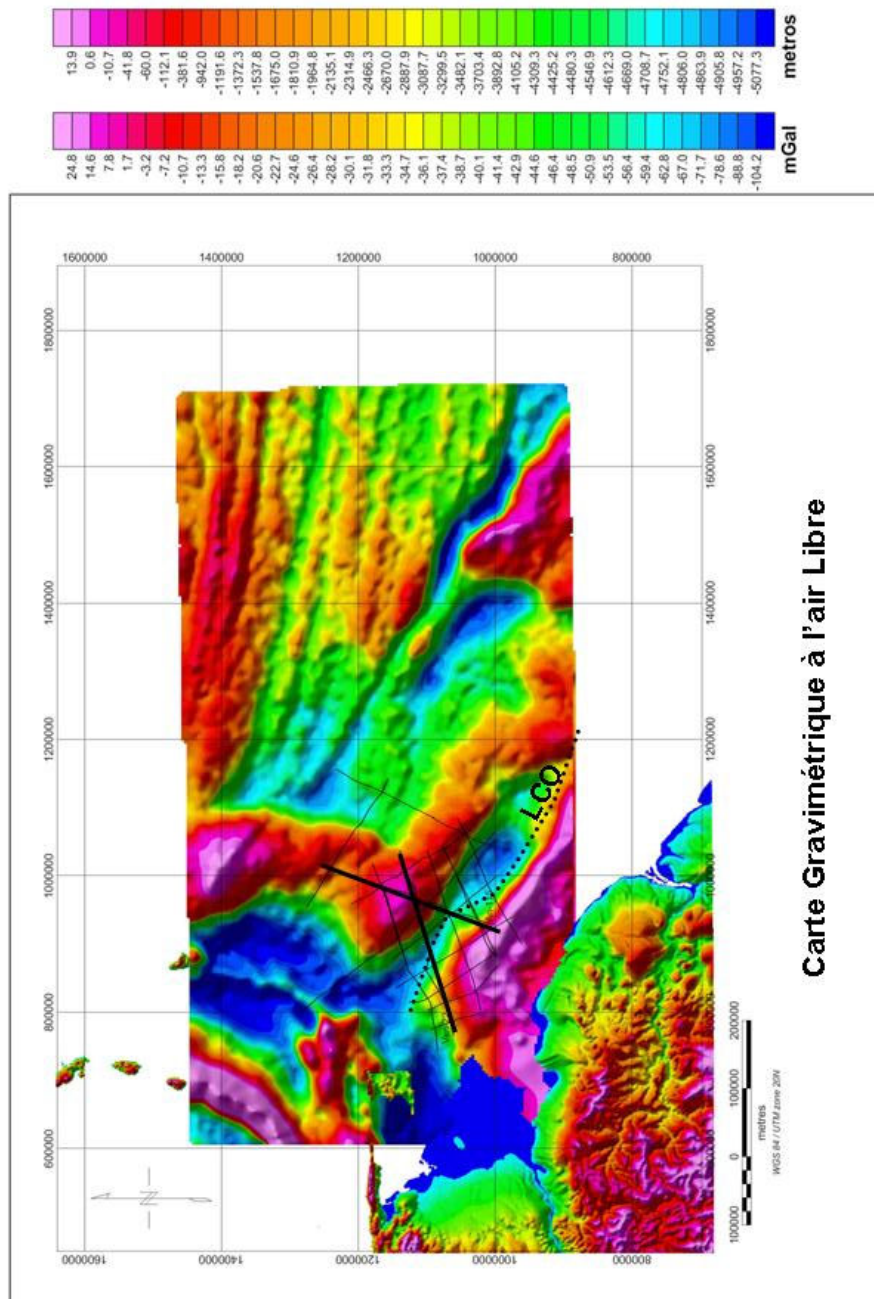


Figure 5. 9.- Carte de l'anomalie gravimétrique à l'air Libre. Les dégradés sur la carte sont associés à la topographie (GTOPO30) à terre et l'anomalie gravimétrique en mer. Les couleurs bleues, représentent les valeurs les plus basses et les tonalités rouges aux valeurs les plus élevées. Les deux profils indiqués en gras sont ceux qui ont été modélisés. La ligne jaune représente la limite estimée entre la croûte continentale, et la croûte océanique (LCO).

associées à la croûte, (continentale ou océanique) sont perpendiculaires entre elles à cause de l'interaction entre les deux plaques.

Pour la modélisation des données gravimétriques, nous avons utilisé le logiciel Oasis-Geosoft, basé sur les modules d'Oasis et Gym-Sys. Le module Oasis de Geosoft permet de visualiser différentes cartes topographiques, géologiques,

géophysiques, images, etc; et il travaille de façon interactive avec Gym-sys, module développé pour Northwest Geophysical Associates (NGA). Ce logiciel nous a permis de faire la modélisation de profils gravimétriques en intégrant les données sismiques, les forages et les cartes topographiques et bathymétriques. Pour la modélisation gravimétrique, le logiciel Oasis-Geosoft génère des corps dont on définit la géométrie et auxquels on peut attribuer des propriétés physiques telles que la densité, la vitesse sismique, etc. A partir de ces informations entrées par l'utilisateur, le logiciel calcule l'anomalie à l'air libre. L'utilisateur peut directement modifier à l'écran l'interprétation géologique pour ajuster au mieux la courbe calculée à la courbe mesurée.

Le but de la modélisation des deux profils est de proposer une géométrie en profondeur de la plate-forme vénézuélienne, afin de mieux comprendre la transition entre la plaque continentale et la plaque océanique.

Pour la modélisation gravimétrique, les profils sismiques choisis sont les profils AN-115 et Ven-22, orientés perpendiculairement à l'anomalie gravimétrique et à la plate-forme (Figure 5. 9).

Pour la modélisation, on a entré les différents corps lithologiques et leurs épaisseurs à partir de l'interprétation sismique (**Tableau 5. 3**). Les valeurs de densité, les vitesses sismiques et la lithologie proviennent des informations des forages, Figure 3.2.

Les valeurs de densité utilisées dans la modélisation gravimétrique, pour chaque unité sismostratigraphique, croûte et manteau sont décrites dans la Tableau 5.2. Les valeurs de densité des différents corps utilisés dans les modélisations gravimétriques. Pour les 2 profils, il a fallu en premier lieu introduire une croûte de densité intermédiaire entre la CC et la CO de façon à ajuster l'anomalie régionale. Puis, pour atténuer les différences mineures qui subsistaient entre les courbes calculées et mesurées, on a modifié les épaisseurs de sédiment non contraintes par la sismique ou les forages.

Pour le profil Ven-22, l'anomalie négative peut être modélisée (-25mgal environ), en estimant une épaisseur de croûte continentale (CC) de 14 km vers le SO. Pour modéliser l'anomalie la plus basse (-68 mgal environ), on a estimé une couverture sédimentaire de 4.2 Km environ, (Figure 5. 10) et pour arriver à un ajustement de l'anomalie positive (6.22 mgal) vers le NE, on a été conduit à situer la croûte océanique (CO) en position relativement haute, Figure 5. 10.

Sur le profil An-115, on peut voir que l'anomalie gravimétrique positive vers le SE est plus élevée (37.33 mgal), il a donc fallu augmenter l'épaisseur de croûte continentale

à 19 km et diminuer celle de la couverture sédimentaire à 2.5 Km environ afin d'ajuster l'anomalie gravimétrique de -57.33 mgal, qui subsistait au milieu du profil, Figure 5. 11.

Tableau 5. 2.- Différents valeurs de densité pour les corps lithologiques défini à partir de l'interprétation sismique

Unité Stratigraphique	Densité (g/cm ³)	Autres Corps		Densité (g/cm ³)
I	2.5	Croûte	Océanique	2.9
II	2.6		Transitionnelle	2.85
III	2.4		Continental	2.8
* vers le N il y a une unité sans différencier. Mais c'est un mélange entre les unités III et IV.	2.4	Manteau		3.03
IV	2.3	L'eau		1.03
V	2.24			
VI	2.2			
VII	2.0	Corps argileux		2.0

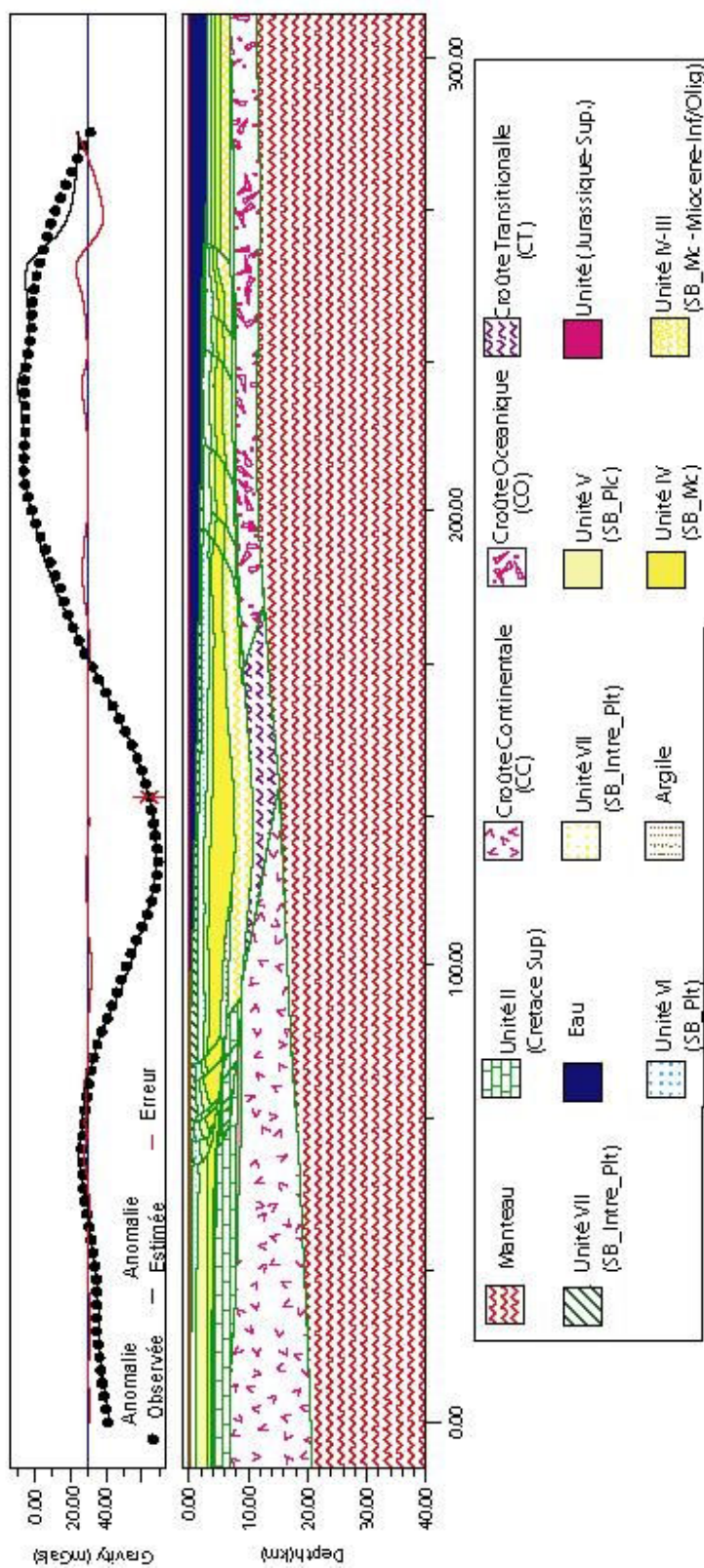


Figure 5. 10.- Modélisation gravimétrique du profil Ven-22. On observe un bon ajustement entre les courbes observées et calculées avec une erreur d'environ 2.383 mgal. La croûte continentale tend à s'amincir vers le NO tandis que la couverture sédimentaire augmente jusqu'à 10 km dans la zone où l'anomalie gravimétrique est la plus basse. L'introduction d'une croûte transitionnelle a amélioré considérablement l'ajustement, entre les courbes calculée et mesurée.

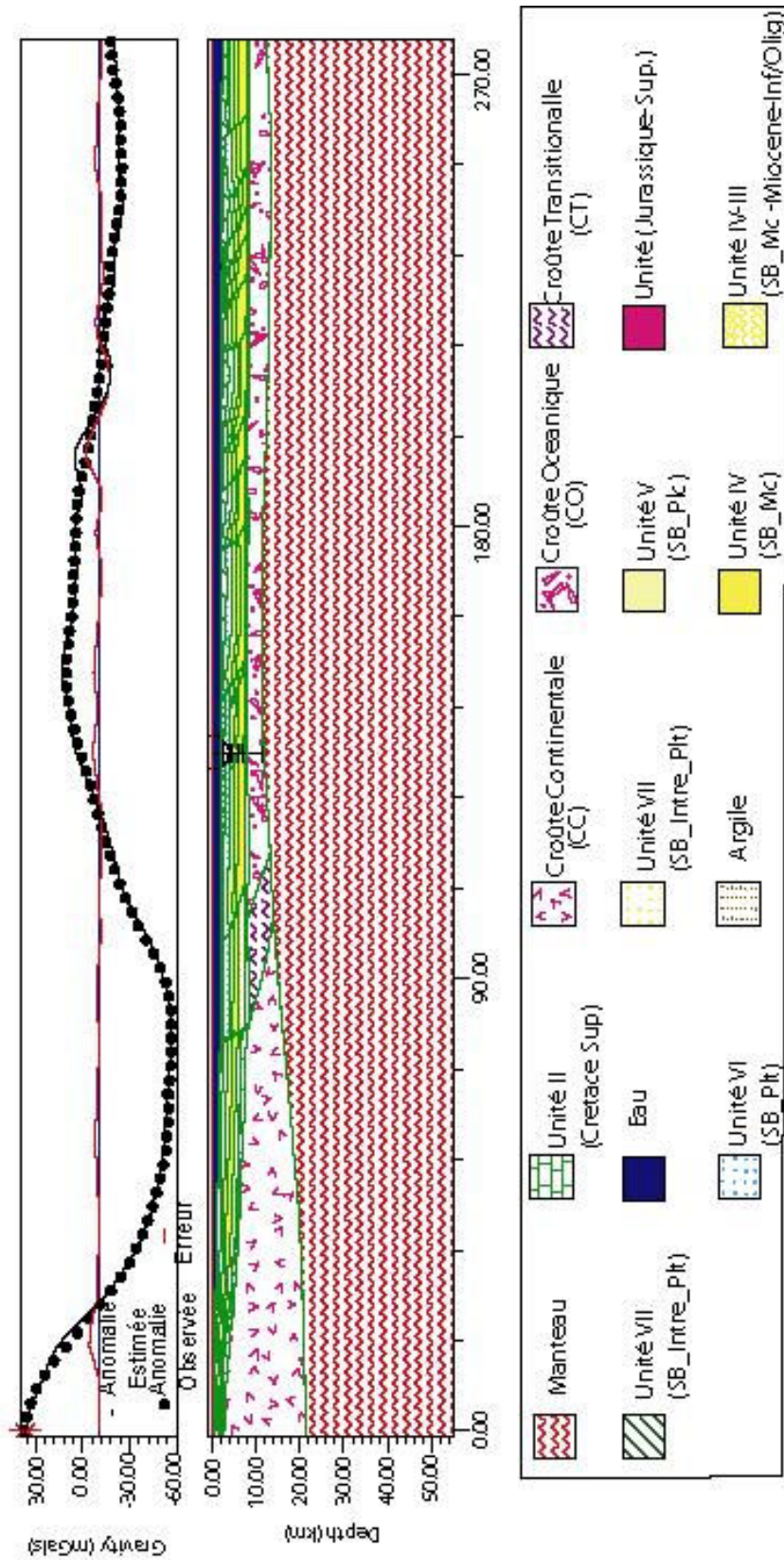


Figure 5. 11.- Modélisation gravimétrique du profil An-115. L'ajustement entre les courbes observées et calculées est inférieur à 4.023 mgal. Dans ce cas, il a été très important de reporter la fracturation de la plate-forme crétaée qu'on a pu identifier sur les profils sismiques.

Tableau 5. 3.- Epaisseur de la couverture sédimentaire et de la croûte le long du Profil Ven-22.

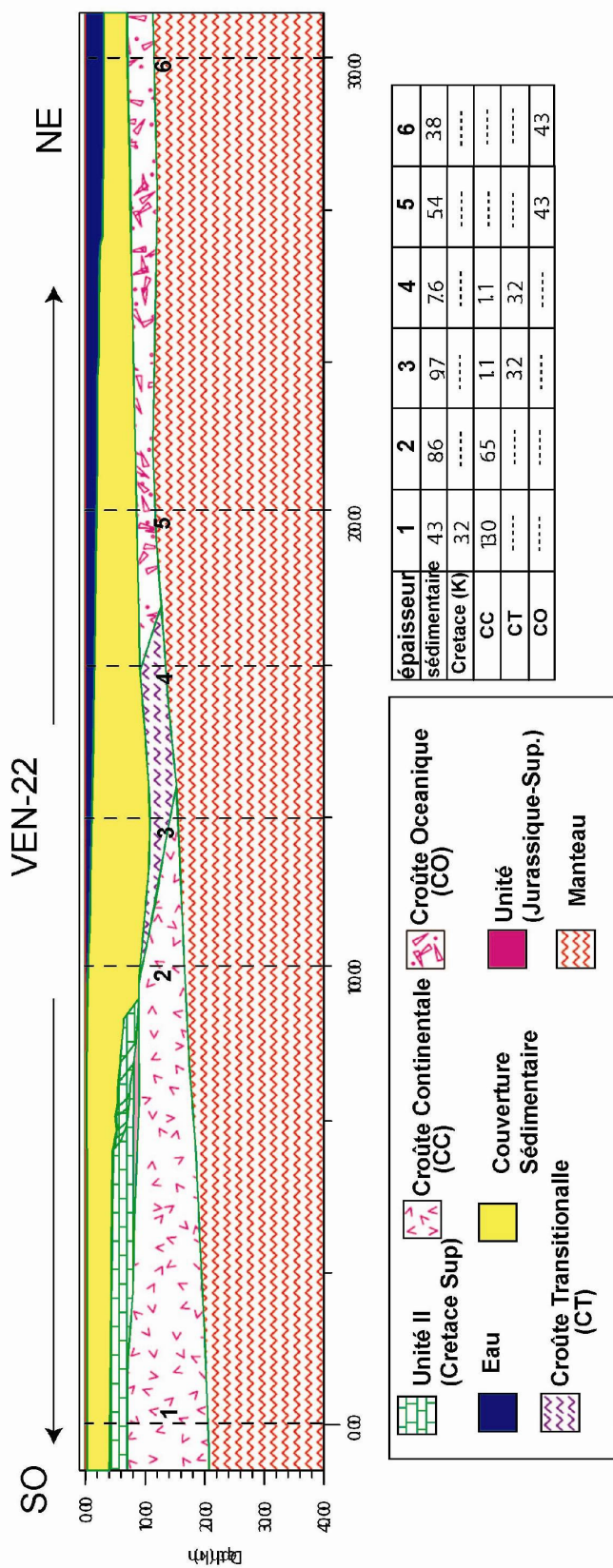
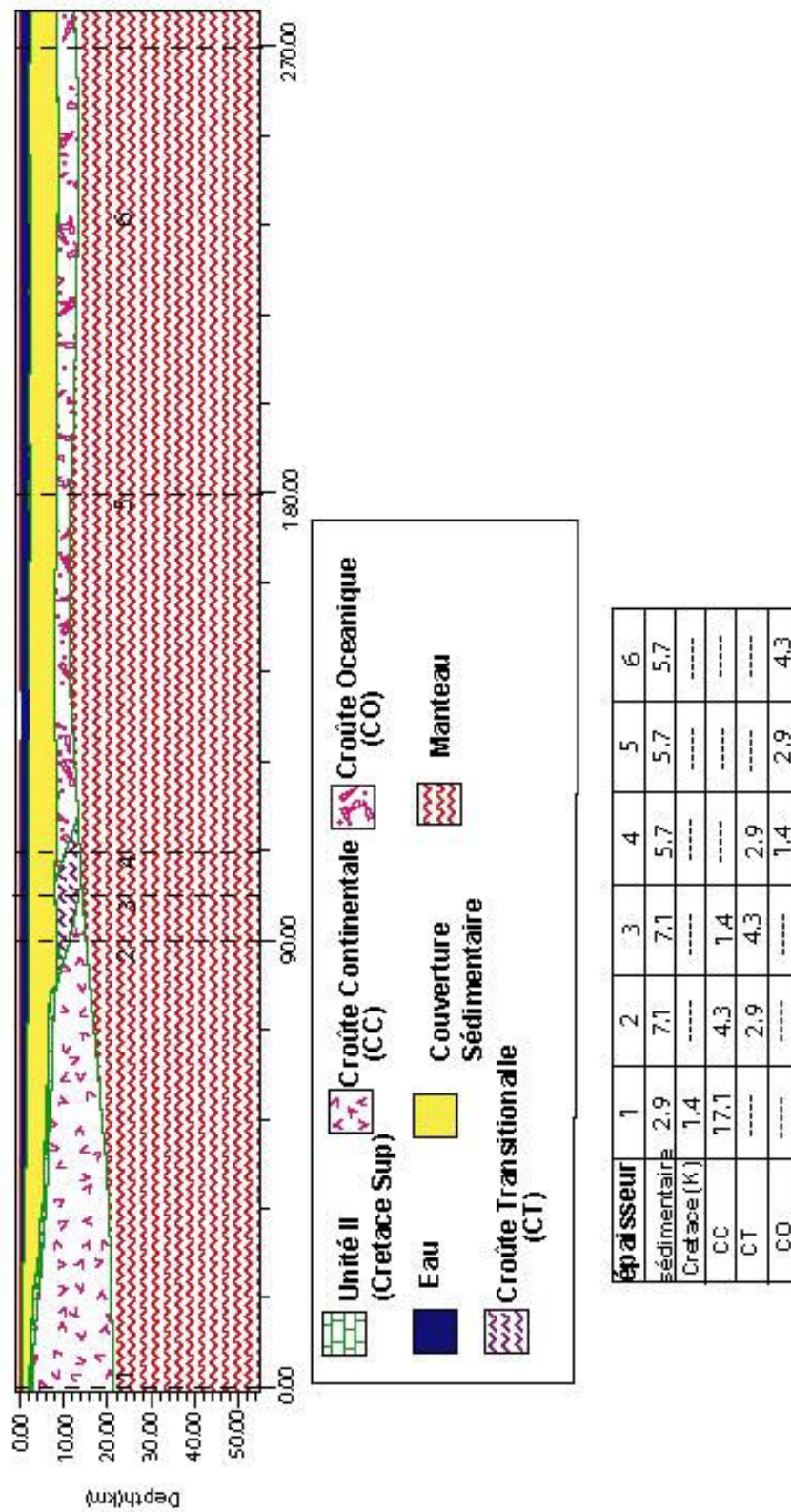


Tableau 5. 4.- Epaisseur de la couverture sédimentaire et de la croûte le long du Profil An-115.



