

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre



Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade MASTER en Géologie

Option : Géodynamique de la Lithosphère

Intitulé

**Influence des séismes sur le volcanisme de la
plaque Caraïbe**

Présenté par :

BOUCHEKIF Sihem Zoulikha

Soutenu le 26 / 06 / 2022 devant les membres du jury :

M. MAHMOUDI. M	Maitre-assistant	Université d'Oran 2	Président
M. BENDOUKHA R.	Maitre de conférences A	Université d'Oran 2	Rapporteur
M ^{me} ALLAMI.F.Z	Maitre-assistante	Université d'Oran 2	Examinatrice

Promotion : 2021-2022

Remerciements

Je remercie ALLAH qui m'a guidé, illuminé le chemin et m'a donné le courage et la persévérance durant toutes mes études.

Il m'est très agréable d'exprimer toute ma gratitude, ma reconnaissance et mes très vifs remerciements à **Mr. BENDOUKHA**, d'avoir accepté de diriger ce travail avec beaucoup de disponibilité et d'efficacité, pour son aide permanente sur tous les plans, pour les conseils et encouragements qu'il a su me prodiguer pendant toute la durée de ce mémoire.

Ma reconnaissance va à **Mr. MAHMOUDI** qui a bien voulu me faire l'honneur de présider le jury.

Mes remerciements vont aussi à **Mme. ALLAMI** d'avoir accepté d'examiner et de juger ce travail et d'apporter les critiques nécessaires.

Je tiens à saisir également cette opportunité pour remercier l'ensemble des enseignants du Département des Sciences de la Terre, en particulier ceux de la filière pétrologie pour la moindre part de connaissance qu'ils nous ont inculquée durant tout le cursus universitaire.

Mes derniers remerciements, vont à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail.

Dédicace

Je dédie ce mémoire à mes chers parents qui ont été toujours à mes côtés et m'ont toujours soutenu tout au long de ces années d'études. En signe de reconnaissance, qu'ils trouvent ici, l'expression de ma profonde gratitude pour tout ce qu'ils ont consenti d'efforts et de moyens pour me voir réussir dans mes études.

C'est un moment de plaisir de dédier ce travail aussi

A ma chère sœur, en signe d'amour et de gratitude pour son soutien et ses sacrifices dont elle a toujours fait preuve à mon égard,

A ma famille, mes proches et à ceux qui me donnent de l'amour et du courage,

A tous mes collègues de promotion,

A tous mes enseignants qui sont la source de mon savoir.

Tables des matières

Dédicace	
Remerciements	
Liste des figures	
Liste des tableaux	

Introduction générale

Introduction.....	1
Objectif du travail	2

Chapitre I : Généralités

I. Plateaux océaniques.....	3
Origine des magmas des plateaux océaniques	4
II. La plaque Caraïbe.....	8
1. Situation géographique.....	8
2. Cadre géologique et structural.....	9
III. Historique et formation de la plaque Caraïbe	11
1) Modèle Pacifique.....	12
2) Modèle In Situ.....	14

Chapitre II : Pétrologie des Caraïbes

I. Structure générale des Caraïbes.....	16
1) Age de mise en place.....	16
2) Nature des roches.....	16
3) Epaisseurs crustales	18
II. Signature géochimique des basaltes du plateau caraïbe	19

Chapitre III

Activité sismique de la plaque Caraïbe

I. Généralités sur les séismes.....	23
1) Caractérisation de la source sismique	23
• Hypocentre.....	24
• Epicentre.....	24
• Magnitude.....	24
• Intensité.....	26
• Mécanisme au foyer.....	27
2) Les ondes sismiques : caractérisation et propagation.....	29
II. Sismicité de la plaque Caraïbe	31
1) Sismicité superficielle.....	31
2) Sismicité profonde et intermédiaire.....	34
III. Mécanisme au foyer des séismes de la plaque Caraïbe.....	35

Chapitre IV

Volcanisme et géodynamique : Cas des Petites Antilles

I. Géodynamique des Petites Antilles.....	38
II. Volcanisme des Petites Antilles	39
III. Sismicité.....	42
1) Notions sur la zone sismogène et le couplage sismique.....	42
2) La sismicité des Petites Antilles	43
A. Les séismes volcaniques	45
B. Les séismes de subduction	46
C. Les séismes intraplaques	47
• Caractérisation des failles a l'origine des séismes intraplaques.....	47
• Failles actives, sismicité et volcanisme.....	54

Conclusion générale57

Références bibliographiques

Liste des figures

Figure	Page
Figure 1 : Schéma des grandes provinces magmatiques mondiales montrant la répartition des principaux plateaux océaniques. D'après Coffin et al.(2006).....	4
Figure 2 : Diagramme multiélémentaire de laves basaltiques des contextes intraplaques océaniques (plateaux océaniques et points chauds). Abréviations comme en tableau I-1 ; normalisation au manteau primitif (Juteau., T. & Maury., R. 2012).....	6
Figure 3 : Composition comparée des roches magmatiques du plateau caraïbe et d'autres plateaux océaniques. D'après Kerr et al.(1997).....	7
Figure 4 : Unités morphologiques et limites de la Plaque Caraïbe (modifiée d'après Gstalter, 1986).....	9
Figure 5 : Carte structurale simplifiée du domaine Caraïbe, modifiée d'après Mascle et al., 1985.	11
Figure 6-a : Evolution de la plaque caraïbe : Hypothèse d'une origine pacifique. <i>Modifiée d'après Pindell et Kennan,2001</i>	13
Figure 6-b : Evolution de la plaque caraïbe : Hypothèse d'une origine intra-Amérique <i>Modifiée d'après Pindell et Kennan,2001</i>	15
Figure 7 : Structure hypothétique de la croûte du plateau caraïbe. D'après Kerr et al. (1997)..	17
Figure 8 : La grande province magmatique créacé d'Amérique centrale, incluant les restes du plateau caraïbe. D'après Kerr et al. (1997).....	18
Figure 9-1 : ϵNd initiaux en fonction du rapport $147 Sm/144 Nd$ pour l'ensemble des échantillons du plateau Caraïbe. Pour comparaison figurent aussi des données sur le point chaud des Galápagos (White et al., 1993) les MORB et les OIB Pacifiques. Source des données : MORB (Cohen & O'Nions 1982., White et al., 1987) ; OIB : (Duncan et al., 1986 ; Dupuy et al.,1986 ; Palaez & Saunders, 1986 ; Devey et al., 1990).....	19
Figure 9-2 et 9-2 bis : ϵNd initiaux en fonction du rapport $87 Sr/86 Sr$ mesuré pour l'ensemble des échantillons du plateau Caraïbe. Les symboles et la source des données de la littérature sont identiques à la figure 9-1. Les grandes tendances observées dans les échantillons des Caraïbes sont représentées dans la figure 9-2 bis. (Révillon.,S.1990).....	20
Figure 10 : Séismicité dans la région de la plaque Caraïbe (Sykes et al., 1982).....	23
Figure 11 : Angles définissant le mécanisme au foyer. (Aki & Richard, 1980).....	28
Figure 12 : Représentation des différentes ondes sismiques. [En ligne].....	30

- Figure 13 :** Cartes de la sismicité profonde et intermédiaire (A) et de la sismicité superficielle (B) d'après Frankel et al. (1980). Le cadre de droite représente les coupes topographiques et la sismicité verticale associée de la fosse de Los Muertos (Schell & Tarr, 1978; A) et de la fosse de Puerto Rico aux Iles Vierges (B)..... 32
- Figure 14 :** (Mann et al.,1995) : Séismes de profondeur inférieure à 50 km et les structures majeures de limites de plaques dans la limite plaque Amérique du Nord-plaque Caraïbe.....32
- Figure 15 :** (Mann et al., 1995) : (A) Contexte tectonique et sismicité (1963-1992, $M > 4.5$) de la limite Nord de la plaque Caraïbe. (B) Zones de ruptures estimées des séismes historiques du domaine Nord Caraïbe. (C) Nombre de terrasses marines quaternaires et zones d'élévation topographique de l'île d'Hispaniola, supérieure à 2 km (Haïti et République Dominicaine).....33
- Figure 16 :** (Pennington, 1981) : A) Sismicité superficielle (< 80 km) dans la région Nord-Ouest de l'Amérique du Sud et de Panama. B) Sismicité intermédiaire du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud. C) Plans de Bénihoff du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud..... 34
- Figure 17 :** Carte de la distribution des mécanismes aux foyers et axes P (Leroy S. 1995)...36
- Figure 18 :** Morphologie de l'est de la plaque caraïbe. En rouge, il s'agit de l'arc interne actif ; en rouge pointillé, de l'arc externe inactif ; en pointillé noir, la limite entre le prisme d'accrétion et le domaine avant-arc (Bangs et al., 1990; Ten Brink et al., 2004; Laigle et al., 2013; Laurencin et al., 2017) ; en blanc autour des îles, les plateformes carbonatées ; les flèches noires, la direction de convergence (DeMets et al., 2000). CAR : plaque caraïbe, NAP : plaque Amérique du Nord, SAP : plaque Amérique du Sud..... 39
- Figure 19 :** Carte des mécanismes au foyer du Nord des Petites Antilles, les données proviennent du catalogue Global CMT sur une période allant de 1976 à 2014 pour une magnitude supérieure à 3. La taille des symboles est proportionnelle à la magnitude et la couleur à la profondeur de l'hypocentre (Muriel, 2014)..... 44
- Figure 20 :** Failles normales actives de l'archipel de Guadeloupe (Feuillet et al.,2001).....50
- Figure 21 :** Vues de terrain des failles normales principales de l'archipel de Guadeloupe (localisation sur les figures 20 et 22) (Feuillet et al.,2001).....51
- Figure 22 :** Carte tectonique et mesures microtectoniques de la région sud-ouest de Basse-Terre (Feuillet, 2000)..... 52

Liste des tableaux

Tableau	Page
Tableau 1 : Analyses de laves basaltiques des contextes intraplaque océanique (plateaux océaniques et points chauds). (Juteau., T. & Maury., R. 2012).....	6
Tableau 2 : Dates des éruptions magmatiques et phréatiques les plus récentes pour quelques-uns des volcans actifs des Petites Antilles. (Source : Lindsay et al., 2005).....	42
Tableau 3 : Caractéristiques des sources sismiques les plus récentes pour les différents types d'évènements observables dans l'arc des Petites Antilles (Mendy,2008).....	47

INTRODUCTION GENERALE

La plaque Caraïbe est un fragment lithosphérique enchâssé entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud. Elle est bordée à l'Est et à l'Ouest par deux subductions actives, respectivement la subduction de la lithosphère océanique atlantique à l'Est et la subduction de la lithosphère océanique pacifique à l'Ouest (plaques Cocos et Nazca). Sa limite méridionale est une zone décrochante complexe à tendance dextre et sa limite septentrionale est pour l'essentiel un vaste système décrochant sénestre.

Cette plaque connaît une activité sismique et volcanique importante répertoriée depuis plusieurs siècles. Elle constitue donc un vaste chantier de recherches géologiques et géophysiques.

En effet, plusieurs thématiques co-existent et plusieurs grands événements se sont succédés : frontières de plaques coulissantes, subduction frontale ou oblique, mise en place de la plaque, extension, compression, marges transformantes...etc. Bien comprendre le fonctionnement de cette plaque est donc un enjeu crucial.

Par la présente étude, nous aborderons ces différents thèmes en concentrant notre travail, d'une part sur la connaissance de la tectonique et de la sismicité des caraïbes et d'autre part sur l'activité volcanique de cette plaque, essayons par la suite de mettre en évidence la relation entre faille active, sismicité et volcanisme et d'expliquer comment la déformation active contrôle la localisation de ce dernier en prenons comme exemple le cas des Petites Antilles.

Ce manuscrit s'organise en quatre chapitres :

Le Chapitre I fera l'état des connaissances sur les plateaux océaniques et présente la zone d'étude dans son contexte géographique et géologique ainsi que l'origine de sa formation.

Le Chapitre II présente la structure et la nature lithosphérique de la plaque Caraïbe dans son ensemble et révèle la signature géochimique des basaltes de cette plaque.

Le Chapitre III fera d'abord un rappel des connaissances sur les séismes et leurs caractéristiques passant ensuite à la description des séismes répertoriés dans la plaque Caraïbe et leur origine.

Le Chapitre IV permet de caractériser le contexte géodynamique et sismotectonique de l'arc des Petites Antilles, étape primordiale et nécessaire pour mettre en évidence la relation entre l'activité sismique et le volcanisme de la plaque Caraïbe.

OBJECTIFS DE L'ETUDE

L'objectif global du présent mémoire vise à :

- Etudier les mécanismes de formation de la plaque Caraïbe, son déplacement vers l'est et les déformations qui en résultent.
- A partir des données de sismicité rassemblées par Leroy 1995, présenter les séismes répertoriés dans la région d'étude et définir leur origine.
- Enfin, à partir de l'étude géodynamique et sismotectonique des Petites Antilles, définir la relation entre failles actives, sismicité et volcanisme.

CHAPITRE I: GENERALITES

I. Plateaux océaniques

Au cours des trente dernières années, les progrès des recherches océanographiques ont permis de mettre en évidence l'existence de vastes provinces magmatiques immergées équivalentes des trapps : ce sont les **plateaux océaniques**, dont la distribution est indiquée en **Fig.1**

Le terme de plateaux océaniques a été introduit par Kroenke en 1974 après la découverte d'une large portion de croûte océanique surepaissie (>30km) dans le Pacifique Ouest sous le nom de plateaux d'Ontong-Java.

Depuis, de nombreux plateaux océaniques ont été découverts et sont rassemblés avec les trapps continentaux sous le terme de Province Volcanique Géante (LIP en anglais).

Ces plateaux ont des dimensions et des volumes encore supérieurs à ceux des trapps : 2.10^6 km^2 et 6.10^7 km^3 pour le plateau d'Ontong Java, 2.10^6 km^2 et 2.10^7 km^3 pour le plateau des Kerguelen, $800\,000 \text{ km}^2$ pour le plateau caraïbe avant sa dispersion, $650\,000 \text{ km}^2$ pour le plateau de Manihiki...

Comme les trapps, les plateaux océaniques se caractérisent par une *mise en place très rapide* : 4,5 Ma pour le plateau de Kerguelen, et moins de 5 Ma pour le plateau d'Ontong Java, ce qui implique dans ce dernier cas la production de 12 à 15 km^3 de magma par an, c'est-à-dire presque autant que celle de l'ensemble des dorsales mondiales (16 à 26 km^3 / an depuis le Jurassique supérieur).

A la différence des trapps continentaux, *les grands plateaux océaniques se sont formés de façon quasi contemporaine, au Crétacé inférieur* : à 127-131 Ma dans le cas de Nauru, 118-124 Ma pour Ontong Java, 110-114 Ma dans le cas des Kerguelen, 107-111 Ma dans celui de Manihiki et pour le début de l'activité du plateau caraïbe. Un véritable paroxysme volcanique à l'échelle mondiale s'est donc produit au Crétacé inférieur (Floyd, 1989 ; Coffin et Eldhom, 1993 ; Coffin et al., 2006).

Les plateaux océaniques constituent des reliefs qui dominent les plaines abyssales environnantes de 2500 à 3500 m (d'où leur nom). Ceci ne donne bien sûr qu'une estimation minimale de leur épaisseur, en raison de la subsidence locale de la croûte océanique due à leur surcharge : les études sismiques montrent à leur niveau des épaisseurs crustales de l'ordre de

20 km, soit plus du double de l'épaisseur normale de la croûte océanique. Ils ne présentent souvent qu'une faible différence d'âge avec leur substratum : 20 Ma dans le cas de Nauru, 5 à 15 Ma dans ceux d'Ontong Java et de Manihiki. *Ils sont donc apparus sur une lithosphère océanique jeune, à proximité d'une dorsale active.*

Enfin, après l'édification des plateaux proprement dits, nombre d'entre eux ont été le siège d'une activité volcanique plus tardive, peut-être de type point chaud ; celle-ci a duré jusqu'aux environs de 112 Ma au niveau d'Ontong Java, 90 Ma à celui du plateau caraïbe, 75 Ma à Nauru, et s'est poursuivi jusqu'au Quaternaire aux Kerguelen.

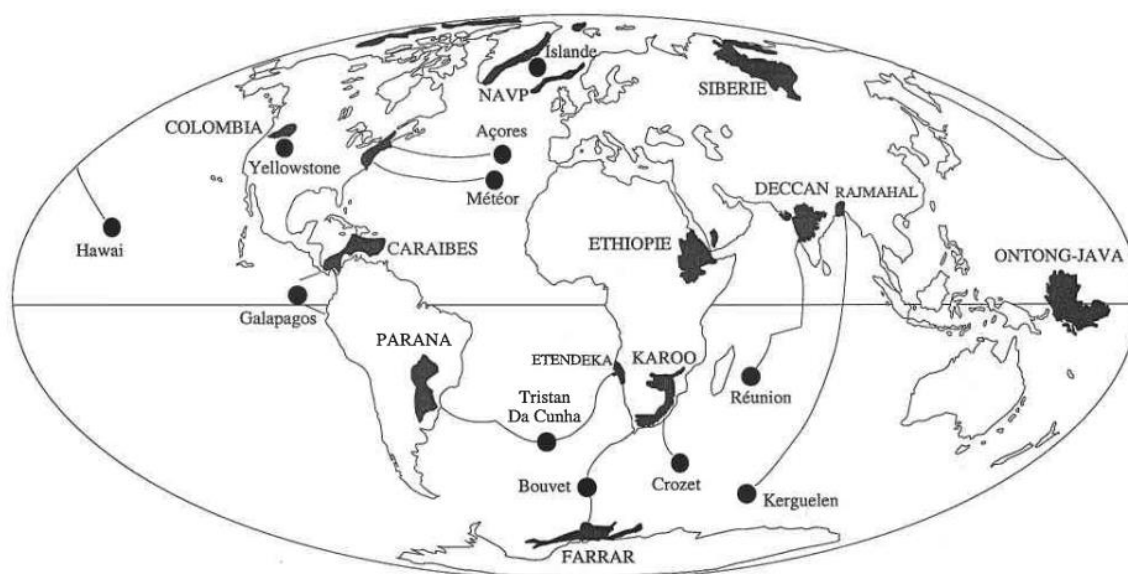


Fig.1: Schéma des grandes provinces magmatiques mondiales montrant la répartition des principaux plateaux océaniques. D'après Coffin et al.(2006).

Origine des magmas des plateaux océaniques

Les basaltes des plateaux océaniques (OPB) présentent de nombreux caractères communs avec les MORB-N. Ils diffèrent cependant de ces derniers par :

- la fréquence des magmas très magnésiens (picrites, komatiites de la Gorgone) ;
- leur enrichissement relatif en Rb, Ba, K, Th, terres rares légères, Nb, Ta et Ti (**Tab.1, Fig.2**) ; et surtout
- par leurs rapports $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ plus élevés et $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ plus bas, qui les rapprochent nettement des OIB (**Fig.3**).

Les OPB sont cependant beaucoup plus hétérogènes que les MORB. Si leurs compositions moyennes à l'échelle des différents plateaux correspondent souvent à des spectres multi élémentaires plats (**Fig.3, haut**), on observe dans la plupart des cas deux groupes de compositions : des basaltes, picritiques ou non, appauvris en éléments les plus incompatibles, en position stratigraphique inférieure ; et, les surmontant, des basaltes et picrites enrichis a signature OIB très nette.

Les basaltes appauvris et les komatitites de la Gorgone dérivent indéniablement de sources très proches de celles des MORB-N du point de vue isotopique (**Fig.3, bas**).

Les teneurs en MgO des *liquides primitifs* picritiques et komatiitiques sont de 16% à 18%, ce qui implique des taux de fusion de 25% à 30% du manteau (Kerr et al., 1996).

De tels taux requièrent, sous des pressions de 4 à 5 GPa, des températures de 1600°C, soit 200 à 300°C de plus que les températures (1250-1400°C) habituellement prises en compte pour le manteau supérieur asthénosphérique (Herzberg et al., 2007).

La combinaison des deux types de contraintes : températures exceptionnellement élevées d'une part, et signatures géochimiques hétérogènes, tantôt enrichies et tantôt appauvris d'autre part, conduit à considérer l'origine des magmas des plateaux océaniques comme *liée à des structures mantelliques d'origine profonde, de type panache-point chaud*.

Le contexte géotectonique intraplaque de la mise en place des plateaux océaniques est bien sur compatible avec cette hypothèse, qui est également proposée pour expliquer l'origine de leurs équivalents continentaux, les trapps (Juteau., T. & Maury., R. 2012).

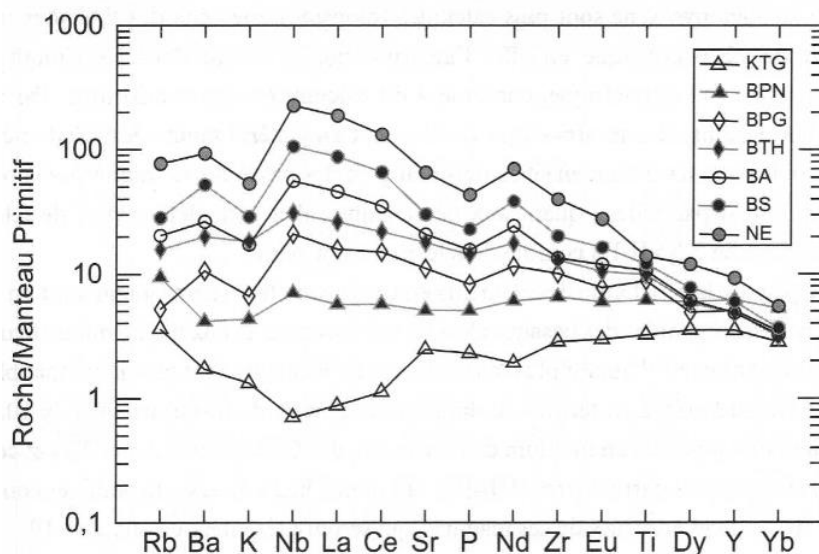


Fig.2 : Diagramme multiélémentaire de laves basaltiques des contextes intraplaques océaniques (plateaux océaniques et points chauds). Abréviations comme en tableau I-1 ; normalisation au manteau primitif. (Juteau., T. & Maury., R. 2012).