En conclusion, l'étude des données gravimétriques au niveau de la terminaison méridionale du prisme de la Barbade suggère l'existence d'une zone de transition entre la croûte océanique de l'Atlantique et la croûte continentale de la marge des Guyanes. Cette zone aurait une largeur de 50 à 10 km, une épaisseur de 4 km environ, et une densité de 2.85 gr/cm^3 . Elle pourrait correspondre en profondeur à une zone de déformation de la croûte le long d'un système de failles profondes dont l'ODFZ affectant la couverture secondaire de la plate-forme vénézuélienne pourrait n'être qu'une expression superficielle.

5.3.2.- APPORTS DE LA SISMICITE

La sismicité utilisée dans ce travail a été fournie par FUNVISIS (Institut Vénézuélien des Recherches Séismologiques). Elle concerne les séismes de magnitude ≥ 1 sur une période qui s'étend de 1983 à 2004.

Les mécanismes au foyer ont été obtenus à partir du site Web de l'Université de Harvard www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html .

La carte de sismicité (Figure 5.12) montre 3 points essentiels:

1. un groupe de séismes alignés selon une direction EW à terre, a niveau de la faille El Pilar. Il s'agit de séismes superficiels, dont les mécanismes au foyer sont décrochants-dextres et normaux.
2. Un large essaim de séismes entre 10.5° N et 11.5° N alignés selon une direction NE/SO. Il s'agit de séismes (situés entre le point "B" et "C" sur la Figure 3.21) de profondeur intermédiaire à > 70 km, dont, en général, les mécanismes au foyer sont inverses et décrochants. Ces séismes sont liés à la subduction de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe (Russo et al. 1993).

Il existe aussi un sous-groupe situé dans le même secteur, mais associé aux séismes superficiels-intermédiaires, dont les mécanismes au foyer sont normaux, probablement associés aux failles normales superficielles qui se trouvent dans les zones de subduction. (Russo, et al., 1993)

3. L'atténuation de la sismicité en mer vers l'est (cas de Trinidad également) où les séismes son dispersés (Salesh et al., 2003, chapitre 2).

Malgré la dispersion de ces séismes, cette zone est très intéressante. On y observe des séismes de profondeur superficielle à intermédiaire dont les mécanismes au foyer sont à la fois sénestres à proximité de la zone Caramba et normaux un peu plus au NO, au niveau de la zone OFDZ. Dans le premier cas, les séismes sont parallèles à la bordure de la plate-forme, et ils pourraient être liés à la migration du front de déformation du prisme vers le SO.

Dans le deuxième cas, l'autre système de séismes se situe autour du Bassin Columbus. Les mécanismes au foyer sont normaux, le long de failles de direction NE-SO, alors que les failles listriques du système ODFZ qui sont situées dans la même zone sont orientées NO-SE. Cette activité sismique a été attribuée par Russo et al. (1993) à la flexure de la lithosphère océanique à l'avant du bassin d'avant-arc de la Barbade.

Concernant la profondeur des séismes localisés au SE, on préfère omettre ces valeurs, pour deux motifs: 1) les rapports obtenus précisent en effet que la profondeur calculée par chaque mécanisme dit que l'erreur estimée est "zéro" par rapport à la profondeur du séisme, ce qui est peu probable, 2) La modélisation gravimétrique a permis de se faire une idée de la profondeur de la croûte à ce niveau là. Or ces séismes doivent avoir une profondeur maximale entre 20 - 24 Km.

En conclusion, l'étude de la sismicité montre qu'au nord de la faille El Pilar, on observe un changement brusque de direction de $N90^\circ$ à $N35^\circ$ et de profondeur des séismes de 10-35 km à plus de 70 km. Cette zone pourrait correspondre à la zone d'interaction des plaques Atlantique, Caraïbe et Sud-américaine. Ce phénomène montre que les structures pourraient être indépendantes; l'une associée à la subduction de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe (séismes profonds et d'orientation $N35^\circ E$) et l'autre associée à la faille El Pilar.

Au large de la plate-forme de l'Orénoque, il y a coexistence d'un groupe de séismes de profondeur intermédiaire, à mécanismes au foyer sénestre le long de structures parallèles à la bordure de la plate-forme vénézuélienne, et d'un groupe de séismes dont les mécanismes au foyer sont normaux le long de failles NE-SO. Par ailleurs, les mécanismes au foyer sénestre le long des structures parallèles à la bordure de la plate-forme vénézuélienne et les mécanismes au foyer normaux le long de failles NE-SO témoignent d'une déformation différente de celle montrée par les structures superficielles de la couverture sédimentaire (respectivement failles en échelon dextres et fracturation normale le long d'accidents NO-SE). Ceci montre que les structures crustales profondes et superficielles sont indépendantes les unes des autres, suggérant l'existence d'un niveau de décollement d'extension régionale, Figure 5. 13.

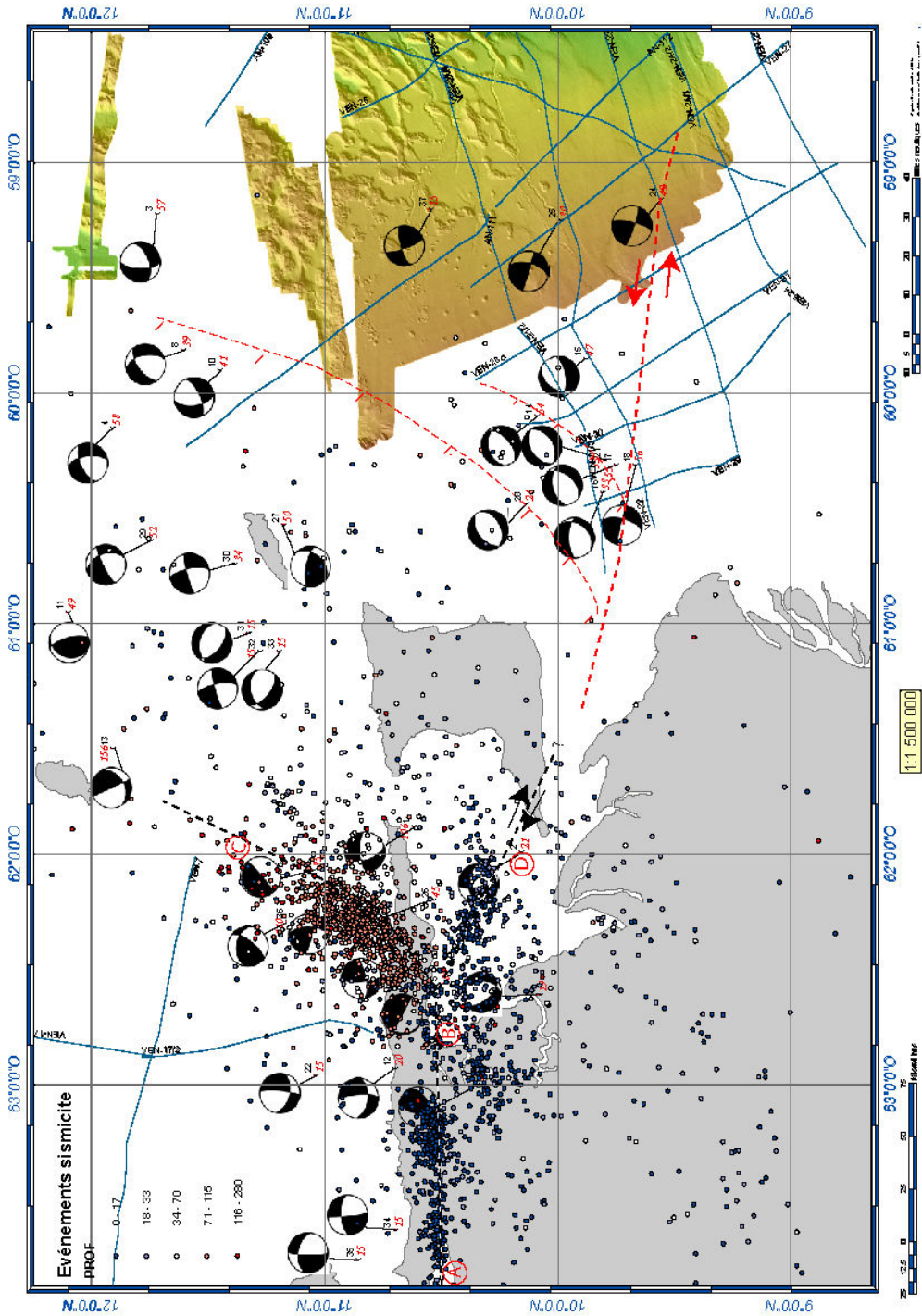


Figure 5. 12.- Projection de la sismicité et mécanismes au foyer calculés dans la zone d'étude. En bleu, les séismes superficiels et intermédiaires. En rouge les séismes profonds. On observe entre les points «B» et «D», que la sismicité superficielle s'exprime bien dans la région de la faille de Los Bajos. Entre les points « A », «B» et «C» on observe un changement brusque de direction E-O à N145° et des séismes intermédiaires à profonds résultant de l'interaction de la plaque Atlantique Caraïbe-Sud-américaine.

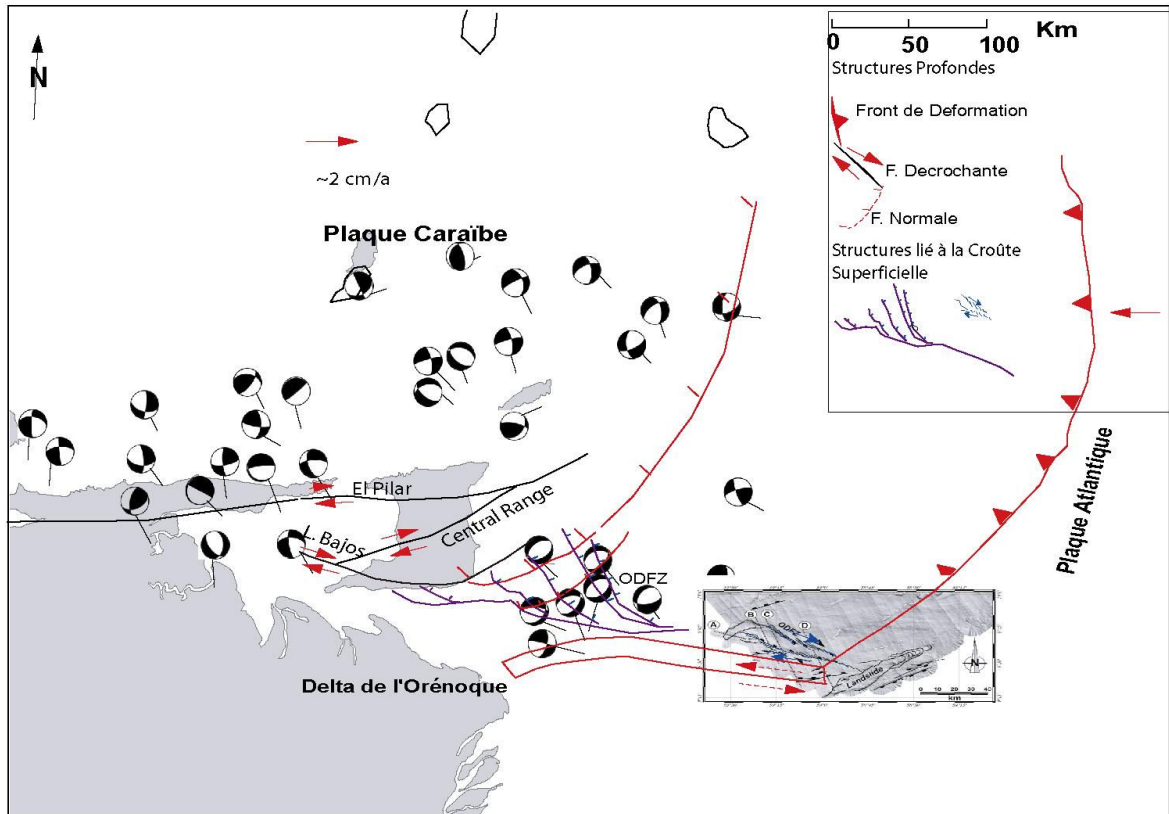


Figure 5. 13.- Schéma interprétatif simplifié des structures régionales. On notera un découplage de la déformation entre les structures profondes et les structures superficielles. Les mécanismes au foyer sénestres le long des structures parallèles à la bordure de la plate-forme vénézuélienne et les mécanismes au foyer normaux le long de failles NE-SO témoignent d'une déformation différente de celle montrée par les structures superficielles de la couverture sédimentaire (respectivement failles en échelon dextres et fracturation normale le long d'accidents NO-SE).

CHAPITRE 6: CONCLUSIONS

Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes attachés à analyser des structures géologiques développées en domaine sous-marin et fortement dépendantes de la sédimentation. Ces structures concernent à la fois un contexte compressif, et un contexte extensif. Le but était de définir les liens génétiques entre la nature et l'architecture des dépôts, d'une part, et la géométrie et le développement des structures, d'autre part. A partir de l'interprétation des données acquises lors de la Campagne CARAMBA, des profils des campagnes VEN et AN, et de forages situés sur la plate-forme, on a proposé une analyse tectono-stratigraphique de la région étudiée.

L'analyse sismostratigraphique nous a permis de mieux comprendre la chronologie des événements et la cinématique de la déformation. La nature des dépôts (faciès sismiques), leur distribution, et leur migration au cours du temps apparaissent étroitement associées à la déformation. Le développement d'un réseau de chenaux, le volcanisme de boue, et la localisation des zones d'érosion ont constitué d'autres éléments pour préciser l'évolution tectono-sédimentaire.

6.1.- STRATIGRAPHIE

6.1.1.- Séquences et Inter- Séquences.

Nous avons identifié 7 unités sismiques qui ont été repérées sur la plate-forme et dans la partie sud du prisme de la Barbade. Sur les profils de sismique rapide acquis lors de la campagne Caramba, l'analyse est possible essentiellement sur les trois dernières unités (les plus superficielles : V, VI, VII), en raison d'une faible pénétration de la sismique.

L'Unité I : Cette unité peut se suivre sur les profils Ven-29 et Ven-27 sur la plate-forme (voir planches dans les Annexes); elle pourrait être d'âge Jurassique terminal. Cette unité pourrait donc être associée à une phase de remplissage de grabens, en ce qui concerne les réflecteurs divergents, et pourrait s'apparenter aux dépôts de « rift » jurassiques. On peut interpréter ces dépôts comme l'extension latérale du graben d'Espino mis en évidence dans le bassin de Guárico au Vénézuéla.

Les Unités II, III et IV: La base de l'unité II correspond à une discordance probablement de type "break-up unconformity" ; elle souligne le contact entre les sédiments crétacés et le substratum Jurassique à Paléozoïque. En général, dans cet ensemble, on peut observer une bonne continuité des réflecteurs en accord avec une sédimentation de marge passive. Les caractéristiques sismiques (forte amplitude, géométrie tabulaire, bonne continuité des réflecteurs), correspondent à ce qu'on s'attendrait à observer sur une plate-forme carbonatée, comme ce qui a été décrit pour le nord de l'Amérique du Sud pendant le Crétacé.

L'Unité III représente la base des unités tertiaires. **L'Unité IV** se serait déposée pendant le Miocène. Les deux unités (III et IV) disparaissent par érosion vers le Nord en direction de la plate-forme.

L'Unité V est limitée à sa base par une surface de discontinuité (surface d'érosion). Sur la plate-forme, l'unité V tend à s'épaissir vers le Nord-Ouest et vers la bordure de la plate-forme. Vers le Nord-Est, son épaisseur diminue à la faveur de failles listriques.

Les Unités VI et VII: peuvent être suivies sur toute la zone d'étude, de la plate-forme jusqu'au front du prisme. Ces unités sont contemporaines de la déformation du prisme. Suite à une collaboration avec José Méndez (communication personnelle, 2005), nous sommes arrivés à la conclusion que l'unité VII pourrait correspondre au Pléistocène moyen ; cette période se caractérise par ailleurs par un changement important du niveau marin, Figure 6.1.

En général, on observe que les premières séquences liées aux unités I,II,III et IV tendent à disparaître par érosion vers le nord, précisément au niveau de la paléo-bordure de plate-forme où débute un amincissement crustal par le jeu de failles normales. Cette structuration profonde est bien soulignée par la gravimétrie.

Par ailleurs, les unités VI et VII tendent à s'amincir vers le NE. Ces unités représentent la base du Quaternaire et sont caractérisées par des réflexions sigmoïdales. En conclusion, les unités sismiques qui ont pu être suivies avec une certaine confiance jusque dans la zone méridionale du prisme de la Barbade sont les unités V (Pliocène) et VI (Pléistocène). Une troisième unité (VII) a pu être définie au sein de l'unité VI, nous l'attribuons à des dépôts d'âge intra-pléistocène ou Pleistocène Moyen. Par ailleurs, on a essayé de corrélérer l'influence des variations eustatiques haute fréquence sur la dynamique sédimentaire de la zone d'étude encadré par les zones 1 et 2. Les variations eustatiques sont extraites de Shen et al

(1995) qui proposent une variation de la courbe eustatique avec un pas de 1000 ans à partir des mesures de δ^{18} . Ces courbes ont permis de corrélérer les différentes intraséquences situées entre les unités V, VI et VII.