Type	KTG	BPN	BPG	BTH	BA	BS	NE
SiO ₂	47.10	49.87	49.81	48.80	46.00	42.80	40.50
TiO ₂	0.70	1.33	1.91	2.14	2.30	2.60	3.00
Al ₂ O ₃	11.84	13.88	13.47	15.48	12.00	11.40	12.55
Fe ₂ O ₃	12.71	13.39	11.31	10.92	12.60	14.10	15.90
MnO	0.18	0.20	0.18	0.15	0.18	0.21	0.29
MgO	18.04	6.80	8.80	6.79	8.90	10.55	8.02
CaO	9.67	10.52	10.59	12.45	13.80	12.30	9.80
Na ₂ O	0.84	3.51	3.55	2.25	2.30	3.40	6.52
K ₂ O	0.04	0.13	0.20	0.55	0.52	0.87	1.61
P ₂ O ₅	0.005	0.11	0.18	0.31	0.34	0.50	0.94
P.Feu	2.81	1.25	1.89	0.73	1.06	0.87	0.73
Total	101.18	100.99	99.99	100.60	100.00	99.60	99.86
Rb	2.3	6	3.3	10	13	18	49
Ba	12	29	74	140	185	365	650
Nb	0.5	5	15	22	40	75	161
La	0.6	3.9	10.9	18	31.5	60	129
Ce	2	10.1	26.6	39	62	117	234
Sr	52	107	233	378	440	635	1380
Nd	2.6	8.2	15.6	24	33	52	95
Zr	32	73	113	145	150	226	445
Eu	0.5	1	1.3	1.75	2	2.75	4.65
Dy	2.6	4.4	3.6	4.3	4.5	5.7	8.8
Y	16	28	23	22	22	27	42
Er	1.6	2.8	1.95	2.1	2	2.4	3.7
Yb	1.4	2.6	1.7	1.55	1.6	1.8	2.7
Sc	24	49	41	31	38	30	16
Cr	827	119	413	315	370	560	166
Ni	684	79	167	110	136	232	128

Tab.1 : Analyses de laves basaltiques des contextes intraplaque océanique (plateaux océaniques et points chauds). (Juteau., T. & Maury., R. 2012).

KTG : komatiite de l'île de la Gorgone ; **BPN** : basalte du plateau de Nauru ; **BPG** : basalte de l'île de la Gorgone ; **BTH** : basalte tholeiitique des îles Gambier, Polynésie ; **BA**, **BS** et **NE** : basalte alcalin, basanite et néphéline de Tubai, Polynésie. Analyses ICP-AES, J.Cotten, Brest, Sauf KTG, BPG (Kerr et al., 1996) et BPN (Floyd.,1989). Fer total exprimé en Fe₂O₃.

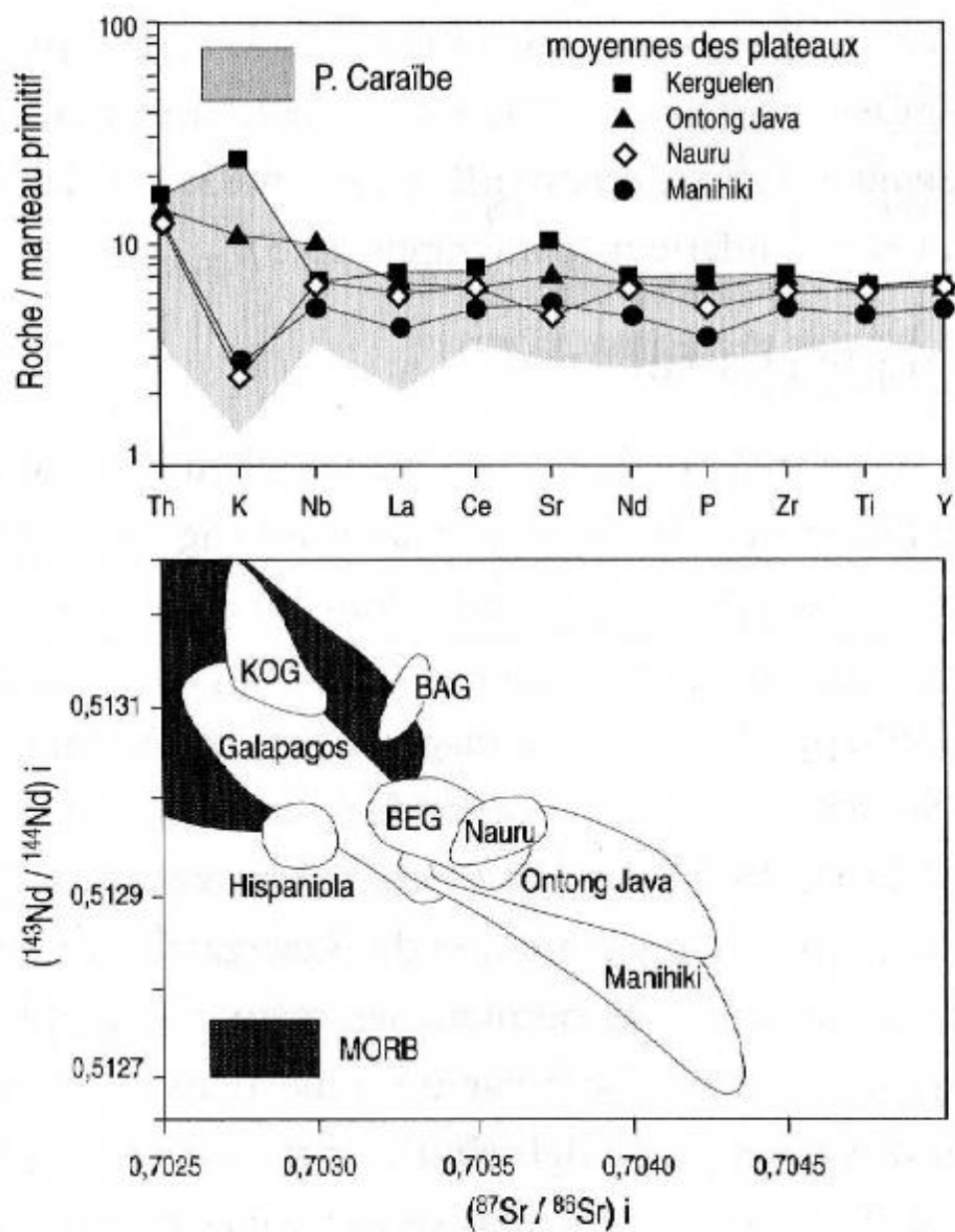


Fig.3 : Composition comparée des roches magmatiques du plateau caraïbe et d'autres plateaux océaniques. D'après Kerr et al.(1997). **KOG** : komatiites de l'île de la Gorgone ; **BAG** et **BEG**, basaltes appauvris et enrichis de cette île.

II. La plaque Caraïbe

1. Situation géographique

La plaque Caraïbe, à l'ouest de l'océan Atlantique, est localisée dans les coordonnées 60°W et 90°W et entre 10°N et 20°N. Elle couvre une surface d'environ 4×10^6 km entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud.

Elle est limitée au nord par l'Arc des Grandes Antilles qui est lui-même bordé par la fosse de Porto Rico et le fossé Muertos dans sa partie orientale et par le chenal de Cayman et sa dorsale dans la partie occidentale. Le chenal de Cayman se prolonge à l'ouest par la faille de Motagua.

Au sud, la plaque Caraïbe est délimitée par les failles El Pilar et Oca (**Fig.4**). La limite orientale correspond à la subduction vers l'ouest de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe et est marquée par l'arc des Petites Antilles, alors que la limite occidentale est quant à elle matérialisée par la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe.

La vitesse de convergence des plaques pour la période récente (2.4 Ma à aujourd'hui) a été estimée à 2 cm/an, et 4 cm/an pour la période de 8.3 à 2.4 Ma (Macdonald et Holcombe, 1978). Rosencrantz et Sclater en 1986, ont proposé une vitesse de l'ordre de 2 cm/an (Rosencrantz et Sclater, 1986; Dixon et Mao, 1997; Dixon et al., 1998; De Mets et al., 2000) pour les derniers 30 Ma et Jarrard en 1986, a estimé un taux actuel de 3.7 cm/an (Jarrard, 1986).

Plus récemment, il a été suggéré que la vitesse relative au Sud-est de la plaque Caraïbe est de l'ordre de 1.3 cm/an (Speed et al., 1993). Toutes ces estimations indiquent une vitesse de convergence relativement faible pour un système d'arc. Pour comparaison, la vitesse de convergence pour l'arc de Java est de 8.1 cm/an (Jarrard, 1986).

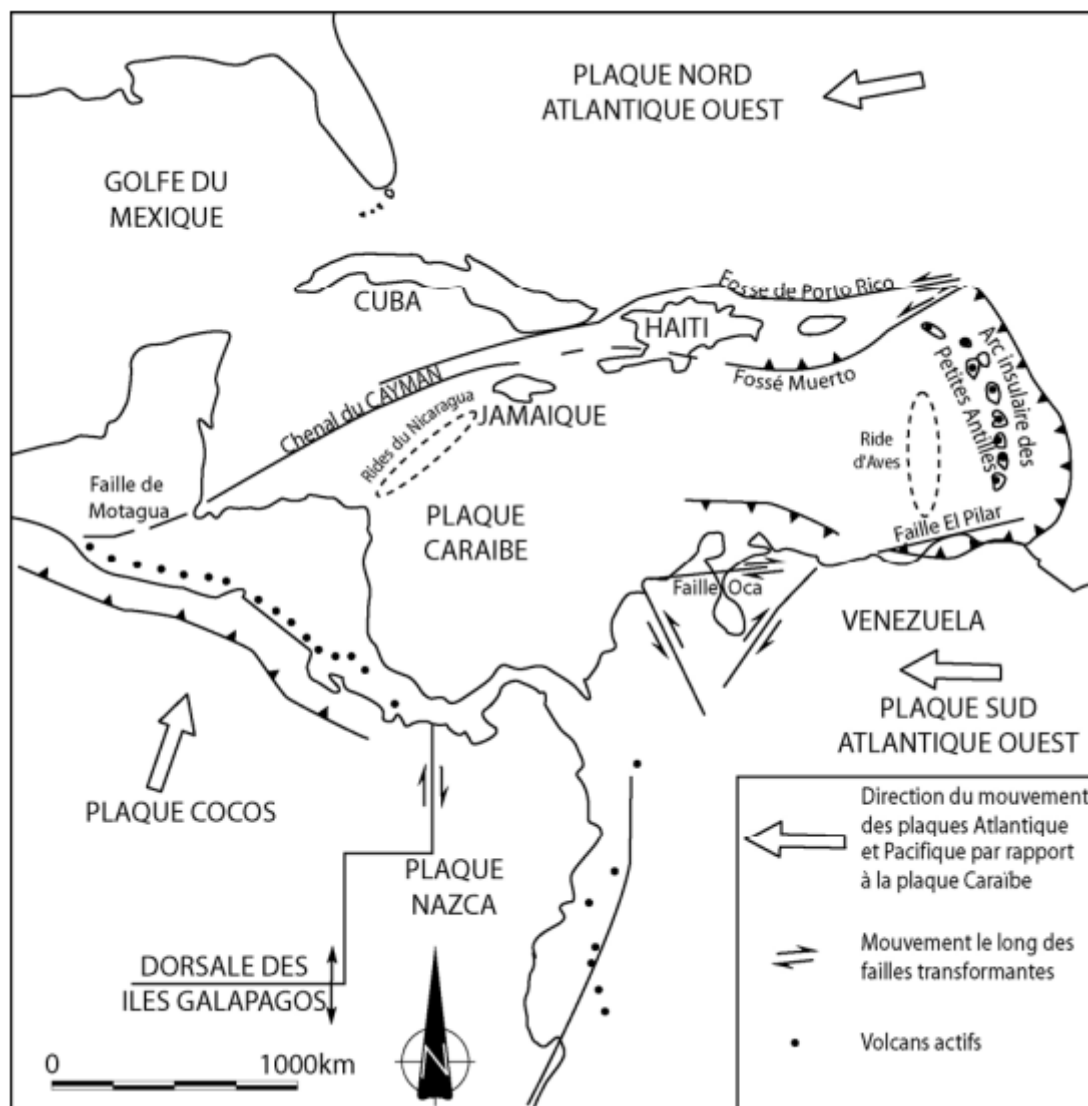


Fig.4 : Unités morphologiques et limites de la Plaque Caraïbe (modifiée d'après Gstalter, 1986).

2. Cadre géologique et structural

La morphologie du domaine Caraïbe est variée. Nous trouvons en effet d'Ouest en Est le bassin du Yucatan, la ride de Cayman, le fossé Cayman, la ride du Nicaragua, le bassin Colombien, la ride de Beata et enfin le bassin Vénézuélien. Le fossé Cayman, bassin en pull-apart ayant évolué jusqu'à la création de croûte océanique, constitue la partie Ouest de l'actuelle frontière Nord de la plaque Caraïbe.

Les pourtours de la plaque Caraïbe ont une cinématique complexe, due à la diversité des plaques qui s'y affrontent, et qui sont les plaques Amérique du Nord (NAM), Amérique du Sud (SAM), Cocos et Nazca (Fig.5).

La bordure Est de la plaque Caraïbe est caractérisée par une zone de subduction à pendage Ouest où la lithosphère océanique des plaques NAM et SAM plonge sous l'arc des Petites Antilles. La bordure Ouest est marquée par une subduction à pendage Est, où la plaque Cocos plonge sous la plaque Caraïbe.

La bordure Sud, complexe dans sa partie Ouest au niveau de la Colombie, est globalement associée à un décrochement dextre dans sa partie Est. La bordure Nord de la plaque Caraïbe est constituée de plusieurs failles décrochantes senestres d'orientation Est-Ouest, s'étendant de l'Amérique Centrale à Porto-Rico.

Un système compressif formant la fosse de Porto-Rico est également présent au Nord de Porto-Rico et va rejoindre la zone de subduction des Petites Antilles à l'Est. Le centre d'expansion de Cayman est à l'origine des deux marges passives conjuguées du Belize à l'Ouest et de la Jamaïque à l'Est. Les études du fossé Cayman indiquent une ouverture de plus de 1000 km depuis 49 Ma, soit environ 20 mm/an dans une direction Est-Ouest (Leroy et al. 2000).

Les mesures GPS indiquent que la plaque Caraïbe se déplace actuellement à environ 20 mm/an vers le Nord-Est par rapport à la plaque Amérique du Nord (e.g. Calais et al. 2002).

Sur sa bordure Nord, ce déplacement s'exprime en majorité au niveau des failles transformantes formant les bordures Nord et Sud du système expansif Cayman, au niveau du système compressif au Nord de Porto-Rico ainsi qu'au niveau de la zone de subduction des Petites Antilles.

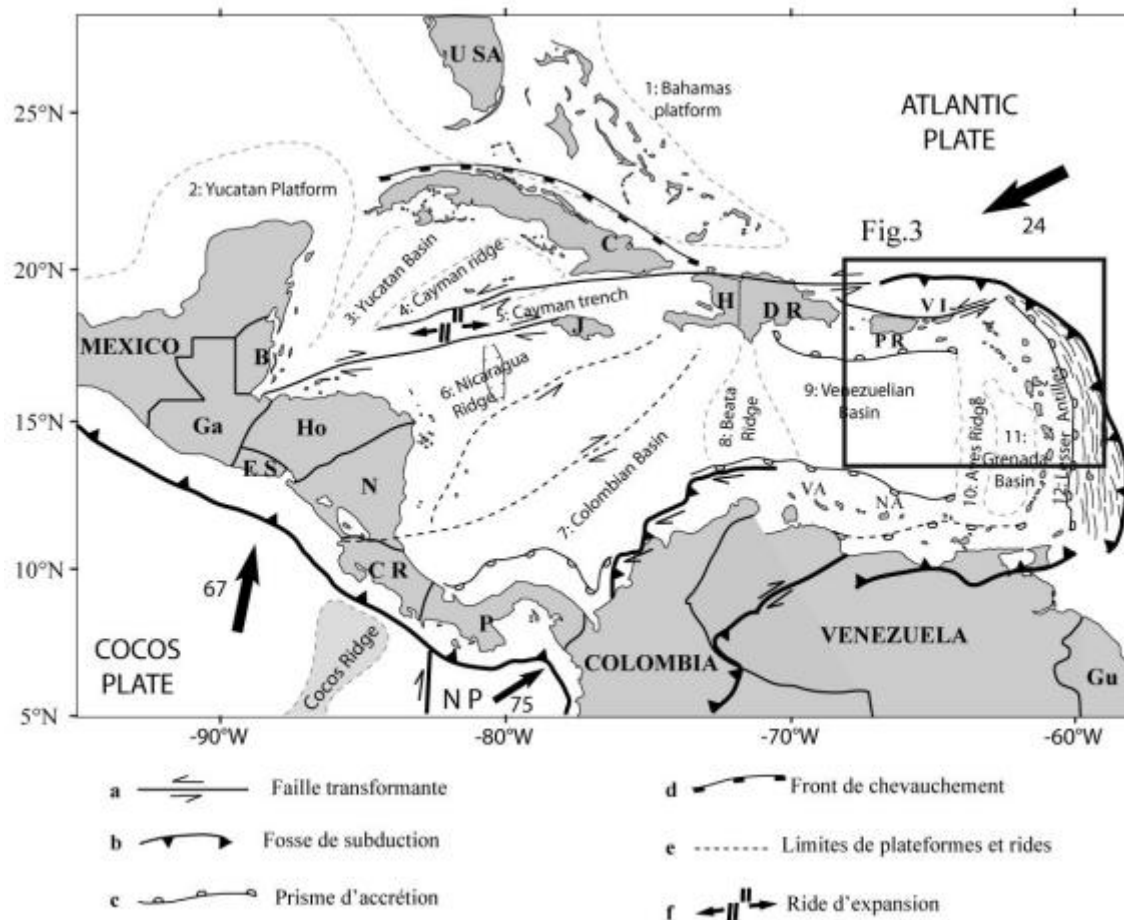


Fig.5 : Carte structurale simplifiée du domaine Caraïbe, modifiée d'après Mascle et al., 1985. Les flèches noires indiquent les directions de convergence des plaques, le nombre associé indique la vitesse de convergence en mm/an.

B= Belize, **C**= Cuba, **DR**= République Dominicaine, **ES**= El Salvador, **Ga**= Guatemala, **Gu**= Guyane, **H**= Haïti, **Ho**= Honduras, **J**= Jamaïque, **N**= Nicaragua, **NA**= Antilles Néerlandaises, **P**= Panama, **PR**= Porto Rico, **US**= Etats-Unis, **VI**= Iles Vierges, **VA**= Antilles Vénézuéliennes, **NP**= Plaque Nazca.

III. Historique et formation de la plaque Caraïbe

La formation de la plaque caraïbe a été décrite par de nombreux auteurs et cela a partir des années 1980.

En effet, l'histoire de la plaque Caraïbe est liée à la cassure de la Pangée occidentale au niveau du Golfe du Mexique vers 170 Ma (Meschede et Frish, 1998; Terrier et al., 2002), et à l'ouverture de l'océan Proto-Caraïbe vers 130 Ma (Pindell et Kennan, 2001; Terrier et al., 2002).

Deux modèles fondamentaux de formation au Mésozoïque Tardif et d'évolution de cette plaque existent : le modèle dit '**Pacifique**' et le modèle dit '**in situ**'.

1) Modèle Pacifique

La première hypothèse (**Fig.6-a**) privilégie une **origine pacifique** et **allochtone** (Duncan et Hargraves, 1984; Leclere-Vanhoeve et Stephan, 1985; Kerr et al., 1996; Sinton et al., 1998; Hauff et al., 2000; Mauffret et al., 2001; Pindell et Kennan, 2001).

Entre 125 et 80 Ma, la plaque Farallon est en subduction sous l'Amérique du Nord, édifiant dans sa partie centrale l'arc des Grandes Antilles (Cuba, Jamaïque, Haïti, République Dominicaine, Porto Rico, Iles Vierges) et la ride d'Avès. Au sud, la subduction de la plaque Farallon sous l'Amérique du Sud est responsable de la formation de l'arc Villa de Cura (Antilles Néerlandaises, Ceinture nord du Venezuela, Trinidad et Tobago) (Duncan et Hargraves, 1984; Leclere-Vanhoeve et Stephan, 1985).

Entre 91-88 Ma et 85-73 Ma, deux volumineuses pulses magmatiques liées à l'activité d'un point chaud, probablement celui des Galápagos, vont permettre la formation d'un plateau océanique (**Fig.6-a3**).

Entre 80 et 45 Ma, ce plateau va rencontrer et pousser les arcs des Grandes Antilles (GA) et Ville de Cura (VC) selon des mouvements respectivement antihoraire et horaire, et provoque leur déplacement vers l'est jusqu'à ce que l'arc des Grandes Antilles entre en collision avec la plateforme des Bahamas (Duncan et Hargraves, 1984; Leclere-Vanhoeve et Stephan, 1985) (**Fig.6-a3 et 6-a4**).

Cette collision à l'est permet la subduction à l'ouest de la plaque Farallon sous le plateau océanique, et donc la formation de l'arc d'Amérique Centrale (Mauffret et al., 2001; Pindell et Kennan, 2001).