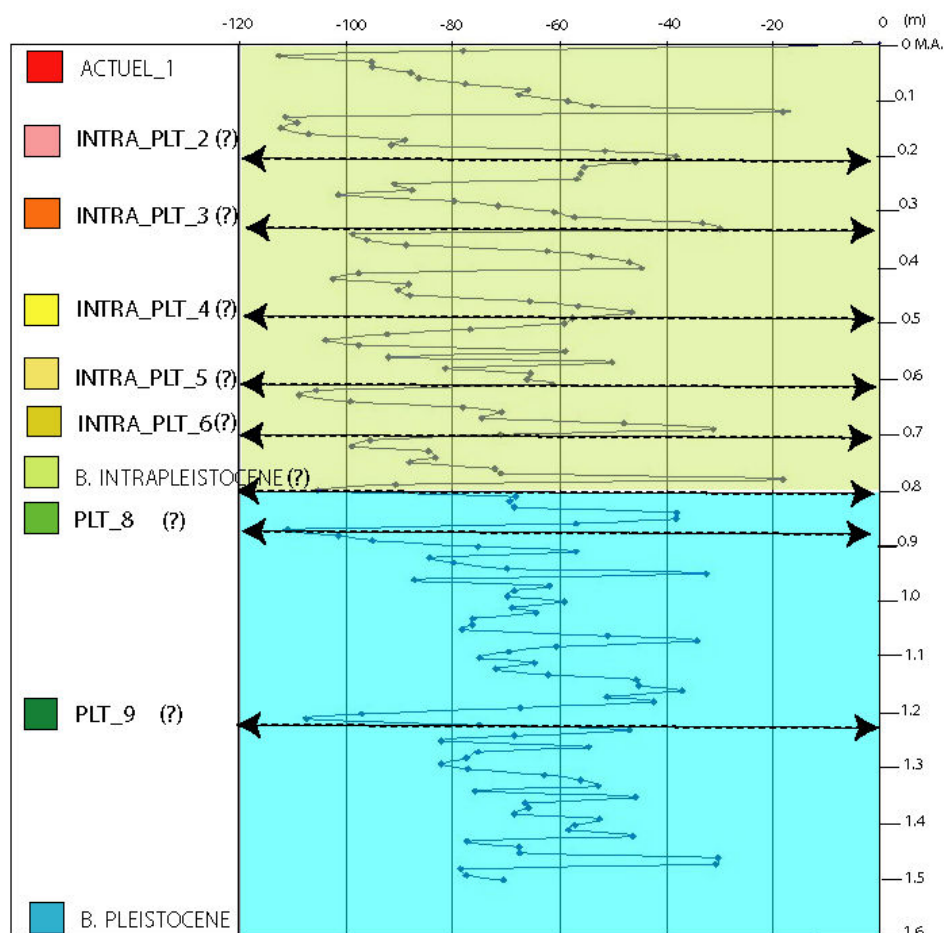


Figure 6.1.-Courbe des fluctuations eustatiques depuis le Pléistocène. Une troisième unité (VII) a pu être définie au sein de l'unité VI, nous l'attribuons à des dépôts d'âge intra-Pléistocène ou Pléistocène Moyen. (D'après Shen et al., 1995)

6.1.2.- Particularités et distribution des unités V, VI et VII

Afin de pouvoir analyser l'évolution des différents bassins développés dans la région d'étude, nous avons défini entre 6 à 9 sous-unités internes à l'intérieur des unités V, VI et VII, en fonction de la situation des profils (de la plate-forme au sud du prisme de la Barbade) et surtout des corrélations.

Nous avons détecté un changement axial et temporel de la sédimentation dans ces unités, changement reflété dans les faciès sismiques du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

Nous avons distingué fondamentalement deux zones limitées par un trait structural bien marqué (faille 5), qui fonctionne comme une barrière géomorphologique.

Dans la zone 1, les dépôts ont une géométrie plus tabulaire, l'activité tectonique est plus ancienne (début du Pléistocène - fin du Pliocène) par rapport à la zone 2. Par ailleurs, on observe dans la zone 2 que les faciès sismiques sont plus irréguliers voire chaotiques, et correspondent à des glissements en masse qui confortent le caractère syntectonique de la sédimentation.

Par rapport à l'âge de formation, dans la plupart des cas, et pour les deux zones 1 et 2, la limite inférieure d'occurrence de ces corps sédimentaires chaotiques est située au dessus du réflecteur intra-pléistocène, donc il s'agit de formations dont l'âge est médio-pléistocène et qui correspondent à une sédimentation syntectonique.

6.1.3.- Cartographie des corps sédimentaires

La cartographie des différentes structures géomorphologiques et corps sédimentaires développés dans les zones 1 et 2 nous a permis de différencier différents types de morphologies :

- d) Erosion / Géométrie tabulaire, Figure 6.2
- e) Volcans de boue / Géométrie chaotique, figures 6.2 et 6.3
- f) Chenaux – Cayons / Géométrie chaotique, Figure 6.4

La plupart des zones d'érosion ont été identifiées dans la zone 1; nous attribuons cette disposition à la combinaison des trois facteurs majeurs: profondeur d'eau dépassant plus de – 1500 m, développement de volcans de boue, activation des structures internes (jeux des failles très forts). La progression du front de déformation et la situation des chenaux par rapport au bassin en sont des conséquences. Les dépôts « chaotiques » (coulées de boue, glissements en masse) qui jalonnent la faille 5, participent à l'érosion et alimentent la sédimentation plus au nord.

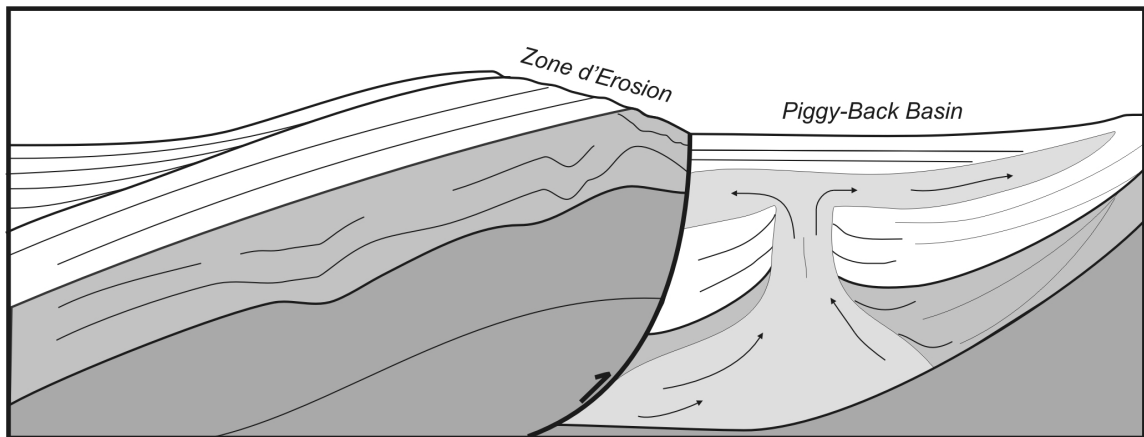


Figure 6.2 .- Sur ce schéma on distingue une zone d'érosion liée à un jeu de faille important, (caractéristique de la faille 5). Le remplissage des bassins transportés est interprété comme lié aux apports sédimentaires de la zone d'érosion et à l'activité de volcans de boue.

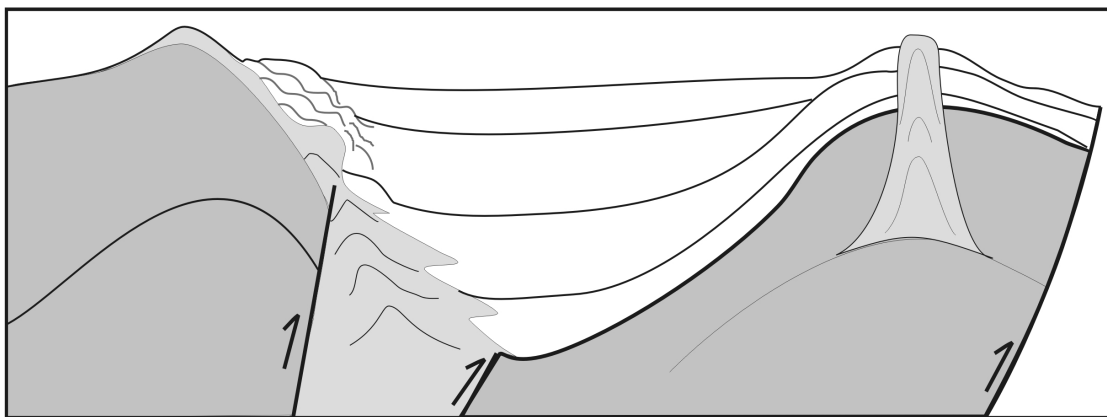


Figure 6.3.- L'activité des volcans de boue contribue à exposer des sédiments au remaniement gravitaire et/ou à l'érosion. La coulée de boue, contemporaine de la déformation, est reprise en glissement en masse. Si la coulée migre après l'activité de la faille, elle peut fonctionner comme une barrière.

→ La distribution des chenaux est induite au départ par l'hydrodynamisme des pentes (foresets) du delta de l'Orénoque, puis subit l'influence de la déformation progressive. On a identifié 3 cas d'évolution des chenaux. Deux cas liés à la période syntectonique et l'autre associé aux formations anté-tectoniques.

Le premier cas (A) se situe à l'arrière d'une unité tectonique: les chenaux ne semblent pas migrer au cours du temps. On a une superposition de chenaux localisés sensiblement au même endroit, avec une succession de périodes d'incision et de comblement. Ceci fait que l'érosion est plus forte et les dépôts « sourds » sont plus épais, Figure 6.4.

Le deuxième cas (B) se situe à l'avant de l'échelle tectonique: ces chenaux affectent les formations syntectoniques et montrent une migration vers le front de déformation. Dans le troisième cas (C), ce sont les paléo-chenaux de la paléo-plaine abyssale, incorporés actuellement dans le prisme.

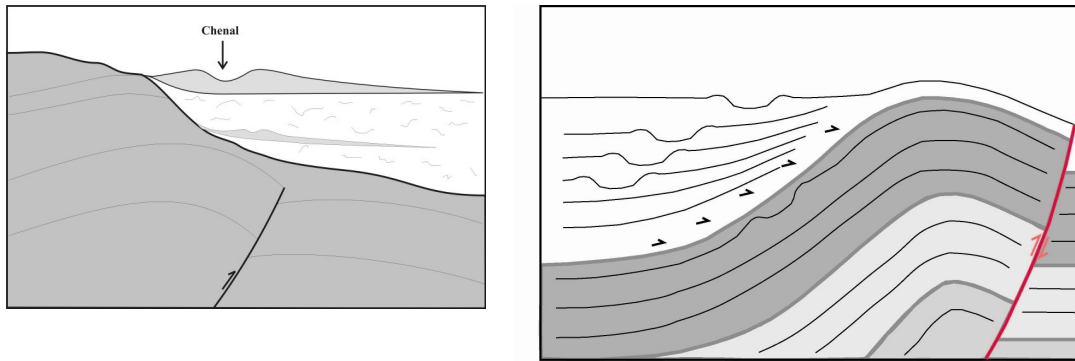


Figure 6.4.- Différents schèmes pour les chenaux. Le cas « A » représente à gauche, les cas « B » et « C » à droite de la figure

6.1.4.- Relations tectonique-sédimentation dans les zones 1 et 2.

La zone 1 montre des dépôts de configuration plus tabulaire que la zone 2. L'activité tectonique y est plus ancienne (début du Pléistocène) comparée à l'âge des déformations de la zone 2. Par ailleurs, dans la zone 1, on observe des zones d'érosion de plusieurs fronts compressifs (érosion non liée à des entailles par les chenaux turbiditiques). Ce type d'érosion est très prononcé à la limite entre les zones 1 et 2.

La zone 2 se caractérise par une géométrie des réflecteurs plus chaotique au sein des bassins transportés. Ce caractère est lié au fait que l'on accumule dans cette zone des produits d'érosion issus principalement de la zone 1 et du front de l'anticlinal de rampe porté par la faille 5.

6.2.- ASPECTS STRUCTURAUX

6.2.1.- Cinématique des structures

L'orientation des structures morphologiques (diapirs, canyons et zones liées à l'érosion) nous a permis d'expliquer l'évolution tectonique du Sud du Prisme d'accrétion de la Barbade, puisqu'elles sont fortement contrôlées par celles-ci. Par ailleurs, on se rend compte que l'orientation de ces structures est relativement indépendantes des structures profondes. D'après les mécanismes au foyer et l'orientation des contraintes associées, les structures profondes sont opposées à celles analysées en surface.

Les structures liées aux diapirs d'argile ont une orientation à $N20^\circ$ et dans le cas des chevauchements les failles associées ont une orientation à $N40^\circ$, vers la zone frontale sud et $N60^\circ$ vers la zone frontale médiane. Ces deux zones sont les plus déformées.

6.2.2.- Mouvement relatif des structures

Les cartes structurales réalisées montrent que les failles situées au Nord-Est (Sud du prisme de la Barbade) ont une orientation $N40^\circ$, tandis que dans la zone médiane et la zone amont, les structures passent à une direction $N60^\circ$. Ces cartes d'activation régionale nous ont permis de différencier deux blocs, Figure 6.5:

- 3) le Bloc Nord : limité à son extrême sud par la Faille 5 (F5), il est contrôlé par un réseau des failles orientées $N40^\circ$; sauf sa limite Sud (F5), laquelle a une orientation de $N60^\circ$;
- 4) le Bloc Sud: limité à son extrême nord par la Faille 4 (F4), il est contrôlé par un réseau des failles orientées $N60^\circ$ qui s'orientent, au Nord-Est, à $N40^\circ$.

L'un des aspects le plus important que nous avons réussi à identifier à partir de cette carte, est le mouvement "hors-séquence" du Bloc Nord, par rapporte au Bloc Sud. Nous nous basons sur le fait que l'âge d'activation des failles diminue vers le NE et le NO dans le Bloc Nord. Cependant que dans le Bloc Sud la cinématique des structures indique que la déformation migre en séquence vers le SO.

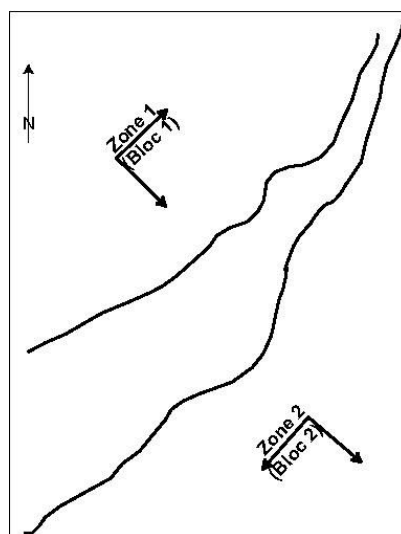


Figure 6.5.- Schéma de mouvement relatif des blocs 1 et 2.

6.2.3.- Migration de la déformation

Toute la déformation s'est développée à partir de la base du Pléistocène pour se poursuivre actuellement. Pendant le Pléistocène, la déformation se maintient active pratiquement sur toutes les structures. Les structures internes se maintiennent actives jusqu' à l'Actuel. Par ailleurs, les structures maintiennent un comportement en séquence. Cependant à partir du profil 69 vers le NE de la région étudiée, on observe certaines activations hors-séquences, au niveau du front de déformation. Soit l'activation du front de déformation commence à partir du début du Pléistocène, soit la déformation débute durant le Pléistocène (profils 71 et 73).

Pour expliquer cette situation, nous avons estimé le raccourcissement et l'allongement entre la zone d'extension de la plate-forme (OFDZ) et le front de déformation, en utilisant le profil Ven -22 qui coupe perpendiculairement les deux secteurs. De cet « équilibrage », nous avons déduit que, durant la fin du Pliocène et le début du Pléistocène, une partie du raccourcissement observé ne serait pas liée au fonctionnement du prisme mais à l'effet des failles listriques de croissance du talus continental à l'Est de Trinidad, ces dernières induisant un jeu en raccourcissement au front de ce qui correspondrait à des grands glissements superficiels.

6.2.4.- Raccourcissement

1) A partir de trois coupes équilibrées, nous avons conclu que la déformation migre vers le Sud-Ouest à raison de 0.7 cm /an.

2) A partir du raccourcissement, nous avons réalisé quatre cartes de dépliage. Cela nous a permis d'observer l'orientation des vecteurs de mouvement et leur évolution. Ceux-ci conservent une orientation très similaire à celle des chenaux actuels, surtout dans la partie non déformée (zone dite amont). Si on compare les orientations anciennes (ou les « paleo-vecteurs ») avec celle des chenaux actuels, on peut voir que la direction des vecteurs, garde une certaine similitude avec les « paléo-vecteurs » de mouvement.

3) A partir des schémas de mouvement des failles nous définissons un cadre du comportement "apparent" de la "cinématique des accidents". On constate

que dans la zone d'étude d'Est en Ouest, l'espacement des accidents principaux est d'environ 40 et 50 km.

Par ailleurs, au nord-est du prisme la séparation entre chevauchements est entre 1-2 km (Lallement et al., 1990), pendant que vers le sud-ouest (zone médiane et frontal sud) tend à être plus major 8 km–12 km. C'est-à-dire, latéralement le spaciement entre bassins changes. Il tend à être plus serré vers le nord-est et plus large vers le sud-ouest. Cependant, longitudinalement, il est plus serré vers le nord-ouest (vers les failles internes), tandis que vers le sud-est (vers le front de déformation) le spaciement est major.

6.3.- BASSINS DE TYPE PIGGY – BACK

Pour expliquer le remplissage, l'évolution latérale et longitudinale dans les bassins piggy-back, on a identifié quatre petits bassins dans la zone centrale. Parallèlement à la direction de transport, ces bassins se développent vers le Sud-Ouest. On peut identifier des différences entre la partie Nord (zone 1, décrite dans le chapitre 3) où les mini-bassins 1, 2 et 3 se développent longitudinalement vers le Nord-Est, à la différence du mini-bassin 4 qui se développe longitudinalement vers le sud-ouest. L'évolution de ces bassins est contrôlée par le type de sédimentation et l'activité tectonique du prisme.

6.4.- STRUCTURES PROFONDES

6.4.1.- Gravimétrie:

L'épaisseur de la croûte continentale tend à augmenter vers le SE en même temps que l'épaisseur de couverture sédimentaire tend à se réduire. L'activité des failles de la plate-forme crétacée a joué un rôle important dans la création d'espace pour la couverture sédimentaire.

6.4.2.- Séismicité:

La projection superficielle des épicentres montre une concentration alignée E-O sur la faille El Pilar et un essaim de séismes qui s'atténue vers l'Est ; la région de Trinidad apparaissant quasiment asismique.

D'autre part, au nord de la faille El Pilar on observe un changement brusque de direction E-O à N35° (dans 40 km environ de projection superficielle) et de

profondeur de séismes superficiels-intermédiaires à profonds, liés à l'interaction Plaque Atlantique/Plaque Caraïbe. A la Faille d'El Pilar correspondent des mécanismes au foyer décrochants-dextres et normaux. Pour le deuxième groupe, les solutions correspondent à des ruptures inverses et décrochantes, associées à la subduction de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe.

Vers le Sud-Est, on trouve un autre système de mécanismes au foyer : des solutions en jeu décrochants senestre, contraire au jeu des failles d'EL Pilar et de Los Bajos. Ce mouvement pourrait être lié à la migration du front de déformation vers le SO (chapitre 5). Autour du Bassin de Columbus, les séismes superficiels ou intermédiaires ont des solutions focales en jeu normal avec une direction NE-SO, différentes du jeu des failles listriques.

En résumé, on observe dans la région d'étude deux systèmes de déformation indépendants, un superficiel affectant la couverture sédimentaire, et un autre plus profond liée aux limites des plaques (Figure 6.6).

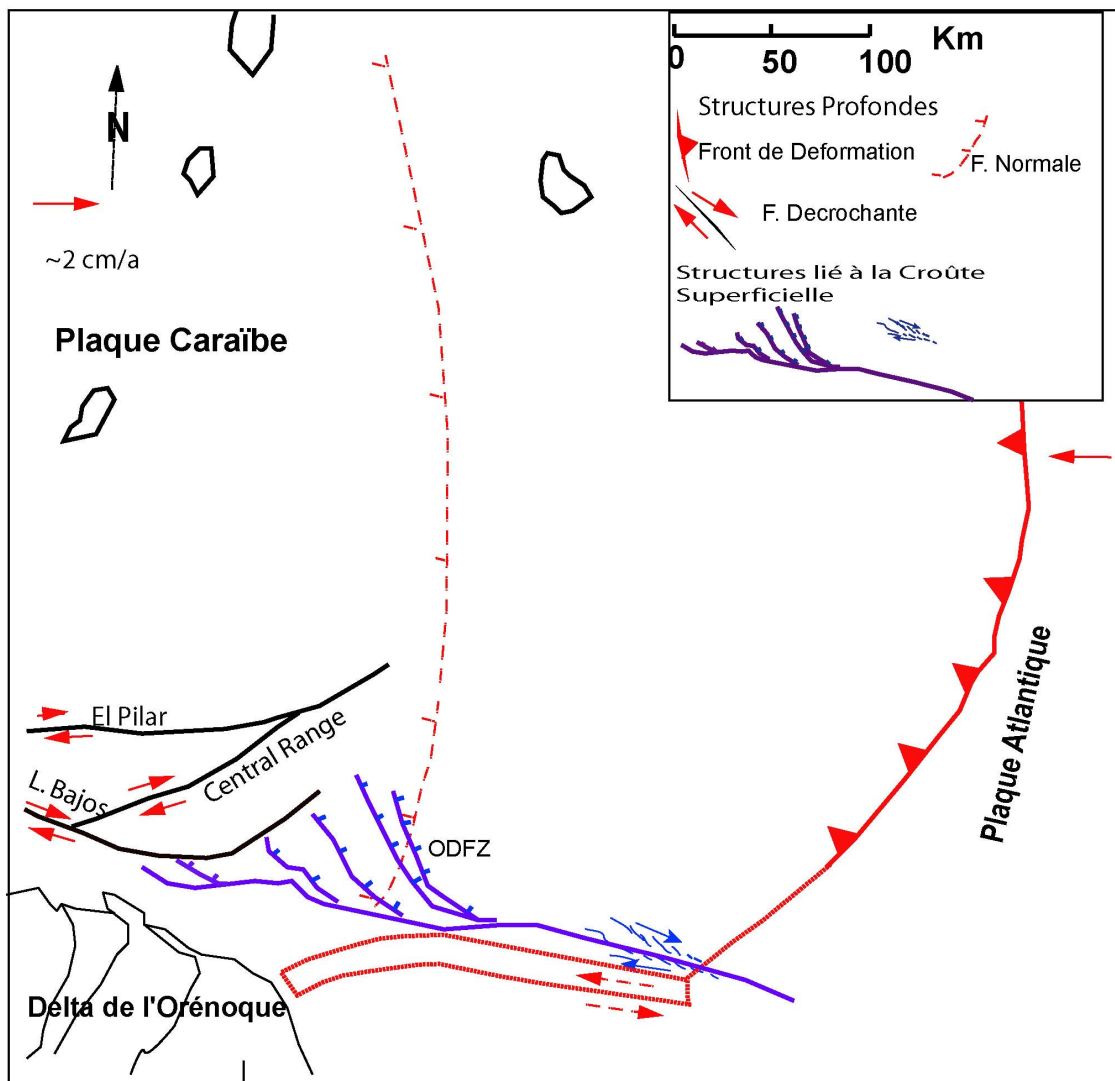


Figure 6.6.- Schéma de découplage entre les structures superficielles et profonds.

7. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLERSMA E. 1968. Mud on the oceanic shelf of Guiana. Investigations and Resources of the Caribbean sea and adjacent regions. *CICAR, FAO/UNESCO*, Willemstad, Curaçao, 20 p.
- ALLISON M. A., NITTROUER C. A. & KINEKE G. C. 1995. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. *Marine Geology*, **125**, 303-328.
- ASLAN A., WARNE A.G., WHITE W.A., GUEVARA E.H., SMYTH, R.C., RANEY J.A. & GIBEAUT J.C. 2001. Mud Volcanoes of the Orinoco Delta, Eastern Venezuela. *Geomorphology*, **41**, 323-336.
- BATTANI A., PRINZHOFER A., BALLENTINE, C.J. & DEVILLE, E. 2001. Identifying the relationship between mud volcanoes, groundwater flow and hydrocarbon reservoirs in Trinidad : a combined noble gas and geochemistry case study. *Eos*, **81**, **48**, 442-443.
- BARTOK, P. 1993. Prebreakup geology of the Gulf of Mexico- Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics*, **12** , 441-459.
- BECK C. 1977. Geología de la Faja Piemontina y del frente de montaña en el Noreste del Estado Guárico, Venezuela septentrional. *Mem. V Congr. Geol. Venez*, **II**, 759-787.
- BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., MASCLE A., RENARD V. & VALERY P. 1982. Multi-beam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados ridge complex (Eastern Caribbean). *Tectonophysics*, **80**, 275-304.
- BOETTCHER S., JACKSON J. L., QUINN M. J., & NEAL J. E. , 2003. Lithospheric structure and supracrustal hydrocarbon systems, offshore eastern Trinidad, in C.Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: *AAPG Memoir*, **79**, 529– 544.
- BROWN, K.M., 1990. The nature and hydrologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *Journal of Geophysical Research*, **95**, B6, 8969-8982.
- BROWN, K.M., & WESTBROOK, G.K., 1987. The tectonic fabric of the Barbados ridge accretionary complex. *Marine and Petroleum Geology*, **4**, 71-81.

- BROWN K. & WESTBROOK G. 1988. Mud diapirisms and subcretion in the Barbados ridge accretionary complex: the role of fluids in accretionary processes. *Tectonics*, **7**, 613-640.
- BROWN L. F. & FISCHER W. L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins: in EMERY D. & MEYERS K. 1996. Sequence Stratigraphy, BP Exploration, Stockley Park, Uxbridge, London, 297 p.
- BURKE K. 1988, Tectonic Evolution of the Caribbean, annual *Review Earth Planet, Sci.*, **16**, 201-230.
- CALLEC, Y., DEVILLE, E., DESAUBLIAUX, G., HUYGHE, P., GRANJEON D., NOBLE M., PADRON DE CARRILLO, C., GRIBOULARD, R., MASCLE, A., MASCLE, G., SCHMITZ, J. AND THE CARAMBA WORKING GROUP. sous press. The Orinoco Turbidite System: An Atypical Example Controlled by a Tectonically Mobile Substratum. *To be Submitted to the AAPG Bull.*
- CASE J.E., MACDONALD W. & FOX P., 1990. Caribbean crustal provinces; seismic and gravity evidence Andes. The Caribbean region, The Geological Society of America, *The geology of north America*, **H**, 15 – 36.
- CHEVALIER Y. AND SPANO F. 1996. Tectónica del transecto El Pilar-Delta Amacuro, Cuenca Oriental de Venezuela. *AAPG Bulletin*, **80**/1280.
- CHENNOUF T. 1987. La terminaison sud de la ride de la Barbade (Marge active des Petites Antilles) étude des relations tectonique-sédimentation par application de la stratigraphie sismique. *Ph. D. Université Pierre et Marie Curie*. Paris, 198 p.
- DIAZ DE GAMERO, M.L., 1996. The Changing course of the Orinoco River during the Neogene: a review. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **123**, 385-402.
- DI CROCE J. 1995. Eastern Venezuela Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution. *Ph.D. Thesis Rice University*, Houston, Texas, 225 p.
- DIXON T.H. FARINA F. DEMETS C. JANSMA P., MANN P. & CALAIS E. 1998. Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 15 157 – 15 182.

- DEVILLE E. 2000. Evidence for extension tectonics in the crest of the Barbados accretionary prism. *Special Publication of the Geological Society of Trinidad and Tobago and the Society of Petroleum Engineers*, **TC06**. CD-ROM.
- DEVILLE E. & MASCLE A. In press. The Barbados Ridge: A mature Accretionary Wedge in Front of the Lesser Antilles Active Margin. Special Volume: Phanerozoic Regional Geology of the World. *Elsevier*, A.W. Bally and D.G. Roberts eds.
- DEVILLE E. BATTANI A. GRIBOULARD R. GUERLAIS S. HERBIN J.P., HOUZAY J.P., MULLER C. & PRINZHOFER A. 2003a. Mud volcanism origin and processes: New insights from Trinidad and the Barbados Prism. Special publication of the Geological Society (London) on Surface Sediment Mobilisation, **217**, 477-492.
- DEVILLE E. MASCLE A., GRIBOULARD R., HUYGHE P., PADRON C., LEBRUN J., 2003b. From frontal subduction to a cocompressional transform system : new geophysical data on the structure of the caribbean-south america plate boundary in the southeastern caribbean. *VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en la Cuencas Sub-andina*, paper # 6, 5 p. CD-ROM.
- DEVILLE E., MASCLE A., GUERLAIS S.-H., DECALF C., & COLLETTA B, 2004b. Lateral changes of frontal accretion and mud volcanism processes in the Barbados accretionary prism and some implications. AAPG volume on Mexico and the Caribbean Region: Plate Tectonics, Basin Formation and Hydrocarbon Habitats. Cl. Bartolini, T. Buffler, J.F. Blickwede eds. Chapter **30**, 656-674.
- DEVILLE E., CALLEC Y., DESAUBLIAUX G., MASCLE A., HUYGHE-MUGNIER P., GRIBOULARD R., & NOBLE M., 2006. Deep-water erosion processes in the Orinoco turbidite system. *GEOLOGY & GEOPHYSICS*. Offshore **63**, **10**, 92-96.
- DUERTO L. & McCLAY K., 2003. Shale Diapirs in an Oblique Contractional Range: Eastern Venezuela Basin. *AAPG Annual Convention* May 11-14. Salt Lake City, Utah. CD-ROM.
- DUNCAN R. A. & HARGRAVES R. B. 1984. Plate Tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geol. Soc. Am.*, **162**, Bonini, W. E., Hargraves, R. B., and Shagam, R. editors: p 95-130.
- ENDIGNOUX L, & MUGNIER J. L., 1990. The use of a forward kinematical model en the construction of balances cross-section. *Tectonics*, **9**, 5, 1249-1262.

- ERLICH R.N. & BARRETT S.F. 1990. Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela and Trinidad Area. *Tectonics*, **9**, 1: 161-184.
- ESIMA D., VANDER GAAST, S.J., THOMAS, A.J. 1978. Suspended matter and bottom deposits of the Orinoco Delta: turbidity, mineralogy and elementary composition. *Neth. J. Sea Res.* **12** (2), 224-251.
- EVA N., BURKE K., MANN P. & WADGE G. 1989. Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean, *Marine and Petroleum Geology* **6**, 9–21.
- FAUGERES J.C., GONTHIER E., GRIBOULARD, R., MASSE L. 1993. Quaternary sandy deposits and canyons on the Venezuela margin and south Barbados accretionary prism. *Marine Geology*, **110**, 115-142.
- GIRALDO C., SCHMITZ M., ARMINO J., AUDEMARD F., MARTINS A. 2002. Un transecto La Blanquilla/ Cratón Guayanes, Venezuela oriental: modelos corticales. XI Congreso de Geofísica [CD- room]
- GRIBOULARD, R., BOBIER, C., FAUGERES, J.C., & VERNETTE, G., 1991. Clay diapiric structures within the strike-slip margin of the southern Barbados prism. *Tectonophysics*, **192**, 383-400.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J. M., Y PICARD, X., 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. *Ediciones Foninves*, Caracas, **2** re: 1031 p.
- HENRY P., LE PICHON X., LALLEMENT S., LANCE S., MARTIN J., FOUCHER J–P., FIALA-MEDIONI, ROSTEK F., GUILHAUMOU N., PRANAL V. AND CASTREC M., 1996. Fluid flow in and around a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge: Results from Manon cruise. *Journal of Geophysical Reserch*, **101**, B9, 20297-20323.
- HENRY P. & LE PICHON X., 1991. Fluid flow along a decollement layer: a model applied to the 16N section of Barbados accretionary wedge. *Journal of Geophysical Reserch*, **96**, B4, 6507- 6528.
- HENRY P., LE PICHON X., LALLEMENT S., FOUCHER J–P., WESTBROOK G. & HOBART M., 1990. Mud volcano field seaward of the Barbados accretionary complex: a deep-towed side scan sonar survey. *Journal of Geophysical Reserch*, **95**, B6, 8917-8929.

- HEPPARD, P.D., CANDER, H.S., & EGGERTSON, E.B., 1998. Abnormal pressure and the occurrence of hydrocarbons in offshore eastern Trinidad, West Indies. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **70**, 215-246.
- HUYGHE P., GRIBOULARD R., FAUGERES J-C., GONTHIER E. & BOBIER C., 1996. Géométrie des bassins du prisme Sud Barbade. *Bull. Soc. Géologique de France*, **167**, 345-359.
- HUYGHE P., MUGNIER JL., GRIBOULARD, DENIAUD Y., GONTHIER E., & FAUGERES J.C, 1999. Review of the Tectonic Controls and Sedimentary Patterns in Late Neogene Piggyback Basins on the Barbados Ridge Complex. *Caribbean Basins. Sedimentary of the world, 4 edited by P. Mann*, 369-388.
- HUYGHE, P. FOATA, M. DEVILLE, E. MASCLE, G. & THE CARAMBA WORKING GROUP 2004. Channel profiles through the active thrust front of the souther Barbados prism. *Geology*, **32**, 429-432.
- JÁCOME M.I., KUZTNIR, N. AUDEMARD F., FLINT, S. 2003. Formation of the Maturin Frland Basin, Eastern Venezuela: Thrust sheet loading subduction dynamic topography: *Tectonics*, **22**, 1-17.
- KUEHL S.A. DEMASTER D.J. & NITROUER C.A. 1986A. Nature of sediment accumulation on the amazon continental Shelf. *Continental Shelf Research*, **6**, 209-225.
- KUEHL S.A. NITROUER C.A. & DEMASTER D.J. 1986B. Distribution of sedimentary structures in the amazon river. *Continental Shelf Research*, **6**, 311-336.
- LALLEMANT S., HENRY P., LE PICHON X. ET FOUCHER J-P. Detailed structure and possible fluid paths at the toe of the Barbados accretionary wedge (ODP Leg 110 area). *Geology*, **18**, p. 854-857
- LEBRUN J. & LALLEMANT S. 2002. Rapport sur le traitement de la sismique rapide de l'atlante effectué à bord. Annexe 4 du rapport sur la campagne océanographique "Caramba" rapport IFP n° 57362, 35-42.
- Le Pichon X., Henry P. & Lallemand S., 1990. Water in the Barbados accretionary complex. *Journal of Geophysical Research*, **95**, B6, 8945-8967.

LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (LEV), 1997. Boletín de Geología, Caracas, Publ. Esp.4,756 p. [in line] <http://www.intevep.pdv.com/~ibc03/v16w.htm> [25/04/04]

LUGO, J., AUDEMARD F., YSACCI R., PORRAS L., PARRAGA F., PEREIRA J., BLANCO B., GIRALDO C., DI CROCE J., LOUREIRO D., GALLANGO O., BERNARDO L., HERNANDEZ O., GONCALVES A., LILLUI A., TARACHE C. & BALLY A. 1999. Informe Interno "Proyecto de Evaluación Costa Afuera (PECA), Inedite 555p.

LUGO, J., & MANN, P. 1995. Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo basin, Venezuela, in A. J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Helsink, Petroleum basins of South America: *AAPG Memoir*. **62**, 699-725.

MANN P. 1999. Caribbean Basins. Elsevier, Amsterdam, p. 699 discussion and proposal. *Geol. Soc.Am., Bull.* **85**, 669-682.

MANN, P., SCHUBERT, C., BURKE, K., 1990. Review of Caribbean neotectonics. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), The Caribbean Region, H. Geological Society of America, Boulder, 307– 338.

MALFAIT B.T., DINKLEMAN M.G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, 251–272.

MARESCH V.W. 1974. Plate Tectonics origin of the Caribbean Mountains System of north south America: discussion and proposal: *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**, 669-682.

MASCLE A., BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J., BELLIZZIA A., ABOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F., BECK C. 1979. Estructural de los márgenes este y sur del Caribe (análisis de los problemas del Caribe). *Bulletin du B.R.G.M. deuxième série, Section IV*, **3/4**, 171-184.

MASCLE A., CAZES M. & LE QUELLEC P. 1985. Structure des marges et bassins Caraïbes : une revue. Géodynamique des Caraïbes symposium. *Editions Technip*. 1- 20.

MASCLE A. ENDIGNOUX, L. & CHENNOUF T. 1990. Frontal accretion and piggyback basin development at the southern edge of the Barbados ridge accretionary complex. in Mascle , A., Moore, J., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, **110**, College Station, Texas, Ocean Drilling Project. p, 17- 28.

- MAURY R., WESTBROOK G., BAKER P., BOUYASSE P., WESTERN CAMP D. 1990, Geology of the Lesser Antilles, *Geological Society of America*, **H**, 141-166.
- MÉNDEZ J. 2000. Delta del Orinoco (Geología). Boletín de Geología, Publicación especial, **13**, Instituto Nacional de Geología y Minería (INGEOMIN). pp 220.
- MILLIMAN, J.D. ET MEDAE R.H. 1983. World-wide delivery of river sediments to oceans, *Journ. Geol.*, **40**, 643-657.
- MITCHUM JR. R.M., VAIL, P.R., TODD R. G. AND WINDMIER, J.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *AAPG Memoir*, **26**, 117-133.
- MOORE, J. MASCLE, A., END SHIPBOARD SCIENTIFIC 1990. Proceedings of the ocean drilling program, Scientific results, **110**, College Station, Texas , Ocean Drilling Project, 448 p.
- NEDECO 1962. Demerara coastal Investigation. report on siltation of Demerara bar channel and coastal erosion in British Guiana. Hydraulics Lab, Delft, Netherlands, 240 p.
- OLDOW J.S., BALLY A.W., & AVÉ LALLEMANT H.G. 1990. Transpression, orogenic float and lithospheric balance. *Geology*, **18**, 991-994.
- PADRÓN C. 2002. Interpretación estructural en el extremo occidental de la Cuenca Oriental y costa afuera de Venezuela. Universidad Central de Venezuela. (MSc, tesis). 116p
- PADRÓN DE CARRILLO C., DEVILLE E., HUYGHE P., CALLEC Y., LALLEMANT S., LEBRUN J.F., MASCLE A., MASCLE G., NOBLE M. & THE CARAMBA SCIENTIFIC TEAM (DESAUBLIAUX G., ELLOUZ N., GUERLAIS S.H., GRIBOULARD R., PEREZ D., PRINZHOFFER A., SCHMITZ J.) SOUS PRESS. From Subduction to a Compressional Transform System: Diffuse Deformation Processes at the Southeastern Boundary of the Caribbean Plate. *Submitted JGR*.
- PARNUAD F., GOU Y., PASCUAL J., TRUSKOWSKI I., GALLANGO O., PASSALCQUA H., ROURE F., 1995. Petroleum of the Central Part of the Eastern Venezuela Basin: *AAPG Memoir*, **62**, Petroleum Basins of South America, p.741-756.

- PINDELL J. & DEWEY J., 1982. Permo-triassic reconstructions of western Pangea and the Gulf of Mexico/ Caribbean Region: *Tectonics*, **1**, 179-211.
- PINDELL J. 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. Caribbean Geology an introduction: *U.W.I. Publishers Association Kingston*, 13-39.
- PINDELL J., CANDE S., WALTER P., ROWLEY DEWEY J., LABRECQUE J. & HAXBY W. 1988. A Plate Kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, **155**, 121-138.
- PINDELL J. & BARRETT S., 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective, *Geological Society of America*, **H**, 405-432.
- PINDELL J. 1985. Alleghenian Recostuction and subsecuente evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto Caribbean. *Tectonics*, **4**,1-39.
- PINDELL J., KENNAN L., MARESCH W., STANCK K., DRAPER G. & HIGGS R. 2005. Plate kinematics and crustal dynamics of circum Caribbean arc- continet interactions: Tectonic controls on basin development in proto Caribbean margins, *Geological Society of America*, Special Paper, **394**, 7-52.
- PINDELL, J.L., 1993. Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution, in: Pindell, J.L. and B. F. Perkins, eds., Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: A Context for Hydrocarbon Exploration. Selected Papers Presented at the G.C.S.S.E.P.M Foundation Thirteenth Annual Research Conference, 251-274 p.
- PINDELL J. L. AND BARRETT, S. F., 1990. Geologic evolution of the Caribbean region. In: G. Dengo and J. E. Case (Editors), The Caribbean Region. *The Geology of North America*, **H**, The Geological Society of America, Boulder, CO, 405-432.
- PRIETO R. 1987. Seismic stratigraphy and depositional system of the Orinoco platform area, northeastrn Venezuela. (*Ph. D. thesis*). The University of Texas at Austin. 154 p.
- ROBERTSON P. & BURKE K. 1989. *Evolution of the Southern Caribbean Plate Boundary, Vicinity of Trinidad and Tobago. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **73****14**: 490-509.

- RUSO-R.M. & SPEED R.C. 1992. Oblique collision and tectonic wedging of the South American continent and Caribbean terranes. *Geology*, **20**, 447-450.
- RUSO R.M., SPEED R.C., OKAL E.A., SHEPHERD J.B. & ROWLEY K.C. 1993. Seismicity and tectonics of the southeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, **B**, **98**, 14299-14319.
- RUSO R.M. & SPEED R.C. 1994. Spectral analysis of gravity anomalies and the architecture of tectonic wedging, NE Venezuela and Trinidad. *Tectonics*, **13**, 613-622.
- Saleh J., Edwards K., Barbate J., Balkaransingh S., Grant D., Weber J. & Leong T. 2004. On some improvements in the geodetic framework of Trinidad and Tobago. *Survey Reviews*, **37**, 294, 604-625.
- Shen J., Farrell J.W., Murray D.W. & Warren L.P. 1995. Timescale and Paleoceanographic implications of a 3.6 m.y. oxygen record from the northeast Indian Ocean (Ocean Drilling Program Site 758). *Paleoceanography*, **10**, 1, 21-47.
- SPEED R. & LAURE D. 1982. Barbados: Architecture and implications for accretion, *J. Geophys. Res.*, **87**, 3633-3643.
- STEPHAN J. F. 1985. Andes et Chaîne Caraïbe sur La Transversal de Barquisimeto (Venezuela), Evolution géodynamique: Géodynamique des Caraïbes, Symposium, Paris, 505-529p.
- STEPHAN J. F., MERCIER DE LEPINAY, B. CALAIS E., TARDY M., BECK C., CQRFQNTQN J.C., OLIVET J. L., VILQ J.M., BOUYASSE P., MAUFFRET A., BOURGOIS J., THERY J.M, TOURNOR J., BLANCHET R., DERCOURT J.,1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean : 14 steos from Lias to Present ; Bull. Soc. Géol. France, 8° serie, **VI**, N°. 6, 915-919.
- VAN DER HILST R.D. 1990. Tomography with P,PP and pP delay –time data and the three dimensional mantle structure below the Caribbean region: *Geologica*,**67**, 250 p.
- VAN DER HILST R. & ENGDAHL E.R. 1991. On ISC PP and pP data and their use in delay time tomography of the Caribbean region: *geophysical Journal International*, **106**, 169-188.