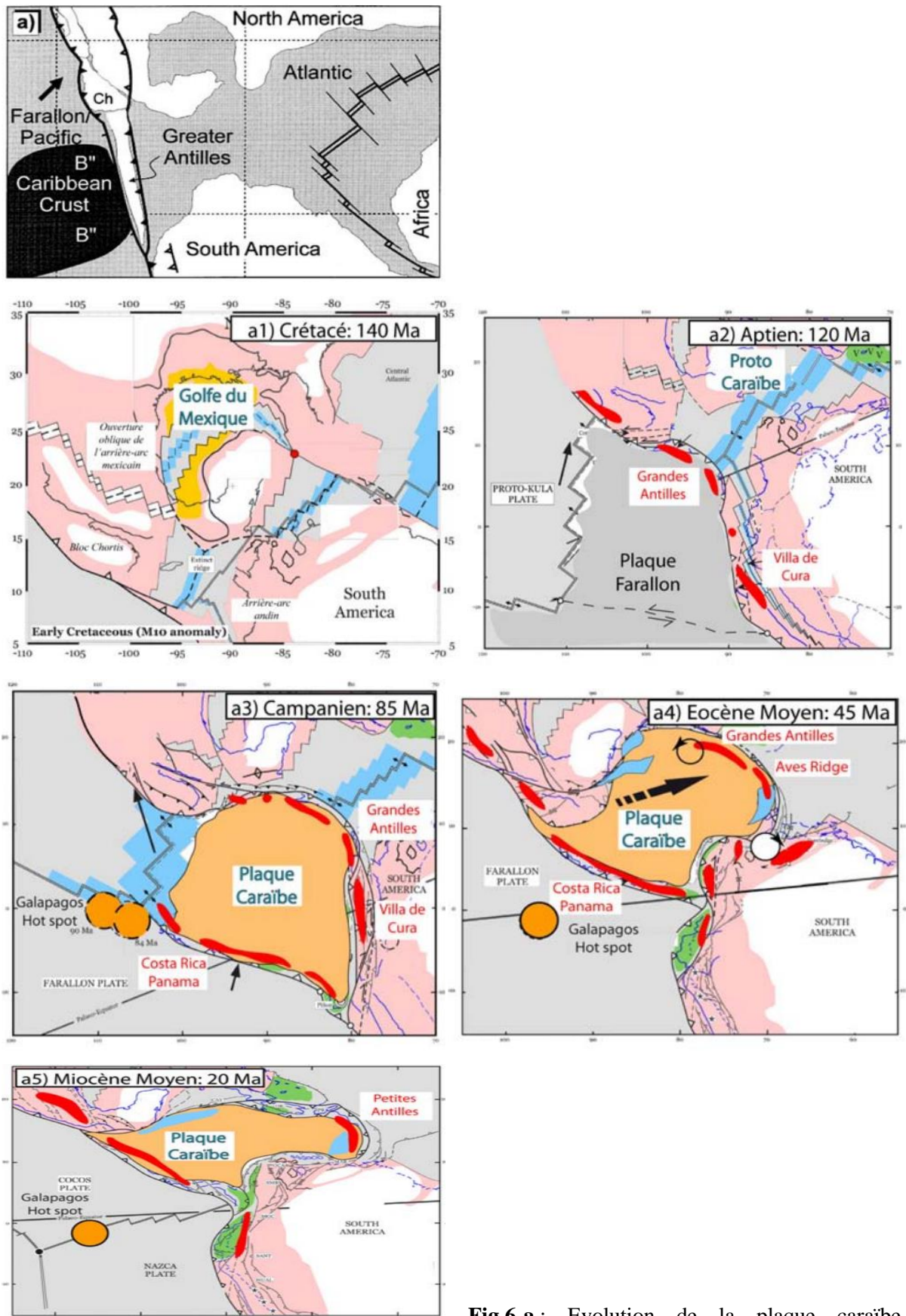


Fig.6-a : Evolution de la plaque caraïbe : Hypothèse d'une origine pacifique. *Modifiée d'après Pindell et Kennan, 2001.*

2) Modèle ‘in situ’

La deuxième hypothèse (Meschede et Frish, 1998; Giunta et al., 2002; Giunta et al., 2006; James, 2006) propose une **origine inter-amérique , autochtone** . Ces auteurs proposent, à la limite Jurassique-Crétacé, la formation d’une province proto-caraïbe à la faveur de plusieurs centres d’expansion associés à la jonction de trois rides entre Amérique du Nord (NAM), Amérique du Sud (SAM) et Afrique (**Fig.6-b1 et 6-b2**).

Cette croûte se serait ensuite épaissie en un plateau océanique de 15 – 20 km d’épaisseur, et de taille comparable au plateau d’Ontong Java, suite à l’éruption de matériel formé par la décompression, entre 90 et 75 Ma, d’un panache mantellique affectant l’ensemble de la zone (Meschede et Frish, 1998; Giunta et al., 2006) (**Fig.6-b2 et 6-b3**).

Ce modèle prend en considération la présence d’une zone de subduction le long des marges nord et sud Amériques, équivalente aux Grandes Antilles, Ride d’Avès, Antilles Néerlandaises et terrasses d’Amérique du Sud (Meschede et Frish, 1998).

Les mouvements vers l’ouest des plaques NAM et SAM, ainsi que l’ouverture du bassin du Yucatan, auraient permis le déplacement vers l’est de la plaque Caraïbe d’environ 1 000 km depuis le Crétacé terminal (Meschede et Frish, 1998) et la formation de l’arc des Petites Antilles (**Fig.6-b3 et 6-b4**).

À partir de 55 Ma, le bassin de Grenade sépare la ride d’Avès, qui devient inactive, de l’arc des Petites Antilles qui commence à se construire (Bouysse, 1988; Bird et al., 1999; Terrier et al., 2002).

Entre 20 Ma (fin de l’expansion du Bassin de Grenade) et l’actuel, le déplacement le long de la limite nord a été de 1200 km, facilitant le déplacement vers l’est de la plaque Caraïbe et l’initiation de la subduction de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe permettant le développement de l’arc des Petites Antilles (Duncan et Hargraves, 1984; Meschede et Frish, 1998).

Actuellement, on considère que ce sont les plaques NAM et SAM qui se déplacent vers l’ouest, en subduction sous la zone est de la plaque Caraïbe (Masclé et al., 1985; Mauffret et al., 2001), mais leurs directions convergent légèrement (Stein et al., 1982; Wadge et Shepherd, 1984; Fichaut, 1986; MacDonald et al., 2000).

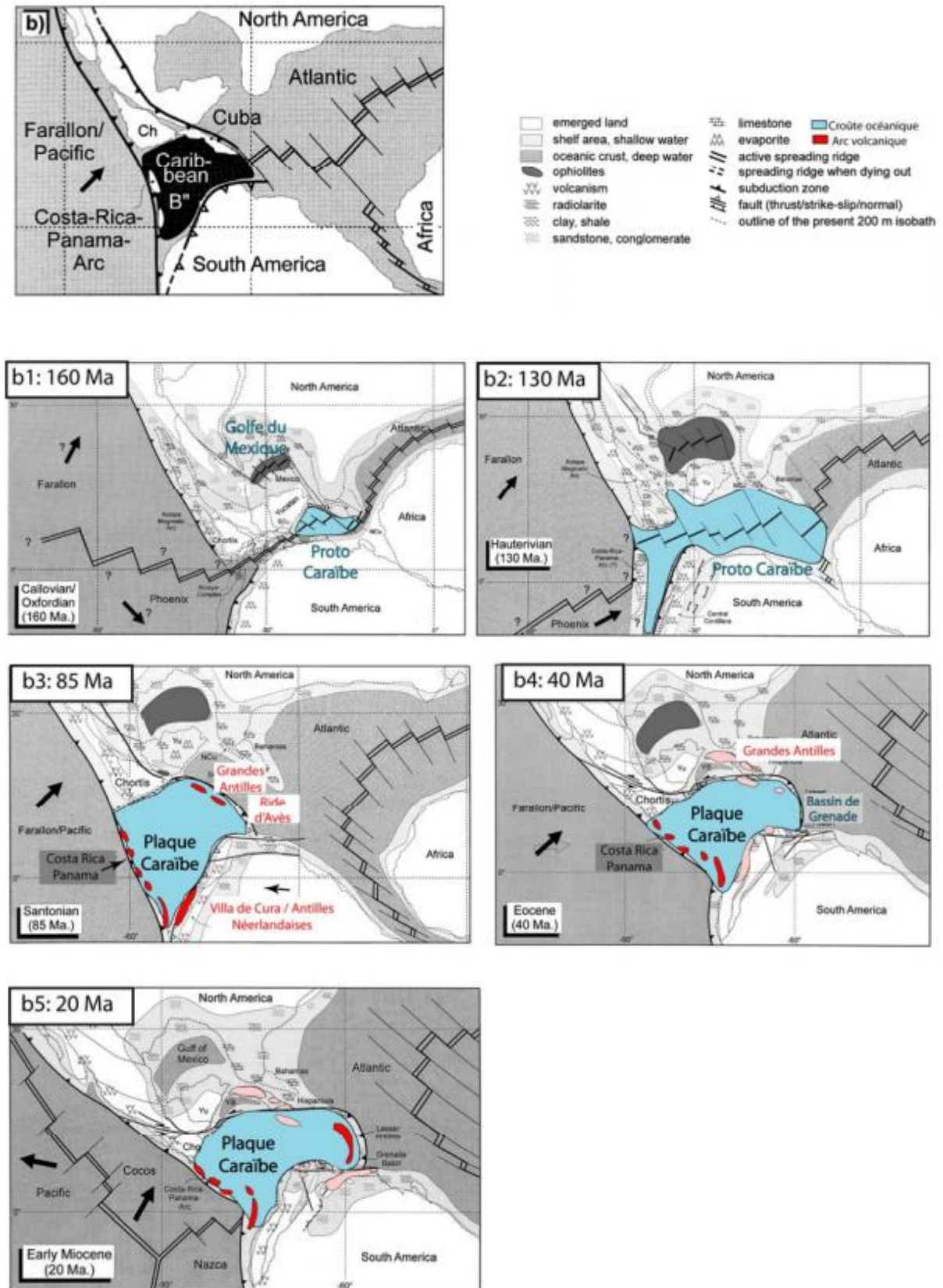


Fig.6-b : Evolution de la plaque caraïbe : Hypothèse d'une origine intra-Amérique *Modifiée d'après Pindell et Kennan, 2001.*

**CHAPITRE II: PETROLOGIE
DES CARAIBES**

I. Structure générale des Caraïbes

La structure de la plaque Caraïbe se révèle assez complexe. Cette structure, intimement liée à la nature lithosphérique de la plaque Caraïbe et aux déformations subies, reflète une histoire géologique elle-même complexe, fruit d'interactions multiples avec les plaques environnantes.

Différentes études ont permis une meilleure compréhension du domaine Caraïbe, grâce à la réalisation de forages profonds, de dragages, de sismique réflexion et réfraction, et grâce à l'analyse des anomalies gravimétriques et magnétiques.

1) Age de mise en place

Les âges de mise en place des formations du plateau caraïbe font l'objet de discussions, en raison de l'importance des altérations hydrothermales ou métamorphiques subies par la plupart des roches. Il paraît acquis, cependant, que sa mise en place a débuté à l'Aptien-Albien (110 Ma), au moins en Haïti, mais que l'épisode magmatique principale, beaucoup plus tardif, serait turonien (90-88 Ma) (Juteau., T. & Maury., R. 2012).

2) Nature des roches

La nature des roches magmatiques du plateau Caraïbe est connue directement par l'étude des forages DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) et des fragments affleurant de plateau, et indirectement par les études sismiques en mer des Caraïbe (Leroy, 1995).

Les **basaltes** des sites DSDP et du sud d'Haïti se représentent soit en **coulées fluides** soit en **coussins**. Leur pétrographie et leur composition chimique sont globalement très voisine de celle des **MORB** ; les unités inférieures sont appauvries en éléments incompatibles, et les unités supérieures enrichies.

On constate l'existence d'un grand nombre de basaltes picritiques à **spectre de terres rares plats** et a signature isotopique très homogène intermédiaire entre celle des **MORB** et des **OIB**.

Les mêmes compositions appauvries et enrichies se retrouvent à l'île de Gorgone, où les termes picritique très appauvris (komatiites) sont particulièrement bien représentés.

Les vestiges du plateau caraïbe dans les cordillères colombiennes et en Hispaniola (Duarte) permettent de reconstituer la structure profonde de la croûte du plateau caraïbe (Fig.7).

Celle-ci, épaisse d'environ 20km, comporte des couches gabbroïques épaisses, probablement héritées de la croûte océanique initiale. Elles sont surmontées d'un ensemble komatiitique et picritique d'environ 3km de puissance, qui n'a guère d'équivalent dans la croûte océanique « normale » ; et enfin de près de 8km de coulées sous-marines principalement en coussins, au sein desquelles se sont mis en place de nombreux stocks gabbroïques intrusifs (Kerr et al.,1997).

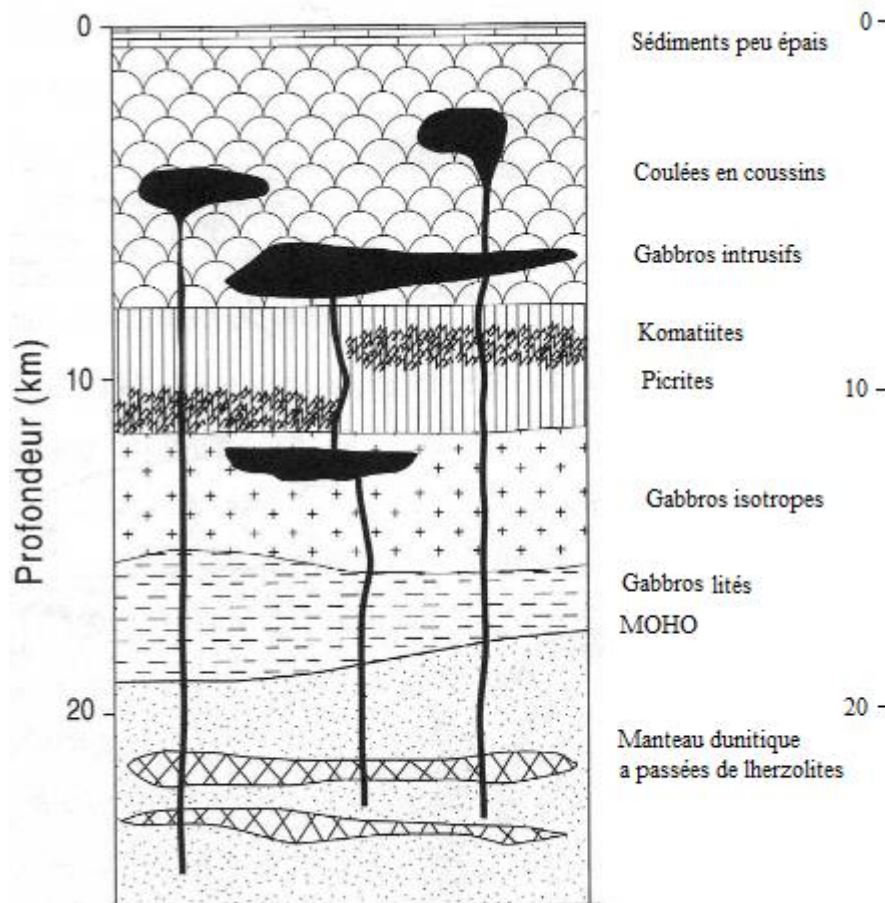


Fig.7 : Structure hypothétique de la croûte du plateau caraïbe. D'après Kerr et al. (1997).

3) Epaisseurs crustales

Les résultats de sismique réfraction et de sismique réflexion donnent une image complémentaire, mais cependant beaucoup plus hétérogène de la partie immergée de la croûte du plateau caraïbe. Les épaisseurs crustales sont très variables : 14 à 16km dans le bassin colombien et près d'Haïti (**Fig.8**), mais 10 à 12km seulement au nord du Venezuela.

La couche 2, basaltique, est peu épaisse (2km) ou faiblement épaissie (4km), même au niveau du plateau, bien exprimé dans la bathymétrie, de la ride de Beata.

En revanche, la couche 3 (gabbros et cumulats) présente de grandes variations d'épaisseur : elle atteint 13 à 14km près du Nicaragua et sous la ride de Beata. Elle comporte un réflecteur traduisant l'existence de niveaux très denses (picrites ou komatiites) dans sa partie profonde.

Il semble donc que l'épaississement crustal dû aux plateaux océaniques ait des origines variables : mise en place sur le fond océanique d'un empilement de coulées fluides dans certains cas, intrusion de gabbros et de picrites dans les parties profondes de la croûte dans d'autres, ou encore accumulation de tels matériaux à la base de la croûte océanique initiale (« sous-placage magmatique »). (Juteau., T. & Maury., R. 2012).

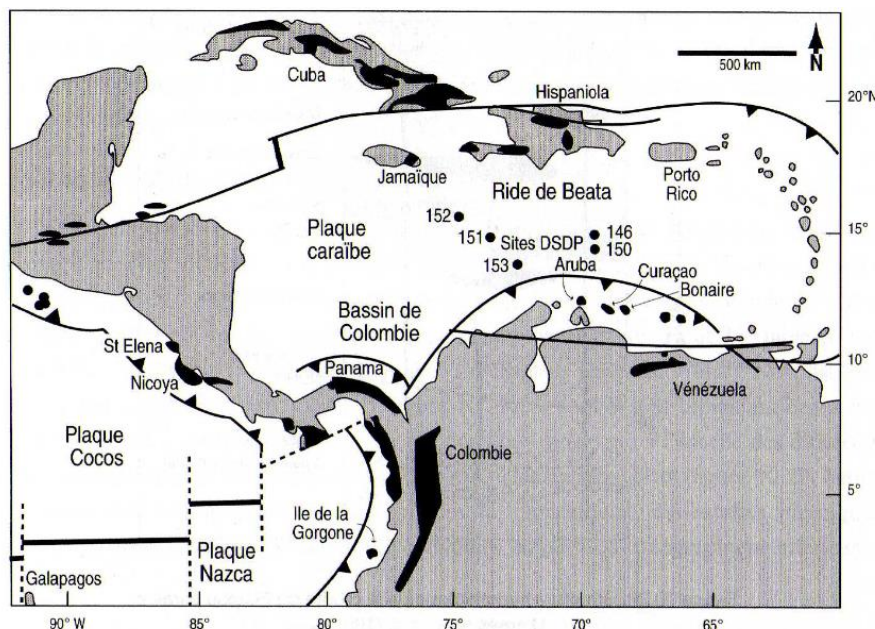


Fig.8: La grande province magmatique crétacé d'Amérique centrale, incluant les restes du plateau caraïbe. D'après Kerr et al. (1997). Les unités magmatiques sont figurées en noir. Les numéros 146, 150, 151, 152, 153 correspondent aux sites de forages DSDP en mer des Caraïbes.

II. Signature géochimique des basaltes du plateau caraïbe

La signature géochimique des **basaltes du plateau Caraïbe** montre une composition de type **MORB** (Mid-Ocean Ridge Basalt) et plus localement de type **OIB** (Ocean island Basalt basaltes riches en TiO₂ et MgO) qui traduit l'interaction entre deux sources mantelliques, l'une située dans le manteau inférieur formant les basaltes de type OIB et l'autre située dans le manteau supérieur formant la composante MORB (Sen et al., 1988; Donnelly, 1989; Donnelly et al., 1990). Ces deux sources traduisent l'évolution de la plaque Caraïbe vers une situation intraplaque.

Les compositions isotopiques mesurées par Révillon Sidonie 1990 sur Curaçao, la Ride de Beata et Gorgona sont comparées aux données de la littérature disponibles sur l'ensemble de la province Caraïbe. Sur les figures 7.1 et 7.2, les ϵ_{Nd} initiaux sont reportés respectivement en fonction du rapport $^{147}Sm / ^{144}Nd$ (**Fig.9-1**) et en fonction des rapports $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (**Fig.9-2**) pour l'ensemble du plateau Caraïbe.

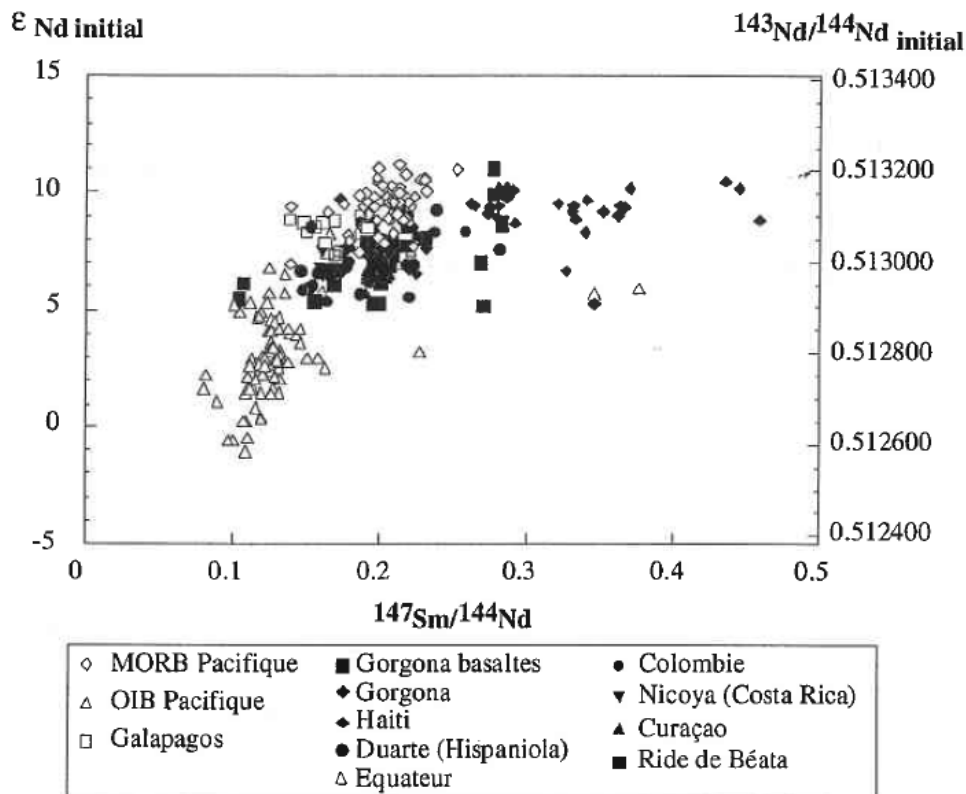


Fig.9-1: ϵ_{Nd} initiaux en fonction du rapport $^{147}Sm / ^{144}Nd$ pour l'ensemble des échantillons du plateau Caraïbe. Pour comparaison figurent aussi des données sur le point chaud des Galápagos (White et al., 1993) les MORB et les OIB Pacifiques. Source des données : MORB (Cohen & O'Nions 1982., White et al., 1987) ; OIB : (Duncan et al., 1986 ; Dupuy et al., 1986 ; Palaez & Saunders, 1986 ; Devey et al., 1990).