- VAN DER HILST R. & MANN P. 1994. Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, **22**, 451-454.
- 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**, 273-307.
- WEBER, J., DIXON, T., SALEH, J., PRENTICE, C., 2002. Trinidad neotectonics from geodesy, geology, geomorphology and paleoseismology. 16th Caribbean Geological Conference (Barbados), 105-106.
- WEBER, J., DIXON, T., DEMETS, C., AMBEH, W., JANSMA, P., MALTOLI, C., SALEH, C., BILHAM, R., AND PÉREZ, O., 2001. GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela: *Geology*, **29**, 75-78.
- Westbrook G., Ladd J., Buhl P., Bangs N. & Tiley G. Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex. *Geology*, **16**, 631-635.
- WOOD L.J. 2000. Chronostratigraphy and tectonostratigraphy of the Columbus Basin, eastern offshore Trinidad. *AAPG Bulletin*, **84**, 1905-1928.
- YSACCIS R. 1997. Tectonic evolution of the northeastern Venezuela offshore. *Ph.D. dissertation Thesis*, Rice University, Houston, Texas, 247 p.
- YSACCIS, R. AND AUDEMARD, F., 2000. A Neogene Orogenic Front in Northern South America: Eastern Venezuelan Basin vs Caribbean Plate. **9**, a164p.
- ZOETEMEIJER R. 1993. Tectonic modeling of foreland basins: thin skinned thrusting, syntectonic sedimentation and lithospheric flexure. *Ph.D Thesis*, Vrije Universiteit, Amsterdam, p.148.

8. ANNEXES

From Subduction to a Compressional transform system: Diffuse Deformation Processes at the Southeastern Boundary of the Caribbean Plate

PADRON DE CARRILLO C.¹⁻², **DEVILLE E.**¹, **HUYGHE P.**², **CALLEC Y.**^{1*}, **LALLEMANT S.**³, **LEBRUN J.F.**⁴, **MASCLE A.**¹, **MASCLE G.**², **NOBLE M.**⁵
and the **CARAMBA scientific team** (G. Desaubliaux, N. Ellouz, S.H.Guerlais, R. Griboulaud, D. Perez, A. Prinzhofer, J. Schmitz).

[1] Integration of geophysical data acquired in the southeastern Caribbean deep-marine area are used to investigate the deformation processes occurring in a transition zone between a frontal subduction zone and a compressional transform system. This study evidences the complexity of the connection between the active transform fault system of the south of the Caribbean plate and the active frontal accretion zone of the front of the Barbados prism. The hinge between the Barbados accretionary prism and the south Caribbean transform system is partitioned between a wide variety of recently active tectonic superficial features developed over a large scale diffuse plate boundary. Multibeam and seismic data show sub-linear ramp anticlines developing at the leading edge of the prism, while a complex arrangement of folds is apparent at the southern lateral border of the prism, with notably, interference features occurring between different structures. Near the deformation front of the southernmost part of the prism, the fold-and-thrust system vanished out toward the south with an en-échelon geometry. Numerous active mud volcanoes are well developed notably along ramp anticlines. A sub-linear fault zone crosscuts the Orinoco Delta obliquely with respect to the continental slope, from the south of the Columbus basin to the Atlantic abyssal plain. This fault line is characterized by active ENE-WSW normal dextral en-échelon strike-slip faults deforming the sea bottom at the vicinity of the South America Margin. We interpret this structure as a recent reactivation of the transform Guyana transform margin around the Continent-Ocean Transition. This could be a relatively shallow consequence of a deep shearing of the lithosphere at the southern edge of the Atlantic subducting slab below the Caribbean plate.

Corresponding Email:eric.deville@ifp.fr

¹ IFP, 1-4, av. de Bois-Préau, 92 506 Rueil-Malmaison, France

² Université de Grenoble, 38041 Grenoble, France.

³ Université de Cergy-Pontoise, av. du parc, 95031 Cergy-Pontoise, France.

⁴ Université des Antilles et de Guyane, 97159 Pointe à Pitre, France.

⁵ Ecole des Mines de Fontainebleau, France.

* present address BRGM, Service CDG/CG, 3 av. Claude Guillemin, 45060 Orléans Cedex 2, France.

1. Introduction

[2] Understanding the tectonic processes which occur in subduction to strike-slip transition on plate boundary is still a matter of debate [Mann *et al.*, 1999; Massell *et al.*, 2000; Bilich *et al.*, 2001; Lebrun *et al.*, 2003]. A nice example of this type of transition is present in the southeastern Caribbean area, between the deformation belt of the east Caribbean active margin and the South transpressive margin of the Caribbean plate (Fig. 1). This transition develops partly offshore, east of Trinidad, in the interference area between the southern edge of the Barbados accretionary prism and the Orinoco turbidite system. The leading edge of the East Caribbean active margin is characterized notably by recent frontal accretion processes developed at the front of the Barbados accretionary prism [Biju-Duval *et al.*, 1982; Brown and Westbrook, 1987; Mascle *et al.*, 1990]. Southwest of the Barbados prism, the south Caribbean transpressive margin is characterized by active displacements along a dextral transform fault system (notably along the El Pilar fault) [Russo and Speed, 1992; Perez *et al.*, 1997; Mann, 1999; Baumbach *et al.*, 2004; Pindell *et al.*, 2005]. But at the junction between the Barbados prism and the South Caribbean transform system, we have only a few information on the connection between the two systems. Indeed, only sparse geophysical data providing information about the structural pattern of the offshore of the southeastern Caribbean plate boundary are available in this area. The precise location and the characteristics of the deformation processes of deep sea areas of the southeastern Caribbean remain very poorly known. The CARAMBA marine survey was conducted in this region, during January 2002, onboard the French O/V Atalante. 65 000 km² of multibeam data were acquired together with more than 5600 km of high resolution seismic reflection and 3.5 kHz profiles. These data provide new constraints on the structure and the deformation processes within the sedimentary pile of this hinge area of the southeastern Caribbean. The aim of this paper is to evidence the complex pattern of the recent to active deformation of this segment of the plate boundary that reflects diffuse recent deep-sea deformation over a wide area with a wide diversity of tectonic features.

2. Geodynamic context

[3]The Barbados complex is a wide mature accretionary prism, which develops at the leading edge of the Lesser Antilles active margin (Fig.1, 2). Many scientific studies have been devoted to this accretionary wedge. For a general overview of the structure of the prism see notably Biju-Duval *et al.* [1982], Brown and Westbrook [1987], Deville *et al.* [2003b], Deville and Mascle [in press]. North of the prism, four drilling scientific surveys (legs DSDP 78A, and ODP 110, 156, 178A) provided comprehensive information about the front of the prism and its relation with the abyssal plain. This prism contains enormous volumes of sediments, increasing southwards in the vicinity of the South America continent. In the southern part of the tectonic prism, Cretaceous oceanic crust, and possibly late Jurassic oceanic crust in the south, is being subducted below the Caribbean plate.[4] In the Barbados ridge, the terrigenous flux has been continuously sourced from the South America continent since at least Neogene times. Due to the fact that the sedimentary sources responsible for the growth of the tectonic wedge are located mostly to the south of the prism, the Barbados prism is widely asymmetrical, with spectacular longitudinal changes from north to south [Brown and Westbrook, 1987; Beck *et al.*, 1990; Deville *et al.*, 2003b].

Consequently, the prism is thinner and narrower toward the north, and the northern border of the prism forms a continuous wedge with the compressional front of the Puerto Rico trench [*Van Gestel et al.*, 1999; *Mann et al.*, 2002; *Prentice et al.*, 2003](Fig. 2). Conversely, the southern border of the prism is much more complex than the northern one and closely interferes with the turbidite system issued from the Orinoco delta (Fig. 2, 3). Toward the south-west, the tectonic front is transferred to southern Trinidad and the Columbus Channel where marine Late Cretaceous to Pliocene sediments are severely deformed within a south-verging fold and thrust belt facing the South America shield. In Trinidad, most of the active tectonic movements are nowadays transcurrent and located in the southern part of the island [*Weber et al.*, 2000; *Saleh et al.*, 2004].

[5] Syntectonic sedimentation above the accretionary prism and in the Orinoco deep-sea fan contribute both to the growth of the prism, respectively by piggyback basin development and by frontal accretion. This influences the evolution of the superficial morphology, the geometry of the structures and the fluid dynamics of the prism, particularly, in the southern thick part of the Barbados prism [*Masclé et al.*, 1990; *Huyghe et al.*, 1999; *Deville et al.*, 2003b]. The sedimentary sources within the accretionary prism originate from: (1) terrigenous flux by gravity deposition (turbidites, grain-flows, debris-flows,...) and hemipelagic sedimentation (exotic sources out of the prism), or (2) recycling of the sediments within the prism by liquefied sediment intrusions or superficial flows from mud volcanoes and gravity mass-flows sliding on topographic slopes and resedimentation in the transported basins (*in-situ* source)[*Faugères et al.*, 1993]. When approaching the South America continental margin, the Orinoco River and delta clastic influxes develop on both the flexured continental margin and the compressional accretionary complex.

[6] In southeastern Caribbean area, the Caribbean plate has nowadays an eastward relative movement of about 2 cm/year with respect to the South America plate, which is responsible for a frontal convergence between the Atlantic oceanic lithosphere and to a dextral relative movement between the Caribbean domain and the north of the South America continent [DeMets *et al.*, 2000; Weber *et al.*, 2000; Jansma *et al.*, 2000; Calais *et al.*, 2002; Mann *et al.*, 2002]. In Northern Venezuela, most of the displacement is localized on the El Pilar transform fault system [Perez *et al.*, 1997; Baumbach *et al.*, 2004]. In Trinidad, many authors have considered during a long time that this strike-slip movement was also concentrated along the El Pilar fault that crosscuts the island along the linear southern border on the Northern Range at the latitude of Port-of-Spain [Speed *et al.*, 1991; Speed and Smith-Horowitz, 1998]. Recent GPS and historical comparison of geodesic measurements onshore Trinidad have shown that the present-day tectonic movements of the plate boundary are not concentrated on the El Pilar fault system but mostly in the southern part of Trinidad [Weber *et al.*, 2004; Saleh *et al.*, 2004]. Notably, an active fault system is trending WSW-ENE. It is located in the eastward prolongation of the Central Range of the offshore Trinidad. An other active fault system is probably represented by the Los Bajos fault that crosscuts the southwestern peninsula of Trinidad with a WNW-ESE trending direction. These active fault systems (Central Range and Los Bajos faults) tend to converge within the golf of Paria and to reach the onshore Venezuela south of the Paria Peninsula. East of Trinidad, the Central Range fault extends offshore ('Scorpion fault') and this fault tends to converge with the El Pilar fault system (Fig. 3).

[7] On land in Trinidad and in the eastern offshore of Trinidad, an early phase of deformation is documented during late Miocene times [Deville *et al.*, 2003a]. This early event is notably responsible for synsedimentary thrust tectonics coeval to the deposition of the Lengua formation, and is locally associated with erosion processes on top of thrust anticlines. North of Tobago, the actual deformation characterized by the active seismicity, is recorded along the Boccus fault line bounding the Patao high (Fig. 2, 3), and is related to north-south extension tectonics [Weber *et al.*, 2005]. Extension tectonics has also been evidenced along the axe of the Crest of the Barbados accretionary prism [Deville, 2000; Deville and Mascle, in press]. This extension might be related to the gravitary collapse of the thickest parts of the accretionary wedge.

[8] In the Gulf of Paria, onshore Trinidad, and in the shelfal area east of Trinidad, the recent deformation is characterized mainly by strike-slip structures. In the Gulf of Paria and Central Trinidad, the Central Range fault zone is a right-lateral strike-slip fault system that has been defined by offshore mapping in the Gulf of Paria [Flinch *et al.*, 1999; Babb and Mann, 1999] and by remote sensing and outcrop mapping in the Central Range of Trinidad [Saleh *et al.*, 2004]. GPS data from Trinidad indicate that most of the present-day Caribbean-South America plate motion is accommodated along the Central Range [Saleh *et al.*, 2004]. The change in direction to a more east-northeast strike near the western shoreline of Trinidad is consistent with the transpressional structure of the onland Central Range fault zone.

[9] In the eastern Caribbean active margin, the spatial distribution of earthquakes shows that the subducting slab is deepening from east to west below the active volcanic arc to depths of more than 200 km [Russo *et al.*, 1993](Fig. 2). As evidenced by seismicity data, toward the north of the East Caribbean active margin, the subducted slab is continuous under the north Caribbean transpressive system, notably below the Puerto Rico area (Fig. 1). To the south, the slab is being subducted below the northern part of Trinidad Island and the Paria Peninsula of Venezuela [Russo *et al.*, 1993]. The seismicity which characterizes this slab is interrupted south of Trinidad and earthquakes are scarce below the Orinoco delta (Fig. 2). West of Trinidad, a large detached aseismic slab has been evidenced below the Serena del Interior of northern Venezuela [VanDecar *et al.*, 2003].

Sea Floor Morphology

[10] Marine geophysical data acquired during the CARAMBA scientific survey evidence the spectacular complexity and diversity of the tectonic features expressed on the sea floor (Fig. 4, 5). From multibeam data, we can recognize, many structural elements including fold structures (mostly ramp anticlines), trends of mud volcanoes and massive sedimentary uplift associated to subsurface sediment mobilization, as well as different types of faults including thrust faults, normal faults and strike-slip faults (Fig. 4).

[11] Linear ramp anticlines develop at the leading edge of the prism, while a complex arrangement of folds with variable axes is apparent at the southern lateral border of the prism. Two dominant trends of fold axes are observed in this area, one NE-SW striking, the other one N-S. The CARAMBA survey has also, spectacularly evidenced a large number of mud cones and mud pies [Deville *et al.*, in press]. They are well developed notably along ramp anticlines and on top of sigmoid rises (Fig. 4). The surveyed area exhibits also large 'blisters' whose origin is related to mobile shale movements or to mud intrusions at depth [Deville *et al.*, in press](see discussion later).

[12] Most of these tectonic processes closely interact with the deposition of the turbidite system issued from the Orinoco River (seismic profiles Fig. 6). The channel pattern is morphologically and tectonically controlled by the compressional structures of the Barbados prism. The gutter between the slope of the front of the Barbados prism and the slope of the Guyana margin induces the convergence of the turbidite channels toward the abyssal plain, at the front of the prism. Above the prism, upward, the system is multi-source with several distributaries, whereas downward the channels courses are more complex with frequent convergences or divergences that are emphasized by the effects of the undulating seafloor [Deville *et al.*, 2003d; Huyghe *et al.*, 2004]. Indeed, tectonics and mud volcanism force the topography of the substratum generating local highs and confined syntectonic transported basins that control the courses of the channels. Erosion processes are mostly absent in the upper part of the turbidite system. Erosion develops mostly between 2000 and 4000 m of water depth above the compressional structures of the Barbados prism where slope strongly increases due to active folding. Larger canyons are 3 km wide and 300 m deep [Masclé *et al.*, 1990]. Incisions show irregular meandering and sinuous courses in the low relieve segments whereas less sinuous courses are observed where channels cut the structures.

En-echelon folds at the compressive front

[13] As generally observed at the front of tectonic prisms, in the southern part of the Barbados prism, the tectonic front is constituted by a series of ramp anticlines corresponding to an imbricate stack of thrust sheets related to a dominantly east-verging thrust fault system (Fig. 5, 6). The toe thrust system at the southern edge of the front of the Barbados prism, exhibits a clear en-echelon geometry, each fold progressively vanishing southward (Fig. 6). Folds have larger spacing toward the southern edge of the prism compared to the areas of frontal accretion north of 11°N. Also, progressively toward the south, there is a change in the orientation of the fold axes from N-S mean directions north of 11°N, to SW-NE axes, south of 11°N. In the southernmost part of the prism, related to the strong turbiditic input coming from the Orinoco, the folds are progressively covered by the recent sedimentation but they are still present at depth north of the active en-echelon Orinoco delta fault zone described in the next section (Fig. 5 and 6). In several cases, the front of some ramp anticlines is eroded (Fig. 11). Also, the size of the folds and their frequency are shorter toward the north and increase progressively toward the south closer to the siliciclastic source of the Orinoco delta [Masle *et al.*, 1990; Huyghe *et al.*, 1999]. Below the turbidite draping, the southern edge of the Barbados prism corresponds to en-echelon terminations of folds complicated by the normal growth fault system of the eastern offshore of Trinidad (Columbus basin; Fig. 3).

Orinoco Delta Fault Zone

[14] In the eastward continuation of the Los Bajos fault that crosscuts the southern part of Trinidad, a sub-linear WNW-ESE fault system extends onshore from the Columbus channel to the Atlantic abyssal plain (Fig. 3). Southeast of Trinidad, the fan of the normal growth faults of the Columbus Basin [Heppard *et al.*, 1998; Galbraith and Brown, 1999; Gersztenkorn *et al.*, 1999; Wood, 2000; Britt *et al.*, 2001; Gibson and Bentham, 2003] tends to converge along the trend of this fault system (Fig. 2). East of the Columbus Basin, this fault system is clearly oblique with respect to the slope of the Orinoco delta (Fig. 2). We call here this fault trend, the Orinoco delta fault zone (ODFZ). This fault zone corresponds to the southern boundary of the seismic zone, which characterizes the subducting slab of the Atlantic lithosphere (Fig. 2). This fault zone corresponds also to the northern boundary of the Cretaceous platform of the South America margin (Fig. 7). The deformation of the sea floor, along this fault zone, evidences active normal and dextral strike-slip faulting characterized by a spectacular development of en-echelon fault system [Deville *et al.*, 2003c](Fig. 8). The depth migration of 3.5 kHz lines oblique to this fault system evidence the syntectonic characters (sediment thickness changes controlled along faults) of the uppermost superficial sediments (Fig. 9) In that area, recent giant submarine landslides are evidenced by the multibeam data (Fig. 8). It is suspected that they are related to the tectonic activity of the ODFZ that has induced morphologic changes and slope destabilizations. South of the ODFZ, seismic lines acquired in the Orinoco platform and in the continental slope evidence that the Cretaceous carbonate platform is flexured below the Neogene prograding sediments (Fig. 7). At depth, the ODFZ corresponds to a linear deep steep fault zone located at the boundary between the Cretaceous carbonate platform of South America and the Atlantic domain. Obviously, this tectonic trend is not controlled simply by gravitary forces as it was previously thought [Di Croce *et al.*, 1999]. It is strongly suspected that a connection could exist between the ODFZ and the recent tectonic reactivation of the continent-ocean boundary (COB). Indeed, the tectonic setting and the orientation of the ODFZ suggests that, at depth, an early transform fault zone (Late Jurassic-Early Cretaceous) between the north of the continental South America and

the older oceanic Atlantic lithosphere has been reactivated during the Neogene to present subduction of the Atlantic oceanic domain in the east Caribbean active margin. At depth, deep seismic events have been recorded, which characterizes extensional brittle deformation within the subducted slab [Russo *et al.*, 1993].

[15] Gravimetric data are consistent with the interpretation according which the transition between the continental crust and the oceanic crust is located slightly northward of sea floor trace of the ODFZ. These data are also consistent with the interpretation according which the depth of the oceanic crust is progressively deepening with respect to the south America continental crust from SE to NW, toward Trinidad (Fig. _). This suggests that the COT has been tectonically reactivated recently and that probably a shearing of the lithosphere occurred at this transition along the southern boundary of the lesser Antilles active margin. This allowed the subduction of the Atlantic oceanic lithosphere under the Caribbean plate and partly below the northern continental margin of South America (below Paria peninsula and northern Trinidad).

Strike-slip systems

[16] The submarine extension of the fault system of the Central Range of Trinidad has been observed across the shelf, east of Trinidad, as a linear, east-northeast-trending lineament in seafloor sediments of Holocene age, which corresponds in subsurface to a positive flower zone structure [Mann and Wood, 2003; Sullivan *et al.*, 2004]. This transpressional structure is consistent with parallel onland, transpressional faults and folds in the Central Range. The trace of this active fault system can be recognized also punctually on the seabed within the area of extensive mud volcanism located northeast of Trinidad (Fig. 3). Several SW-NE trending steep fault zones develop in the southern part of the Barbados prism. Notably in the NE offshore prolongation of the central range of Trinidad and in the NE prolongation of the Darien ridge. These tectonic elements are frequently associated with the development of trends of active mud volcanoes (Fig. 10, 11). These zones are inferred to be related mostly to transcurrent movements. In several case it is possible to evidence that they are over imposed to early thrust structures (Fig. 10). Other steep fault zones develop more to the east in the area of the piggyback basins (Fig. 11).