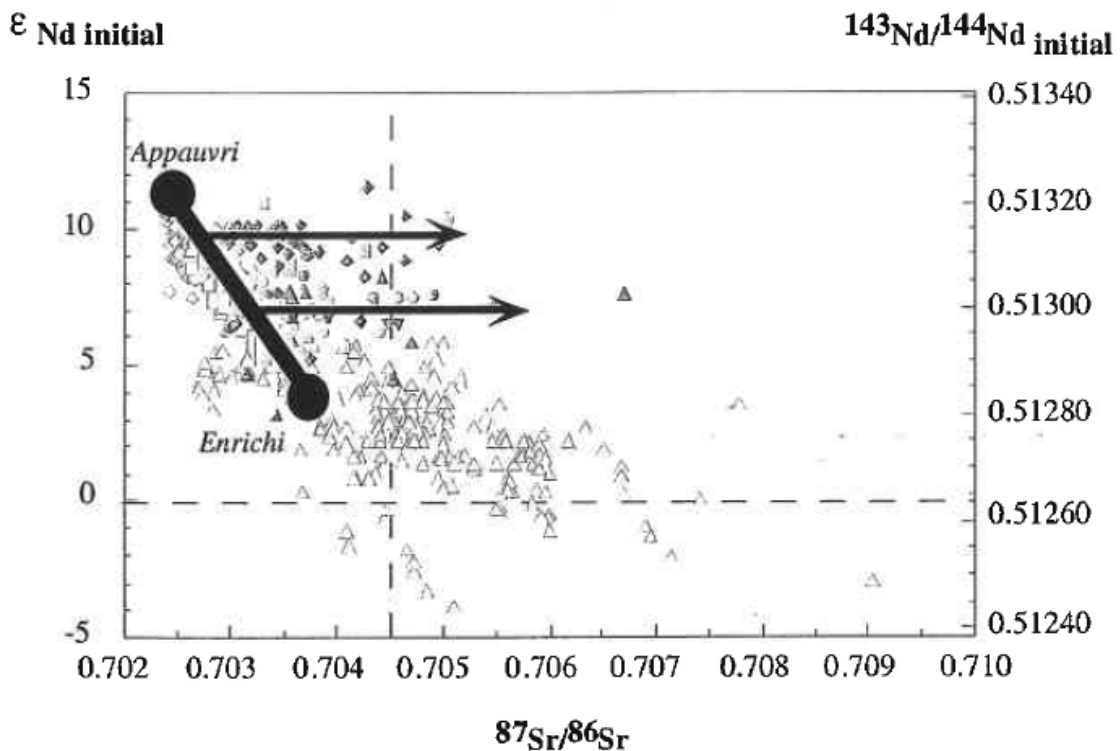
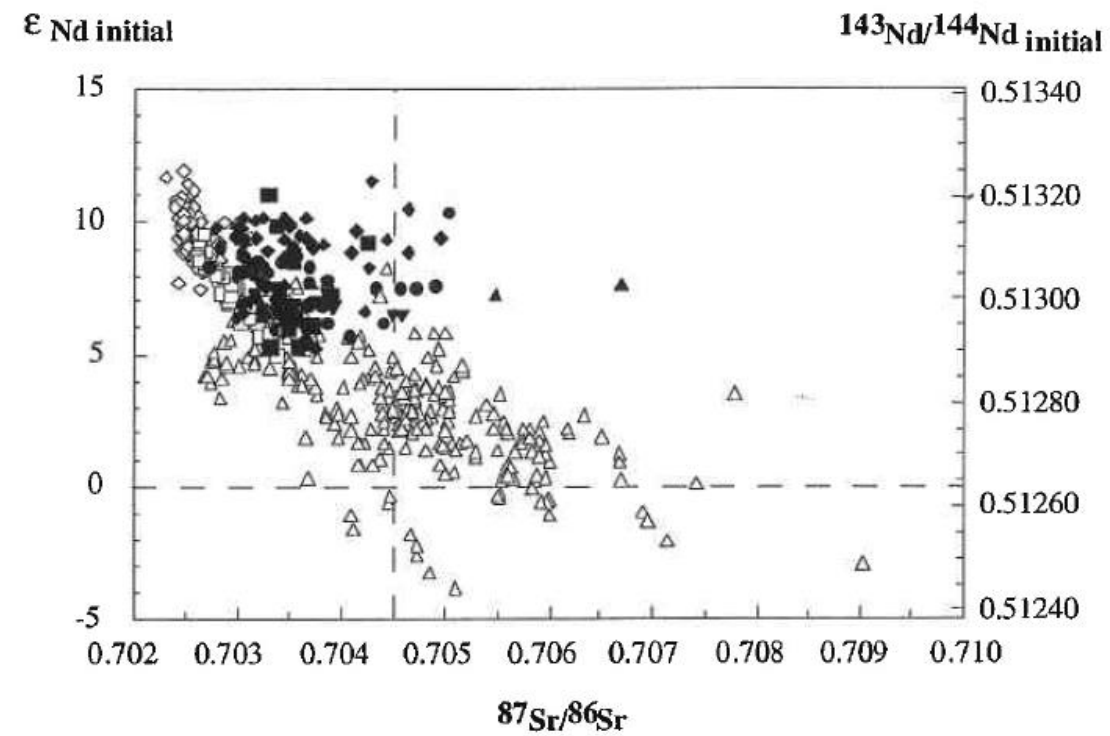


Fig.9-2 et 9-2 bis : ϵ_{Nd} initiaux en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ mesuré pour l'ensemble des échantillons du plateau Caraïbe. Les symboles et la source des données de la littérature sont identiques à la figure.9-1. Les grandes tendances observées dans les échantillons des Caraïbes sont représentées dans la figure 9-2 bis. (Révillon.,S.1990).

Les compositions isotopiques de Nd sur l'ensemble du plateau Caraïbe sont toutes élevées avec des ϵ_{Nd} positifs (entre +5 et +11, **Fig.9-1 et 9-2**). Ceci implique que la source mantellique a subi un appauvrissement à long terme en éléments les plus incompatibles.

Le rapport $^{147}Sm / ^{144}Nd$ est variable sur l'ensemble de la province (entre 0.1 et 0.5 environ, **Fig.9-1**). Cette grande variation suggère que les sources mantelliques aient été très hétérogènes, ou que les processus de fusion partielle aient entraîné un fractionnement du rapport Sm/Nd (Révillon.,S.1990). Par ailleurs, nous pouvons remarquer que les compositions extrêmes sont identifiées, pour les deux paramètres, sur la ride de Beata (valeurs les plus basses) et sur Gorgona (valeurs les plus élevées).

La majorité des compositions isotopiques de Sr sont basses, inférieure à la valeur reportée pour la terre silicatée (BSE, Bulk Silicated Earth, $^{87}Sr / ^{86}Sr = 0.7045$, DePaolo (1988)). Néanmoins, ces compositions sont très variables sur l'ensemble du plateau (**Fig. 9-2**). Elles sont aussi supérieures aux valeurs que l'on pourrait attendre étant données les compositions isotopiques de Nd (**Fig.9-2 bis**).

Trois hypothèses ont été émises pour interpréter ces compositions anormalement élevées : (a) une altération tardive par l'eau de mer, (b) une assimilation de croûte océanique altérée pendant la remontée vers la surface et (c) une propriété intrinsèque du panache des Caraïbes.

D'un point de vue global, il existe une corrélation entre les compositions isotopiques de Sr et de Nd, sur laquelle se surimpose une tendance vers des compositions isotopiques de Sr élevées (**Fig.9-2 bis**).

Les compositions isotopiques de Nd, sur l'ensemble du plateau, se répartissent néanmoins entre les deux pôles : le pôle "enrichi" et le pôle "appauvri" (**Fig.9-1**). Les compositions intermédiaires peuvent être interprétées, simplement comme des compositions de sources intermédiaires entre ces deux pôles ou, comme le résultat d'un mélange entre ces deux composants extrêmes (Révillon.,S.1990).

Conclusion :

Différentes études ont permis une meilleure compréhension du domaine Caraïbe, grâce à la réalisation de forages profonds, de dragages, de sismique réflexion et réfraction.

Les résultats des forages profonds DSDP (Edgar et al., 1973 ; Sigurdsson et al., 1997) font apparaître que la majorité du bassin océanique Caraïbe est composée d'un substratum océanique de nature ignée, qui s'est formé au Crétacé Supérieur (Loewen et al., 2013).

Les analyses sismiques réalisées dans le domaine Caraïbe (Leroy, 1995 ; Mauffret et Leroy, 1997) montrent que l'épaisseur de la croûte du domaine Caraïbe est variable, avec des valeurs allant de 5 km à 20 km.

Les compositions isotopiques sur l'ensemble du plateau Caraïbe indiquent que le panache source est isotopiquement hétérogène. La source est constituée de deux pôles : L'un est plutôt enrichi, avec des ϵ_{Nd} autour de +6 et l'autre est très appauvri avec des ϵ_{Nd} de +10.

Les compositions isotopiques de Sr sont variables et très vraisemblablement largement influencées par des processus de contamination par la croûte océanique.

**CHAPITRE III: ACTIVITE
SISMIQUE DE LA PLAQUE
CARAIBE**

INTRODUCTION

La distribution des séismes dans le domaine Caraïbe met en évidence et caractérise bien les frontières septentrionale, orientale et occidentale de la plaque (Sykes et al., 1982 ; **Fig.10**). Par contre, la limite méridionale de cette plaque, la plaque Amérique du Sud, n'apparaît pas sismiquement très active.

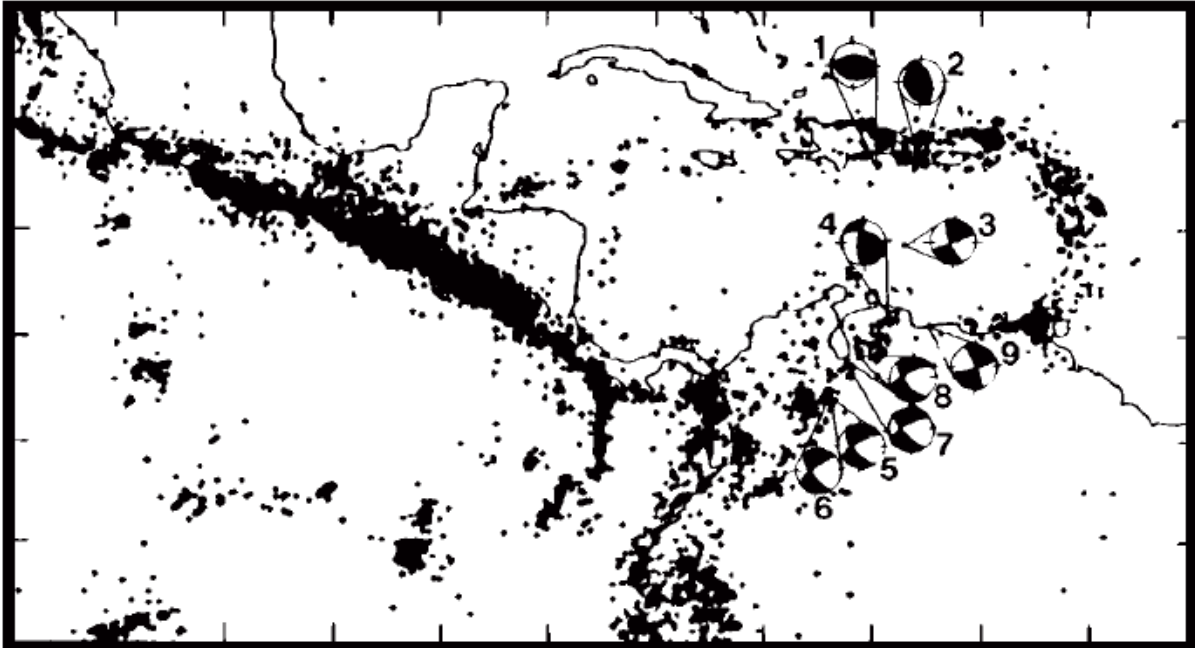


Fig.10 : Séismicité dans la région de la plaque Caraïbe (Sykes et al., 1982).