Polygonal transported syntectonic basins

[17] The formed and carried syntectonic basins transported above the tectonic prism in its southern part [Masle *et al.*, 1990; Huyghe *et al.*, 1999], exhibit in most cases polygonal shapes due to the fact that they are bounded by several trends of tectonic rises (Fig. 10). The age of the sediments is very poorly constrained due to the lack of any drilling. Seismic stratigraphy analyses by correlation with well data from the Orinoco platform (Columbus Basin) provides indications about the age of the syntectonic sequences, and suggests that most of the syntectonic sediments are of Quaternary age [Di Croce *et al.*, 1999; Jacome *et al.*, 2003]. The geometry of the syntectonic deposits that constitute the infill of these basins evidence the diachronism of the deformation processes in this area. Notably, it is well evidenced that early folds have been sealed by the recent turbidite deposits (Fig. 11), whereas, some of the fold and thrust structures were active very recently and are probably still active. Recent folding and thrusting activity is particularly well-evidenced on 3.5 kHz profiles (Fig. 11). In the area of the transported syntectonic basins of the southernmost part of the Barbados prism, it is possible to note mostly a recent tectonic activity of the NE-SW trending folds, whereas the N-S trending folds are partly sealed by the uppermost recent turbidite sediments (Fig. 11). trends of active mud volcanoes rooted along the axes of these anticlines developed along these N-S trending folds. Some of these transported basins exhibit very low topographic bottom compared to the areas around and compared to the other transported basins around. This is due to the fact that tectonics has produced topographic highs all around these basins preventing any possible sedimentary supply

from the Orinoco turbidite system. They correspond therefore to starved isolated basins transported above the prism (Fig. 12).

[18] Within the compressional and transpressional system of SE-Caribbean, a several hundred kilometers-long active belt of mud volcanoes develops from the Barbados tectonic wedge to the fold-and-thrust belt of Northern Venezuela [*Biju-Duval et al.*, 1982; *Brown and Westbrook*, 1987; *Brown*, 1990; *Jollivet et al.*, 1990; *Griboulard et al.*, 1993; *Rutledge and Leonard*, 2001; *Deville et al.*, 2003a, 2004, in press]. As it has been spectacularly evidenced by the results of the CARAMBA survey, the mud volcanoes of Trinidad and Venezuela are only the emerged part of a widely developed phenomenon in the offshore area of the Barbados prism (especially in its southern part)(Fig. 3). Mud volcanoes developed in different structural settings. The front of the tectonic wedge is characterized by an imbricate thrust system mostly devoid of active mud volcanism activity. The main province of active mud volcanoes is found within the core of the tectonic prism along ramp anticlines and along sigmoid rises of mud volcanoes oblique with respect to the main fold axes (Fig. 12), or else along major transfer zones (especially at the eastern extremity of the El Pilar fault in the Barbados prism)[*Biju-Duval et al.*, 1982; *Griboulard et al.*, 1991]. In the slope between Trinidad and the Barbados prism mud volcanoes are piercing the turbiditic draping, and develop along different SW-NE trends (Fig. 3). Laterally, toward the SW, the belt of mud volcanoes is becoming narrower and emerges in Trinidad within the transpressive fold-and-thrust belt of the southern part of the island (Central and Southern Ranges)[*Higgins and Saunders*, 1974; *Dia et al.*, 1999; *Deville et al.*, 2003a].

[19] Mud volcanoes correspond to sedimentary eruption of liquefied material forming cones or mud pies and associated superficial mud flows. Mud volcanism is related to the development of overpressure at depth which is necessary for mud extrusion (to counterbalance the mud load). Overpressure generation is favored, in this tectonic context, by the conjunction of fast sedimentation rates leading to compaction disequilibrium (sedimentary loading), and compressive stress regimes inducing layer-parallel shortening and tectonic overloading. If pore pressure overcomes the vertical load, upward mud extrusion can occur. Low pore fluid pressure near the surface will favor the lateral emplacement as sedimentary sills or chambers from the main vertical mud conduits toward the surrounding formations. This process is well imaged on some seismic sections [*Biju-Duval et al.* 1982], and has been proven by drilling in Trinidad [*Higgins and Saunders*, 1974; *Deville et al.*, 2003a]. Mud eruptions also increase the rate of sedimentation with the input of material from depth within the adjacent piggyback basins, in addition to the current turbidite influxes and hemipelagic sedimentation.

[20] Numerous geometrically complex, relatively large domes and complex rises, offshore Trinidad and Barbados, do not correspond to active mud volcanoes, piercing shale diapirs, or simple folds. We interpret these structures to be the result of massive sedimentary extrusion. This is notably the case for several trends of prominent structures at the sea floor in the Eastern Trinidad deep water whose shapes are roughly circular, or form complex rises with twisting axes. They constitute topographic anomalies of larger dimensions than the mud volcanoes. They generally have steep flanks and central areas showing a bumpy topography punctuated by pockmarks, and from place-to-place they are covered by real mud volcanoes. These structures are clearly different from the well-organized folds of the accretionary prism corresponding to ramp anticlines. They are also different from the mud volcanoes, which form well-identifiable, conical, eruptive edifices. Piston cores collected from the tops of these structures have shown that the sediments are not ancient flows of liquefied sediments, or piercing shale intrusions but correspond to uplifted hemipelagic and turbidite sediments [*Deville et al.*, in press].

DISCUSSION AND CONCLUSION

[21] Polyphase deformations leading to a wide diversity of tectonic features develop at the southeastern boundary of the Caribbean plate in the hinge area between the frontal subduction of the Barbados prism, and the south Caribbean transpressive system. The active deformation is mostly aseismic (creeping) and diffuse over a wide zone. Within this active tectonic region, the areas of the extension growth fault system of the Columbus basin is not simply related to a passive gravitary collapse of the Neogene sediments accumulated on the Orinoco platform. This fault system is also controlled by deep linear structures, trending along a WNW-ESE direction, which are clearly oblique with respect to the present-day topography of the delta slope. This tectonic trend controls the southern boundary of the fan of faults of the Columbus basin. At the transition zone between the frontal subduction tectonic features of the front of the Barbados prism and the transpressive structures from the northern belt of South America, various active tectonic and sediment mobilization processes occur. These processes influence the sedimentation and erosional processes associated to the deep turbidite system sourced by the Orinoco River. Toward the northwest, in the core of the tectonic wedge, some deformations and mud volcanism processes are overimposed to previous tectonic structures leading to a wide diversity of tectonic features developed in this area. The huge sediment accumulation in the Columbus basin and the slope of the Orinoco delta is partly controlled by the shearing of the lithosphere at depth (probably at the Continent-Ocean Boundary). This shearing induces extensional structures in the Columbus basin, until now considered purely as gravitary structures. The gravitary tectonics is controlled largely by deep basement faults (initially the transform fault of the Jurassic-Cretaceous transform margin). The fan shaped faults system of the Columbus basin tends to converge along the ODFZ and extends eastward, obliquely with respect to the slope of the Orinoco, in deep water environment. This trend of faults progressively vanishes further east. There is no direct fault connection between the active front of the Barbados prism and the strike-slip system of northern Venezuela. The deformation is not focused on individual main faults but it is relatively diffuse over a large area. The relative displacement between the Caribbean and the South America plates is accommodated by complex folding, and diffuse faulting.

Acknowledgement

Many thanks are due to the Atalante staff during the CARAMBA cruise.

References

- Babb, S., and P. Mann, Structural and sedimentary development of a Neogene transpressional plate boundary between the Caribbean and South America plates in Trinidad and Gulf of Paria, Chapter 18 in *Caribbean Basins, 4: Sedimentary Basins of the World*, edited by P. Mann, (Series Editor: K.J. Hsù), Elsevier, Amsterdam, 495-557, 1999.
- Baumbach, M., H. Gresser, G.R. Torres, J.L. Rojas Gonzales, M. Sobiesiak, and W. Welle, Aftershock pattern of the July 9, 1997 Mw=6.9 Cariaco earthquake in Northeastern Venezuela, *Tectonophysics*, 379, 1-23, 2004.
- Beck, C., Y. Ogawa, and J. Dolan, Eocene paleogeography of the southeastern Caribbean: relations between sedimentation on the Atlantic abyssal plain at site 672 and evolution on the South America margin: In: A. Mascle, J. C. Moore et al., 1990, Proc. ODP, Sci. Results: College Station, TX, 110, 7-15, 1990.
- Biju-Duval, B., P. Le Quellec, A. Mascle, V. Renard, and P. Valery, Multi-beam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados ridge complex (Eastern Caribbean). *Tectonophysics*, 80, 275-304, 1982.

- Bilich, A., C. Frohlich, and P. Mann, Global seismicity characteristics of subduction-to-strike-slip transitions, *Journal of Geophysical Research*, 106, 19443-19452, 2001.
- Britt, L-K, M.B. Smith, L.E. Cunningham, F. Waters, G.A. Dannish, D. Lachance, and H.M. Mackow, Frac/packing high-permeability sands offshore Trinidad. In: Frac/Pack. *Journal of Petroleum Technology*. Society of Petroleum Engineers 53; 2, 62-64, 2001.
- Brown, K.M., and G.K Westbrook, The tectonic fabric of the Barbados ridge accretionary complex. *Marine and Petroleum Geology*, 4, 71-81, 1987.
- Brown, K.M., The nature and hydrologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *Journal of Geophysical Research*, 95, B6, 8969-8982, 1990.
- Calais, E., Y. Mazabraud, B. Mercier de Lepinay, P. Mann, G. Mattioli, and P. Jansma, Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1856, doi:10.1029/2002GL015397, 2002.
- DeMets, C., P. E. Jansma, G. S. Mattioli, T. H. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann, GPS geodetic constraints on Caribbean-North American plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437-440, 2000.
- Deville, E., Evidence for extension tectonics in the crest of the Barbados accretionary prism. *Special Publication of the Geological Society of Trinidad and Tobago and the Society of Petroleum Engineers*, TC06, 2000.
- Deville, E., A. Battani, R. Griboulard, S.H. Guerlais, J.P. Herbin, J.P. Houzay, C. Muller, and A. Prinzhofer, Mud volcanism origin and processes: New insights from Trinidad and the Barbados Prism. *Special publication of the Geological Society (London)*, Surface Sediment Mobilization, 217, 477-492, 2003a.
- Deville, E., A. Mascle, S.H. Guerlais, C. Decalf, and B. Colletta, Lateral changes of frontal accretion and mud volcanism processes in the Barbados accretionary prism and some implications. *AAPG memoir 79, The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Mexico and the Caribbean Region Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, Plate Tectonics*. Cl. Bartolini, T. Buffler, J.F. Blickwede eds. Chapter 30, 1-19, 2004b.
- Deville, E., A. Mascle, R. Griboulard, P. Huyghe, C. Padron De Carillo, and J.-F. Lebrun. From Frontal Subduction to a Compressional Transform System: New Geophysical Data on the Structure of the Caribbean-South America Plate Boundary in southeastern Caribbean. *Memoir of the VIII Simposio Bolivariano*, paper # 6, 5 p., 2003c.
- Deville, E., Y. Callec, G. Desaubliaux, A. Mascle, P. Huyghe-Mugnier, R. Griboulard, and M. Noble. Deep-water erosion processes in the Orinoco turbidite system. *Offshore* October 2003, Offshore-Conroe-Tex., 63 (10), 92-96, 2003d.
- Deville, E., A. Battani, R. Griboulard, S.H. Guerlais, S. Lallemand, A. Mascle, A. Prinzhofer, and J. Schmitz. Processes of Shale Diapirism and Mud Volcanism in the Barbados-Trinidad Compressional System: Integrated Structural, Thermal and Geochemical Approach. *Memoir of the GCCSEPM*, 24, 514-527, 2004.
- Deville, E., S.-H. Guerlais, Y. Callec, R. Griboulard, P. Huyghe, S. Lallemand, A. Mascle, M. Noble, J. Schmitz and the Caramba working group, Liquefied vs Stratified Sediment Mobilization Processes: Insight from the South of the Barbados Accretionary Prism. *Tectonophysics*, in press.
- Deville, E., and A. Mascle, The Barbados Ridge: A mature Accretionary Wedge in Front of the Lesser Antilles Active Margin. Special Volume: *Phanerozoic Regional Geology of the World*, Elsevier, A.W. Bally and D.G. Roberts eds. In press.
- Di Croce, J, A.W. Bally, and P. Vail, Sequence stratigraphy of the eastern Venezuelan Basin, *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4 edited by P. Mann (Series Editor: K.J. Hsü), 419-476, 1999.
- Dia, A.N., M. Castrec-Rouelle, J. Boulegue, and P. Comeau, Trinidad mud volcanoes: where do the expelled fluids come from. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 63, 1023-1038, 1999.

- Faugeres, J. C., E. Gonthier, R. Griboulard, and L. Masse, Quaternary sandy deposits and canyons on the Venezuelan margin and South Barbados accretionary prism: *Marine Geology*, 110, 1-2, 115-142, 1993.
- Flinch J.F., V. Rambaran, W. Ali, V. De Lisa, G. Hernandez, K. Rodrigues, and R. Sams, Structure of the Gulf of Paria pull-apart basin (Eastern Venezuela-Trinidad). *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4* edited by P. Mann (Series Editor: K.J. Hsü), 477-494, 1999.
- Galbraith, R.M., and A.R. Brown, Field appraisal with three-dimensional seismic surveys offshore Trinidad. In: Interpretation of three-dimensional seismic data. *AAPG Memoir* 42, 318-323. 1999.
- Gersztenkorn, A., J. Sharp, and K. Marfurt, Delineation of tectonic features offshore Trinidad using 3-D seismic coherence. Society of Exploration Geophysicists. *The Leading Edge*, 18; 9, 1004-1008, 1999.
- Gibson, R.G., and P.A. Bentham, Use of fault-seal analysis in understanding petroleum migration in a complexly faulted anticlinal trap, Columbus Basin, offshore Trinidad. In: Fault seals. Davies-Russell-K (editor); Handschy-James-W (editor), *AAPG Bulletin*, 87, 3, 465-478, 2003.
- Griboulard, R., C. Bobier, J.C. Faugeres, and G. Vernet, Clay diapiric structures within the strike-slip margin of the southern Barbados prism. *Tectonophysics*, 192, 383-400, 1991.
- Heppard, P.D., H.S. Cander, E.B. Eggertson, Abnormal pressure and the occurrence of hydrocarbons in offshore eastern Trinidad, West Indies. *AAPG Memoir* 70, 215-246, 1998.
- Higgins, G.E., and J.B. Saunders, Mud Volcanoes. Their nature and origin. *Verhandlungen Naturforschenden Gessellschaft in Basel* 84, 101-152, 1974.
- Huyghe, P., J.L. Mugnier, R. Griboulard, Y. Deniaud, E. Gonthier, and J.C. Faugères, Review of the tectonic control and sedimentary patterns in Late Neogene piggyback basins on the Barbados ridge complex, *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4* edited by P. Mann (Series Editor: K.J. Hsü), 369-388, 1999.
- Huyghe, P., M. Foata, E. Deville, G. Mascle and the Caramba Working Group, Channel profiles through the active thrust front of the southern Barbados prism, *Geology*, 32, 5, 429-432, 2004.
- Jacome M.I., N. Kuznir, F. Audemard, and S. Flint, Formation of the Maturin foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography, *Tectonics*, 22(5), 1046, doi:10.1029/2002TC001381, 2003.
- Jansma, P. E., G. S. Mattioli, A. Lopez, C. DeMets, T. H. Dixon, P. Mann, and E. Calais, Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy, *Tectonics*, 19, 1021-1037, 2000.
- Jollivet, D., J.C. Faugères, R. Griboulard, D. Desbruyères, and G. Blanc, Composition and spatial distribution of a cold seep community on the South Barbados accretionary prism: tectonic, geochemical and sedimentary context. *Progress in Oceanography*, 24, 25-45, 1990.
- Lebrun, J.F., G. Lamarche, and J.Y. Collot, Subduction initiation at strike-slip plate boundary: The Cenozoic Pacific-Australian plate boundary, south of New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 108, B9, 2453, doi:10.1029/2002JB002041, 2003.
- Mann, P., Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to Present, Chapter 1 in *Caribbean Basins, 4: Sedimentary Basins of the World*, edited by P. Mann, Elsevier, Amsterdam, 3-31, 1999.
- Mann, P., E. Calais, J. C. Ruegg, C. DeMets, P. Jansma, and G. Mattioli, Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations, *Tectonics*, 21, 1057, doi:10.1029/2001TC001304, 2002.
- Mann, P., N. R. Grindlay, and J. F. Dolan, Subduction to strike-slip transitions on plate boundaries, *GSA Today*, 9 (7), 14-16, 1999.
- Mann, P., and L. Wood, Late Quaternary transpressional deformation along the submarine extension of the Warm Springs-Central Range fault zone, eastern offshore Trinidad, *AAPG annual meeting, Salt Lake City, Utah, May 11-14, 2003*.

- Mascle A., L. Endignoux, and T. Chennouf, Frontal accretion and piggyback basin development at the southern edge of the Barbados Ridge accretionary complex. In: Moore J.C., Mascle A., et al., Proc. *ODP Sci. Results* 110, College Station, TX (ODP), 409-422, 1990.
- Massell, C., M. F. Coffin, P. Mann, S. Mosher, C. Frohlich, C. S. Duncan, G. Karner, D. Ramsay, and J.-F. Lebrun, Neotectonics of the Macquarie Ridge complex, Australia-Pacific plate boundary, *Journal of Geophysical Research*, 105, 13457-13480, 2000.
- Perez, O.M., C. Sanz, and G. Lagos, Microseismicity, tectonics and seismic potential in southern Caribbean and northern Venezuela, *Journal of seismology* 1, 15-28, 1997.
- Pindell, J., L. Kennan, W.V. Maresh, K.-P. Stanek, G. Draper, R. Higgs, Plate-kinematics and crustal dynamics of Circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in proto-Caribbean margins. *Geological Society of America, Special Paper* 394, p. 7-52, doi: 10.1130/2005.2394(01), 2005.
- Prentice, C., P. Mann, L. Pena, and G. Burr, Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2001JB000442, 2003.
- Russo, R.M., R.C Speed, E.A. Okal, J.B Shepherd, and K.C. Rowley. Seismicity and tectonics of the southeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets. 98; 8, 14299-14319, 1993.
- Russo, R.M., and R.C. Speed, Oblique collision and tectonic wedging of the South American continent and Caribbean terranes. *Geology* 20; 5, Geological Society of America (GSA). Boulder, CO, United States. 447-450, 1992.
- Rutledge, A.K., and D.S. Leonard, Role of multibeam sonar in oil and gas exploration and development. *Offshore Technology Conference* 12956, 12 p., 2001.
- Saleh J., Edwards K., Barbate J., Balkaransingh S., Grant D., Weber J., and Leong T., On some improvements in the geodetic framework of Trinidad and Tobago. *Survey Reviews*, 37, 294, 604-625, 2004.
- Speed, R.C., R. Russo; J. Weber, K.C. Rowley, P. Robertson, and K. Burke, Evolution of southern Caribbean Plate boundary, vicinity of Trinidad and Tobago; discussion and reply. *AAPG Bulletin*. 75; 11, 1789-1796, 1991.
- Speed, R.C, and P.L Smith-Horowitz. The Tobago Terrane. *International Geology Review*. 40, 9, Winston and Son. Silver Spring, MD, United States., 805-830, 1998.
- Sullivan, S., L.J. Wood, and P. Mann, Distribution, nature and origin of mobile mud feature offshore Trinidad. *Memoir of the GCCSEPM*, 24, 498-513, 2004.
- Van Gestel, J. P., P. Mann, N. R. Grindlay, and J. F. Dolan, Three-phase tectonic evolution of the northern margin of Puerto Rico as inferred from an integration of seismic reflection, well, and outcrop data, *Marine Geology*, 161, 257-286, 1999.
- VanDecar, J.C., R.M. Russo, D.E. James, W.B. Ambeth, and M. Franke, Aseismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath continental South America. *Journal of Geophysical Research* 108, NO. B1, 2043. ESE, 2003.
- Weber J.C., T.H. Dixon, C. De Mets, W.B. Ambeth, P. Jansma, G. Mattioli, J. Saleh, G. Sella, R. Bilham, and O. Perez. GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*, v. 29, n°1, p. 75-78, 2000.
- Weber, J., Sinking of obducted oceanic fore-arc terrane in Caribbean-South America plate boundary zone. *Abstract of the 17th Caribbean Geological Conference*, San Juan, Puerto Rico, 2005.
- Wood, L.J., Chronostratigraphy and tectonostratigraphy of the Columbus Basin, eastern offshore Trinidad. *AAPG Bulletin*, 84, 12, 1905-1928, 2000.

FIGURES

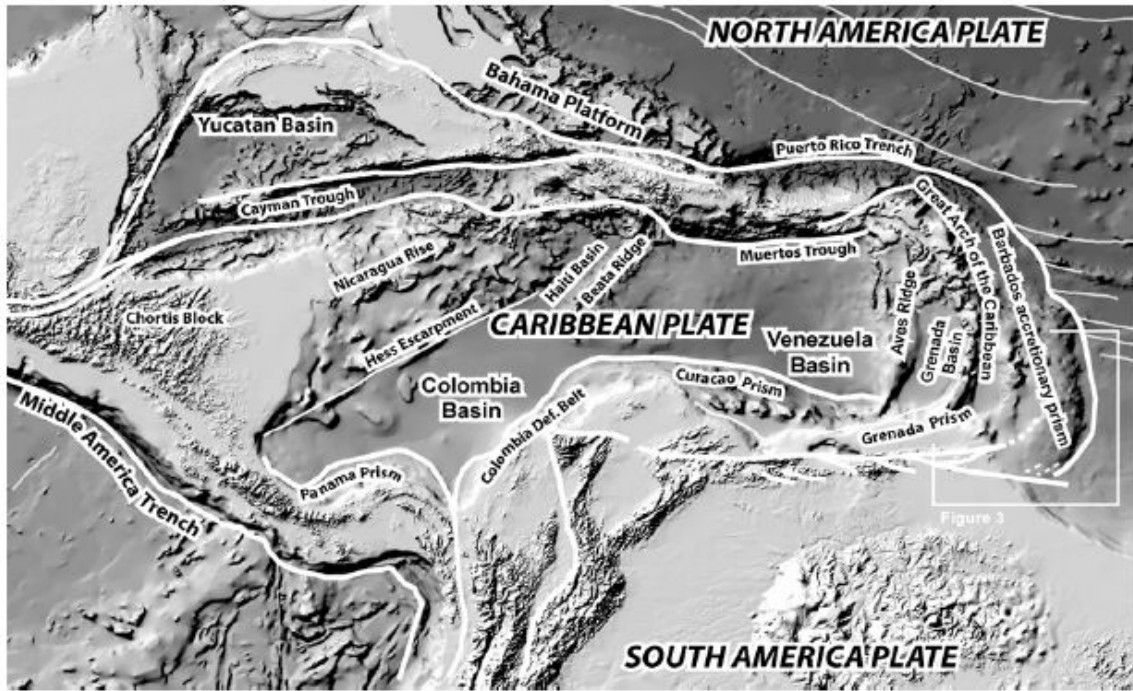


Figure 1 – Location of the studied area at the SE leading edge of the Caribbean plate.

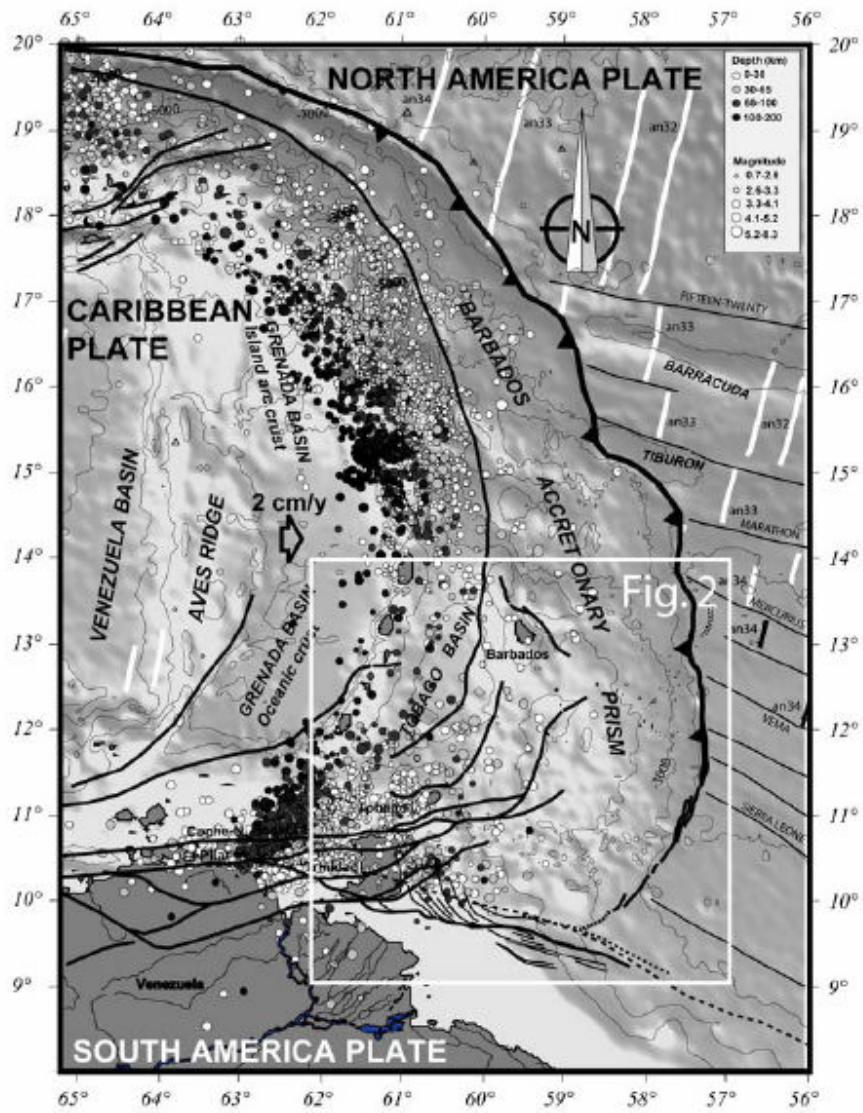


Figure 2 - Tectonic elements and distribution of the seismicity in the East Caribbean active margin.

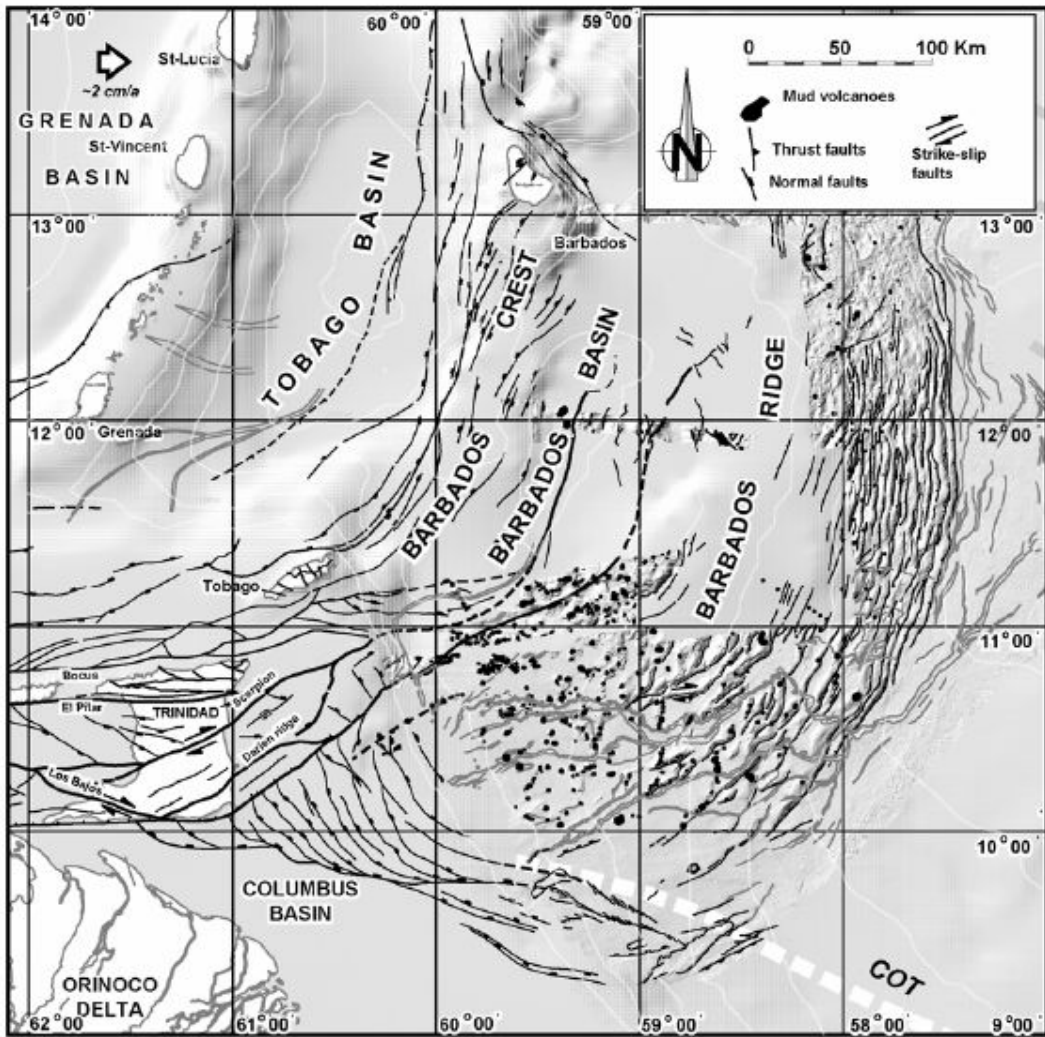


Figure 3 - Structural map of SE Caribbean (modified from Deville *et al.*, in press).

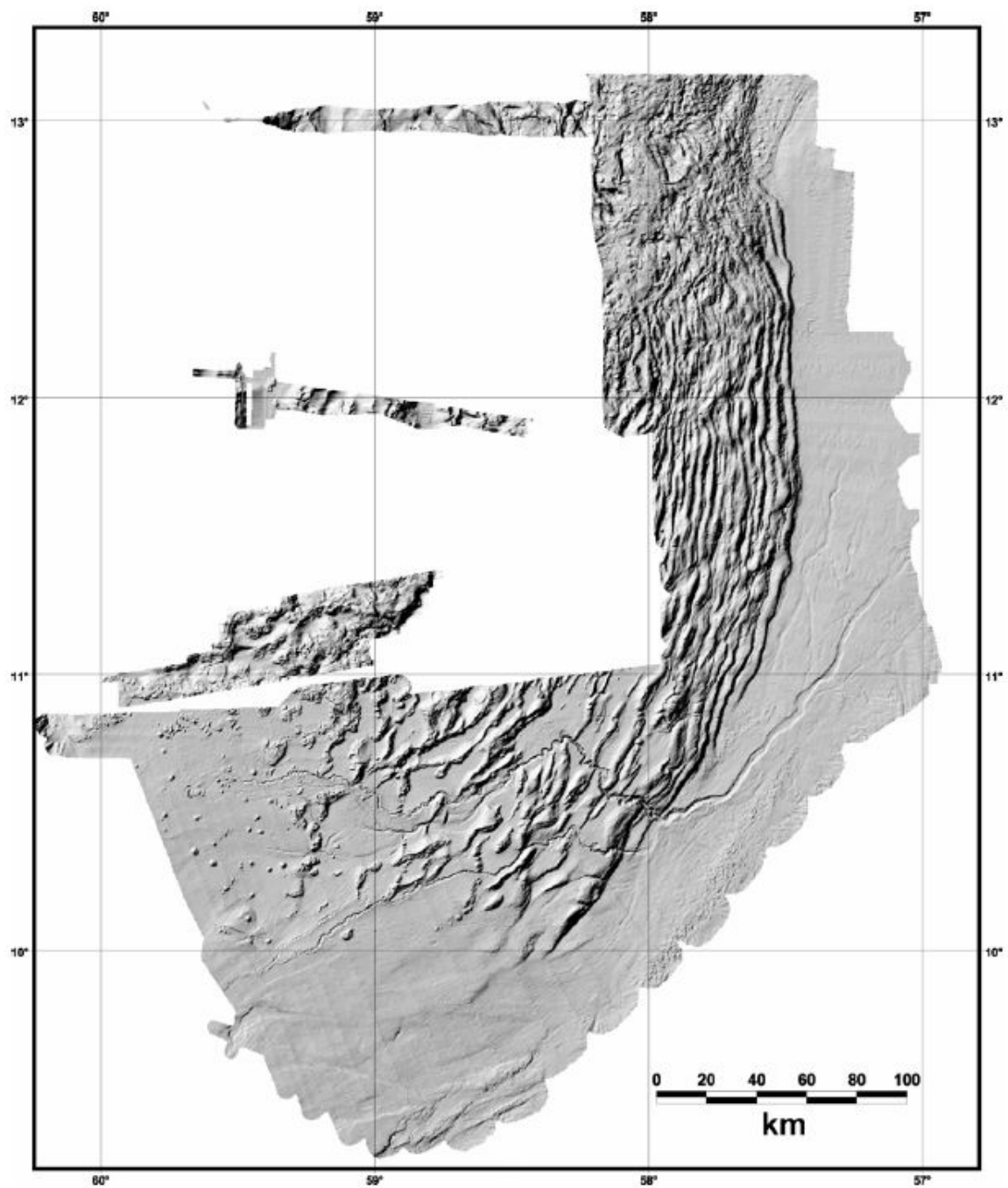


Figure 4 – Sea-floor topography of the area surveyed during the CARAMBA cruise.

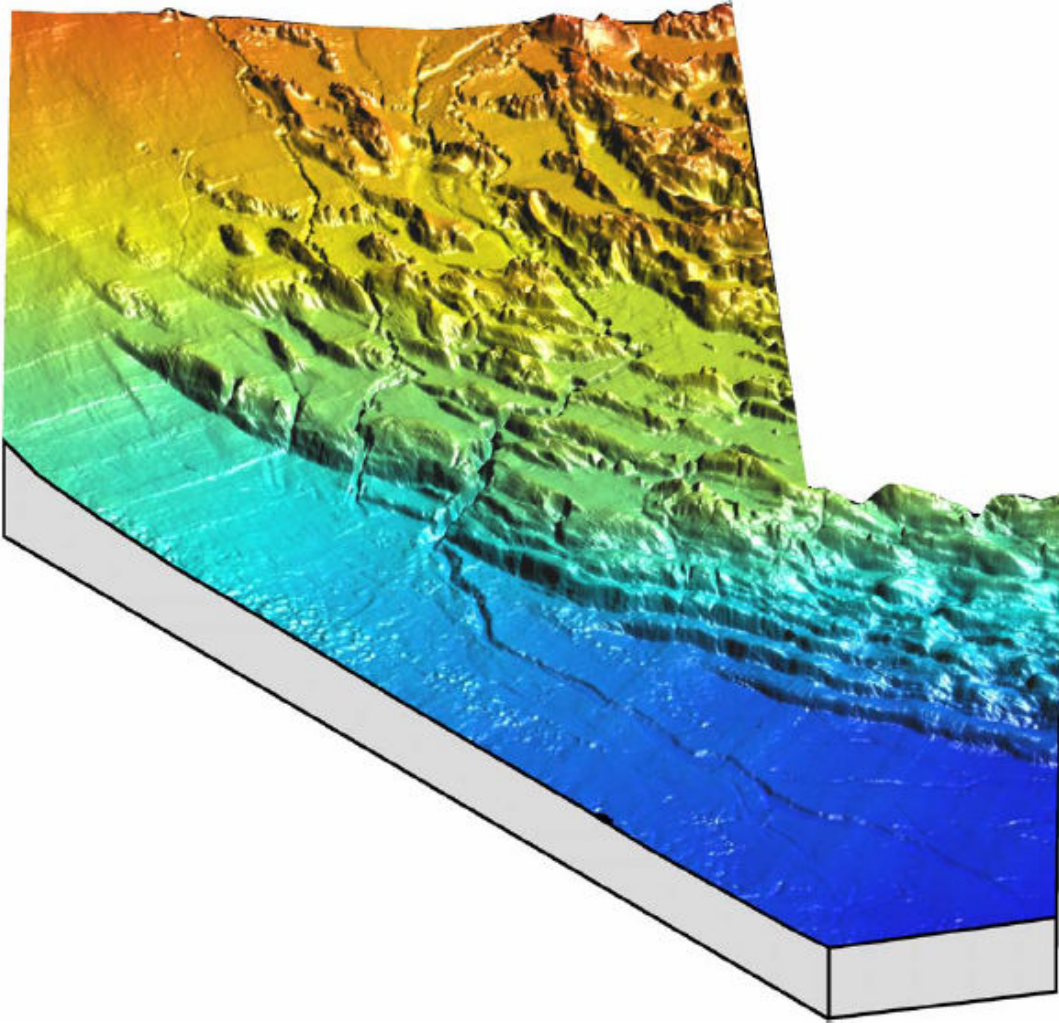


Figure 5 – Block-diagram of the southern termination of the front of the Barbados accretionary prism.

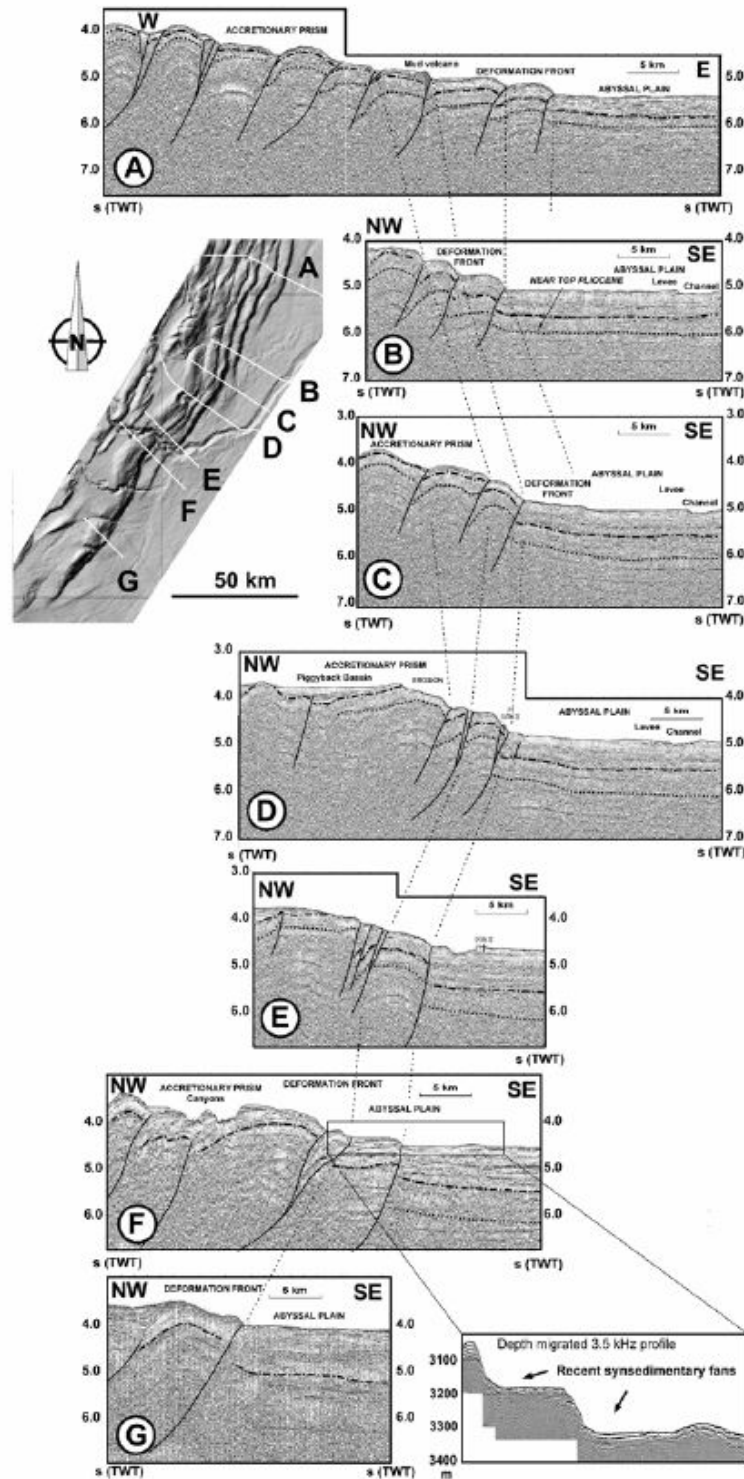


Figure 6 - The tectonic front of the southern edge of the Barbados prism. Note the en-échelon structure of the ramp anticlines and the deep-water erosion processes responsible for the development of deep canyons (up to 300 m of incision).

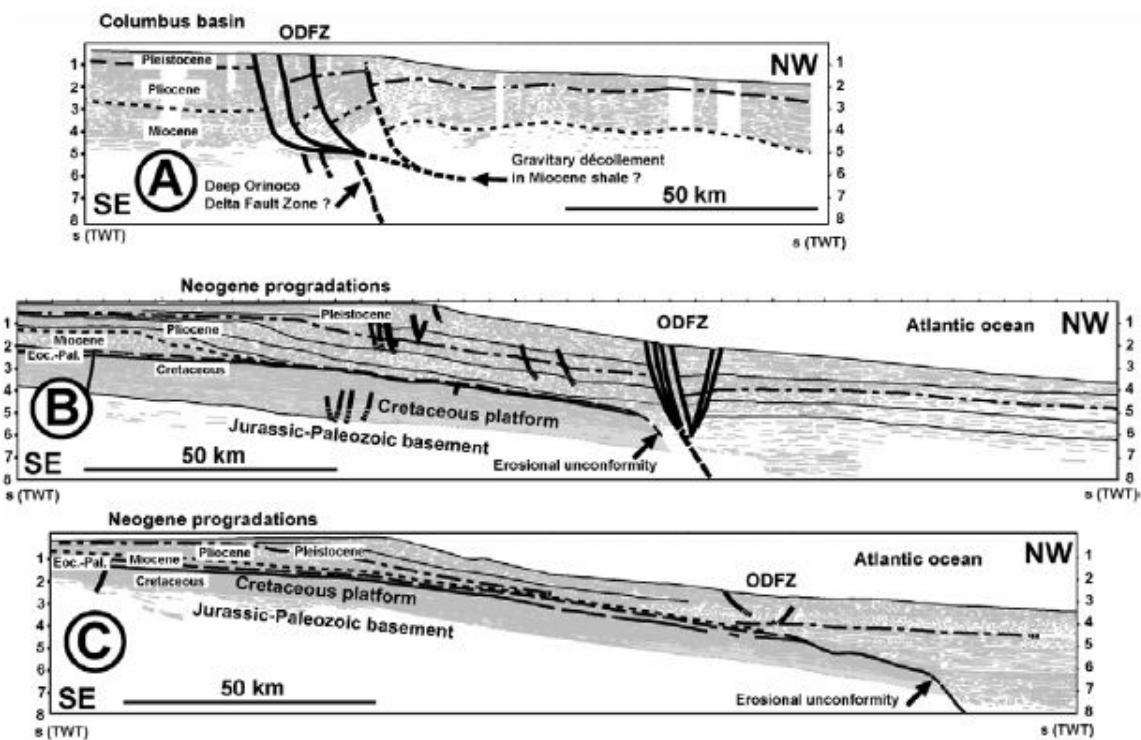


Figure 7 - Line drawings of seismic profiles in the slope of the Orinoco delta. Note the location of the ODFZ which is oblique with respect to the continental slope. This fault zone trends along the northern boundary of the Cretaceous platform (location in figure). Throws of the faults are decreasing from west to east and become nil in the Guyana margin.

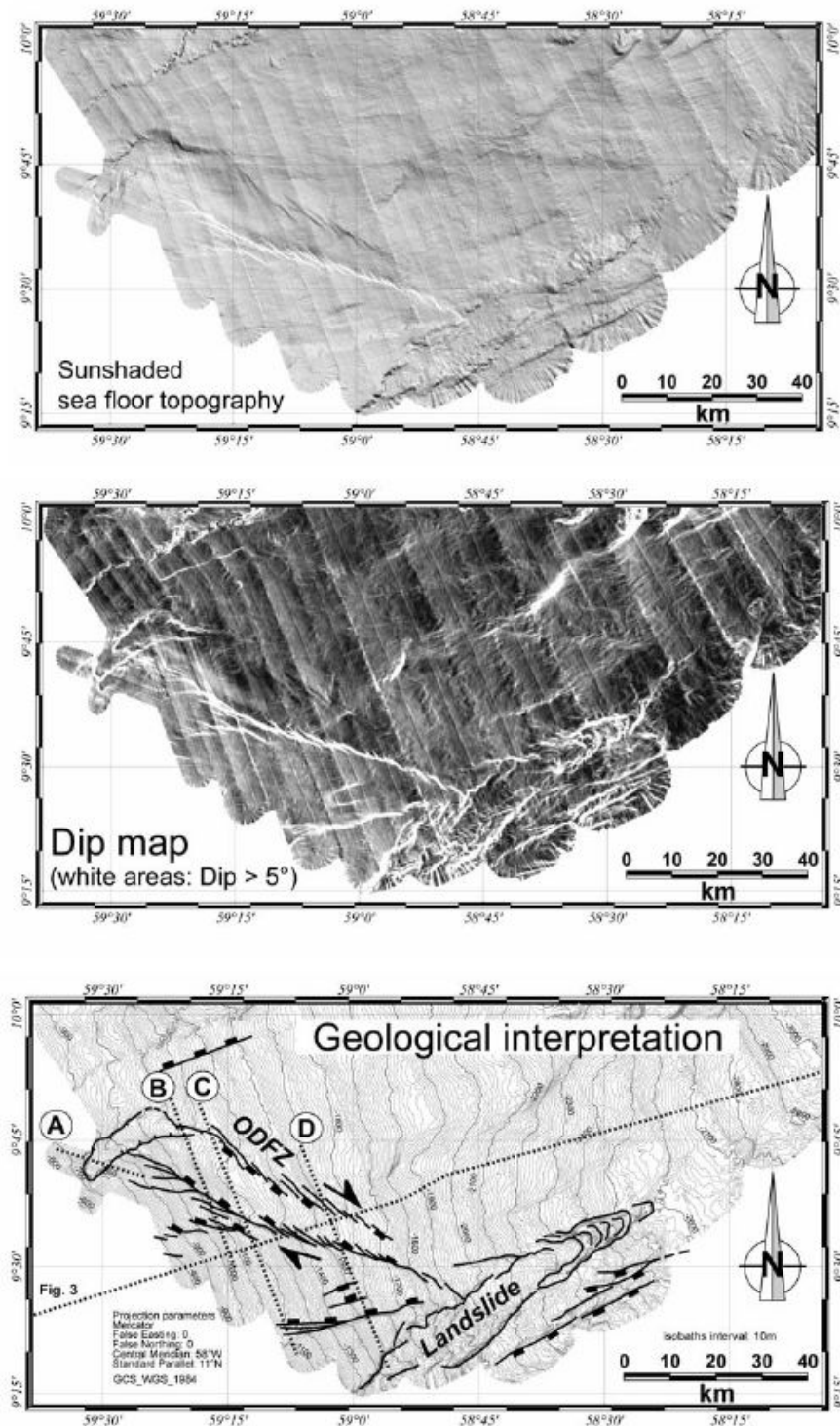


Figure 8 - Deformation of the sea floor along the ODFZ. This tectonic trend is clearly oblique with respect to the slope of the Orinoco delta. It is characterized by an active en-échelon fracture system. A, B, C, and D refer to the 3.5 kHz profiles shown in figure 5.

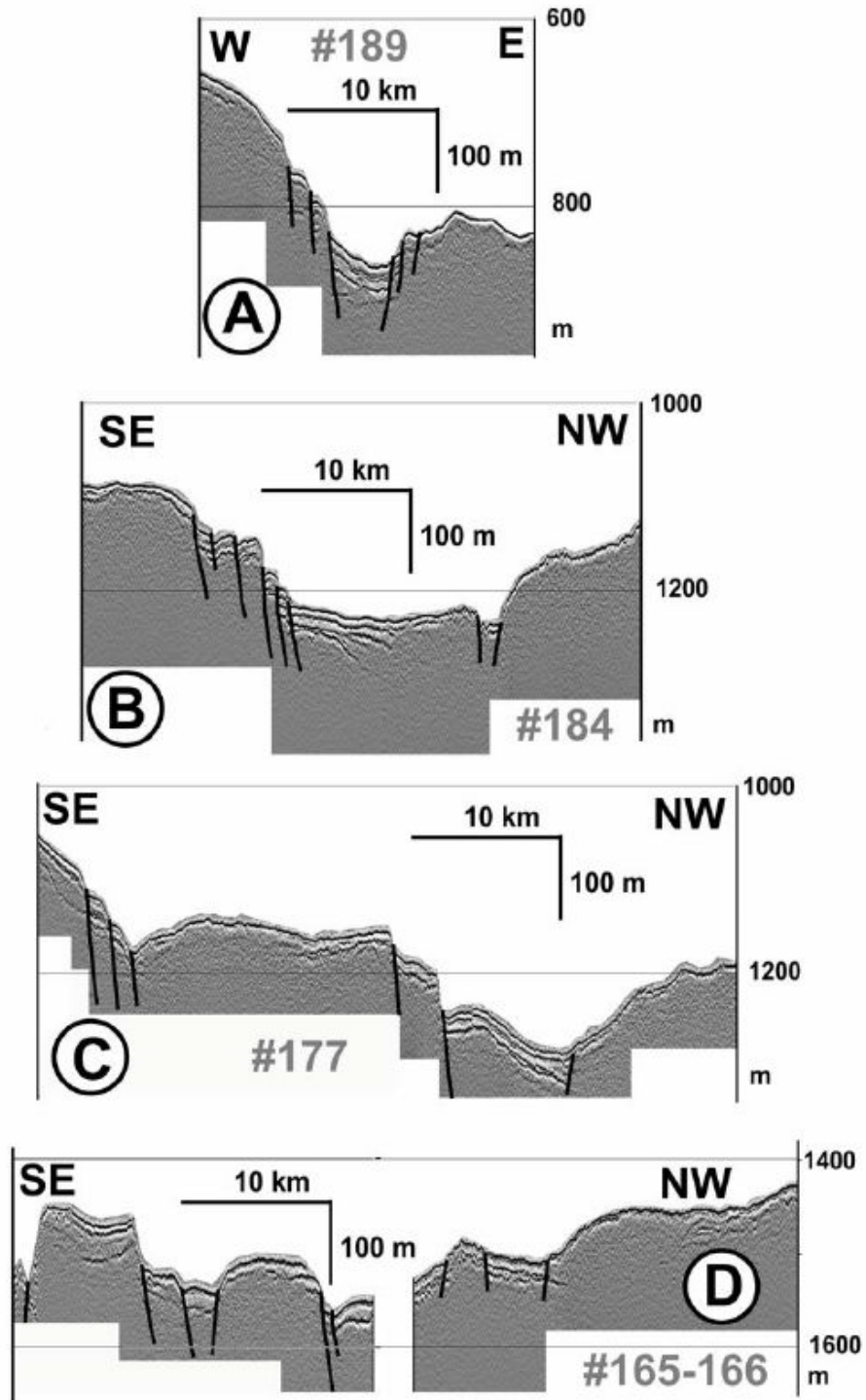


Figure 9 - Depth migrated 3.5 kHz profiles across the ODFZ showing the deformation processes and the syntectonic characters of the modern sedimentation on the Orinoco delta slope. The few tens of meters of the recent sediments are affected by a system of en-échelon faults affecting the sea-floor (see location of the profiles in figure 4).

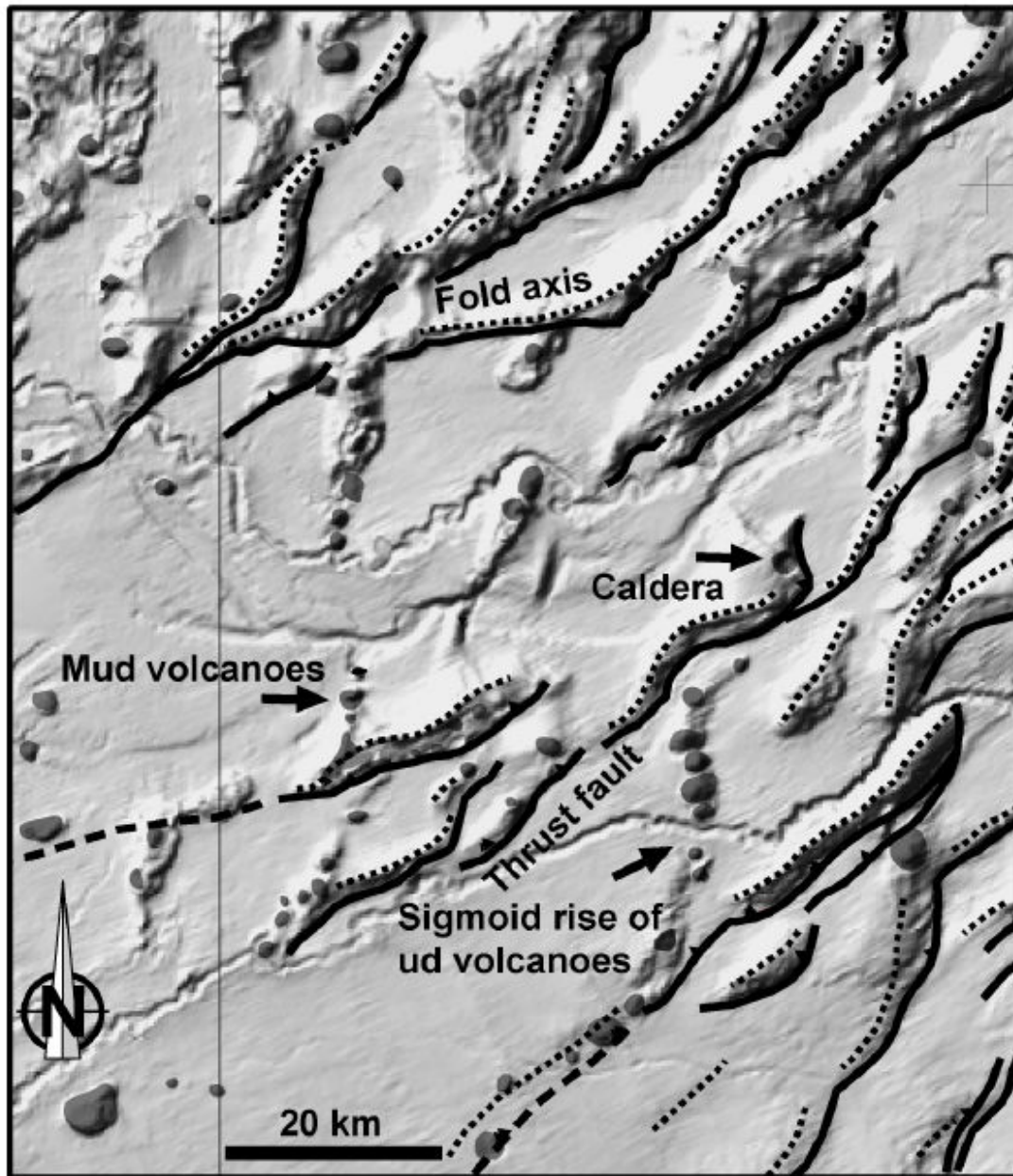


Figure 10 – Sea-floor topography map illustrating the variable orientation of the structural trends and the complex geometry of the transported syntectonic basins.

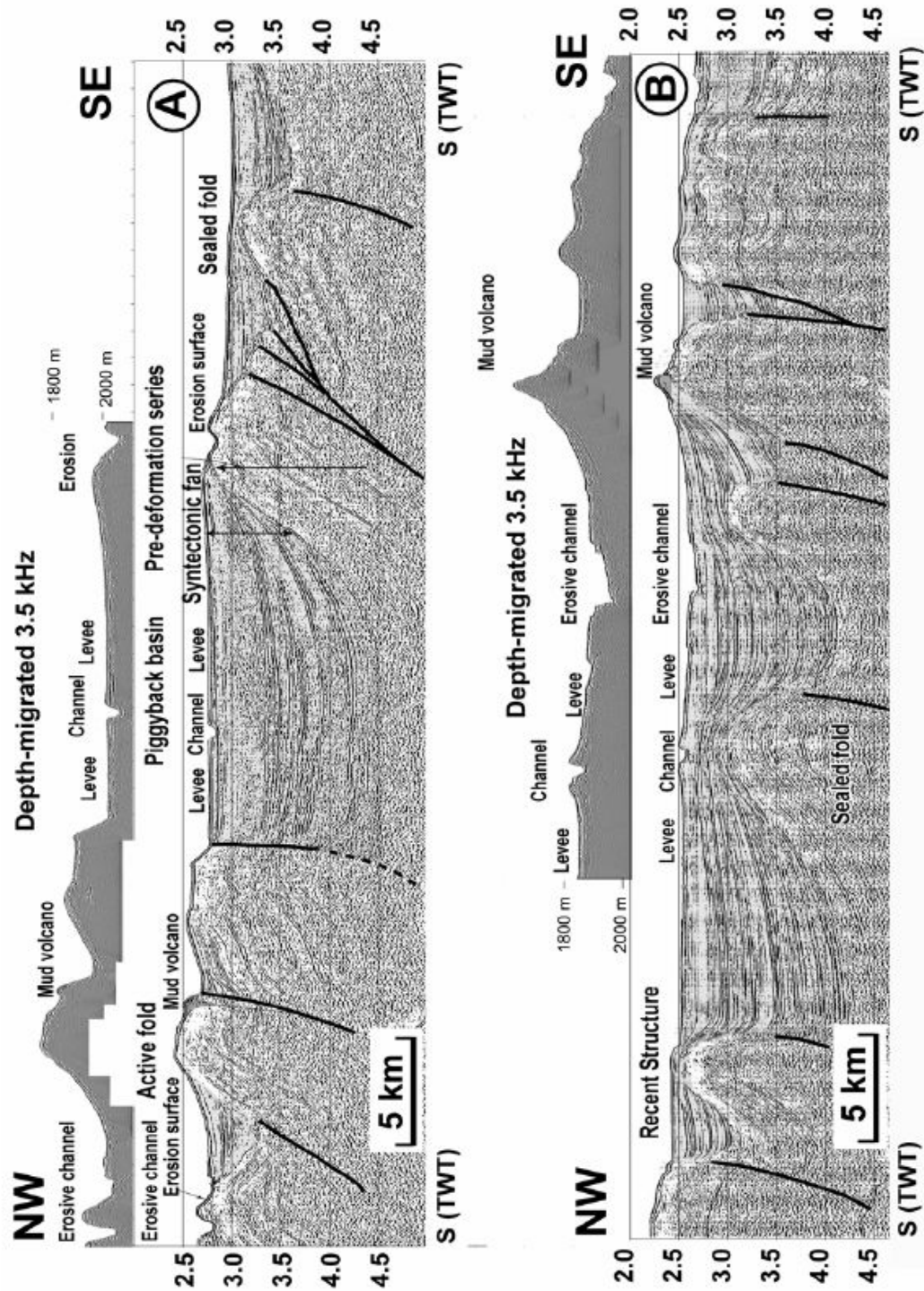


Figure 11 – Seismic lines showing the subsurface structure of transported syntectonic basins. Note the diachronism of the deformations. Some of the folds developed recently and are probably still active as illustrated by the pinch-out geometry of the syntectonic deposits, whereas some are clearly sealed by the recent turbidite deposits

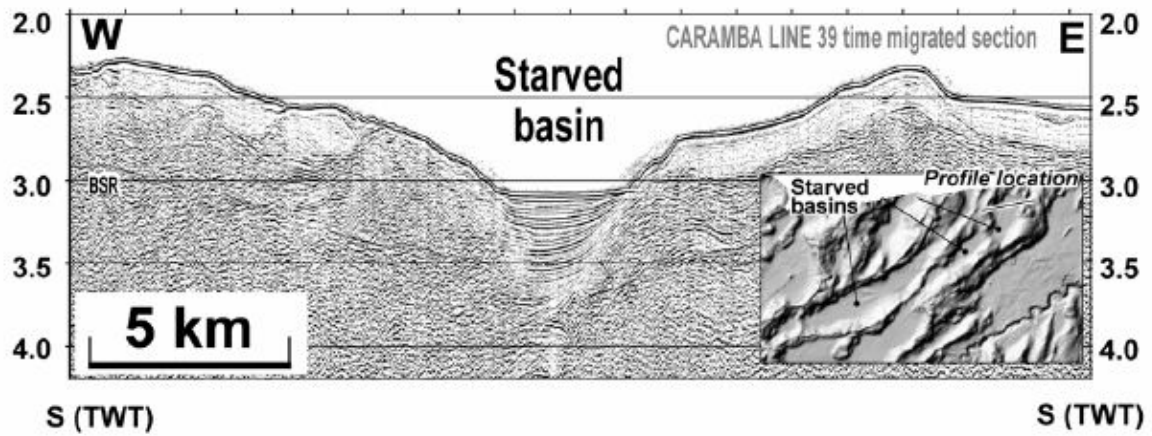


Figure 12 – A starved basin which is isolated from sedimentary supply of the recent Orinoco turbidite system.

9. PLANCHES

PLANCHE # 1

PROFILS:

VEN-29

VEN-27

VEN-26

VEN-22

VEN-23

PLANCHE # 2

PROFILS:

PROFIL 69

PROFIL 71

PROFIL 73

PROFIL 74

PROFIL 76

PROFIL 78

PROFIL 80

PROFIL 81

PROFIL 83