I. Généralités sur les séismes

Un séisme ou tremblement de terre est un mouvement de l'écorce terrestre qui engendre des secousses plus ou moins destructrices à la surface du sol. Il provient de la **fracturation** des roches en profondeur. Cette fracturation est due à une grande accumulation d'énergie qui se libère, en créant ou en faisant rejouer des failles, au moment où le seuil de rupture mécanique des roches est atteint.

1) Caractérisation de la source sismique

La caractérisation des séismes passe par une représentation simplifiée du phénomène réel et donc par l'utilisation de modèle. Ces modèles sont considérés acceptables dans la

mesure où ils permettent de reproduire correctement les observations disponibles tout en étant compatible avec les lois fondamentales de la physique (Delouis, 2009).

- **Hypocentre**

Dans tous les modèles cinématiques on fait intervenir un point d'initiation de la rupture sismique (nucléation) qu'on appelle l'hypocentre (**foyer**). C'est à partir de ce point que sont émises les premières ondes P et S dont les temps d'arrivée aux stations sismologiques permettent de localiser la position.

L'hypocentre est caractérisé par trois paramètres correspondant à son positionnement géographique : la longitude géographique, la latitude géographique et la profondeur, il faut aussi déterminer le temps origine T_0 (début de la nucléation). Une localisation particulièrement précise de l'hypocentre est requise lorsqu'on veut incorporer dans l'analyse des stations sismologiques proches, car ces stations voient la rupture de près et sont donc plus sensibles aux détails du processus de rupture (Delouis, 2009).

- **Epicentre**

L'épicentre est le lieu de la surface terrestre situé exactement à la verticale du foyer d'un séisme (hypocentre). Il correspond donc au point en surface où l'intensité perçue d'un tremblement de terre est la plus importante (magnitude maximale).

- **La magnitude**

La magnitude, indicateur à fort impact médiatique, est un paramètre qui est très fréquemment encore aujourd'hui l'objet de discussion. Pour un même séisme, il est un fait que la valeur de la magnitude varie suivant le pays et l'institut qui la fournit, un même institut pouvant d'ailleurs fournir plusieurs valeurs distinctes de magnitudes.

La magnitude locale (M_L)

Cette magnitude a été développée par Richter en 1930 après avoir observé que le logarithme de l'amplitude maximale du déplacement du sol s'atténue avec la distance sur les séismes enregistrés en Californie (Lay & Wallace, 1995). Toutes les observations étaient faites sur un même type de sismomètre : le Wood-Anderson. Les magnitudes de ces événements sont calculées par l'expression suivante :

$$\text{Log } A - \log A_0 = M_L, \quad (1)$$

A et A_0 sont le déplacement de l'événement et le déplacement d'un événement de référence à une distance donnée respectivement. Richter a choisi comme événement de référence avec un déplacement (amplitude) de 1×10^{-3} m à une distance épacentrale de 100 km. Et pour $M_L=0$. En utilisant l'événement de référence pour tracer les abaques, l'équation peut être réécrite :

$$M_L = \log A - 2.48 + 2.76 \log \Delta. \quad (2)$$

Mais il a été assez rapidement observé et démontré théoriquement que l'amplitude des ondes était sujette à une saturation lorsque la magnitude augmente, la saturation est d'autant plus importante que la fréquence des ondes considérées est élevée (courte période). La magnitude originale de Richter étant basée sur des amplitudes assez haute fréquence (~ 1 Hz), elle sature rapidement (sous-estimation de la magnitude dès la magnitude 5.5). Des formulations basse fréquence sont introduites ensuite ($M_s \sim 0.05$ Hz) repoussant la saturation à des magnitudes plus élevées.

La magnitude des ondes de surface (M_s)

Sur les stations long période situées à 600 km et plus, les sismogrammes de séismes superficiels sont dominés par les ondes de surface (~ 0.05 Hz). Les amplitudes de ce type d'onde dépendent de la distance différemment des amplitudes des ondes de volume.

Les amplitudes des ondes de surface sont fortement affectées par la profondeur de l'hypocentre. Les séismes profonds ne génèrent pas des amplitudes importantes des ondes de surface. La magnitude des ondes de surface est donnée par la relation :

$$M_s = \log A_{20} + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (3)$$

A_{20} est l'amplitude des ondes de surface de période 20 secondes (généralement c'est l'amplitude des ondes de Rayleigh de la composante verticale qui est utilisée).

La magnitude des ondes de volume (m_b)

Bien que la magnitude locale est utile, les limites imposées par le type d'instruments ainsi que l'effet de la distance laisse la magnitude locale inutilisable. Au-delà des distances régionales, ou l'onde P devient une phase distincte, il est pratique de définir une magnitude basée sur les amplitudes de l'onde P et elle est donnée par la relation :

$$m_b = \log (A/T) + Q (h , \Delta) \quad (4)$$

A est l'amplitude du déplacement du sol à la station et T est sa période correspondante. $Q(h,\Delta)$ est la fonction de correction de l'effet de distance et l'effet de la profondeur obtenus sur des abaques.

La magnitude du moment sismique (M_w)

Afin de trouver une magnitude plus intrinsèquement représentative de la dimension réelle du séisme, Kanamori en 1977 a introduit la magnitude du moment (M_w) reliée au moment sismique défini comme :

$$M_o = \mu S \Delta u \quad (5)$$

Avec μ le coefficient de rigidité (module de cisaillement), S la surface de rupture et Δu le glissement moyen sur la faille lors du séisme. La magnitude du moment est donc directement associée aux paramètres reflétant la dimension de la rupture. Cette magnitude peut être calculée de deux façons différentes :

- 1- A partir de la partie basse fréquence du spectre en déplacement du mouvement du sol
- 2- A partir de la modélisation des formes d'ondes.

- **Intensité**

La violence d'un séisme a la surface du sol est souvent décrite sur une échelle non instrumentale, appelée échelle d'intensité. Le degré d'intensité attribué a un séisme est fonction des dégâts subit par les constructions et des effets ressentis par les personnes.

Les échelles d'intensité sont nombreuses : Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) ; Mercalli modifiée, Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK)...Elles sont graduées en chiffres romains variant de I a XII.

- **Le mécanisme au foyer**

Le mouvement générateur des ondes sismiques au niveau de la faille au foyer est représenté de manière simplifiée de la façon suivante :

Les deux blocs de part et d'autre de la faille représentée par une surface plane d'épaisseur infinitésimale, se déplacent parallèlement l'un par rapport à l'autre mais en sens opposé, c'est le modèle de dislocation comme son nom l'indique, le mécanisme au foyer est censé décrire le mouvement de faille au niveau du foyer, donc à l'initiation de la rupture.

Pour un séisme de grand taille, le mouvement de faille peut très bien varier le long de la rupture et donc la notion de mécanisme au foyer doit s'étendre dans un sens élargi, ce qui est empreint d'une certaine ambiguïté.

Au sens strict, le mécanisme au foyer devrait être déterminé à partir des premiers mouvements du sol qui correspondent à l'initiation de la rupture. C'est ce qui est fait systématiquement lorsqu'on analyse le sens de la première onde P ou bien le rapport d'amplitude des ondes P et S ou bien la polarisation de la première onde S.

Par contre lorsqu'on modélise les formes d'ondes sismiques émises par la globalité de la rupture, le mécanisme obtenu devient plus représentatif.

Le mécanisme au foyer est représenté par trois angles qui sont :

- 1- Azimut de la faille (Strike)
- 2- Pendage de la faille (Dip)
- 3- Angle de glissement (Rake)

Les conventions utilisées sont celle d'Aki & Richard (1980).

- 1- L'angle de Strike (ϕ_s) varie entre 0° et 360° en partant du Nord vers l'Est.
- 2- L'angle de Dip (δ) varie entre 0° et 90° (0° est un plan horizontal ; 90° est un plan vertical).

3- L'angle de Rake (λ) varie entre (-180°) et $(+180^\circ)$. Les valeurs positives de l'angle Rake (> 0) impliquent une composante inverse, alors que les valeurs négatives de l'angle Rake (< 0) impliquent une composante normale. Une valeur de 0° de cet angle indique un mouvement senestre de la faille alors qu'une valeur de $(+180^\circ$ ou $-180^\circ)$ correspond à un mouvement dextre de la faille.

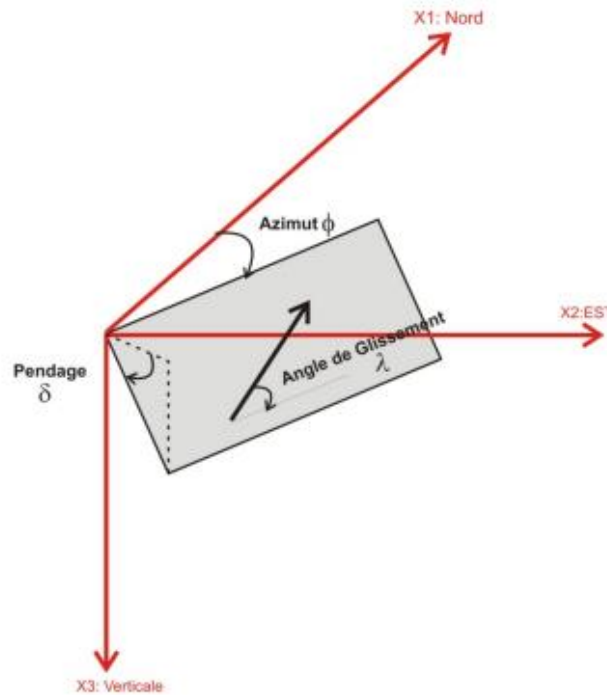


Fig.11 : Angles définissant le mécanisme au foyer. Strike (ϕ) : azimut de la faille/ au Nord ; Dip (δ) : le pendage de la faille ; Rake (λ) : l'angle de glissement. (v) représente le vecteur glissement (mouvement du bloc supérieur situé au dessus de la faille. La surface rectangulaire représente la surface de la faille. (Aki & Richard, 1980).

Ces trois angles définissent d'une manière unique le mécanisme au foyer. Le vecteur glissement (v) sur le plan représenté par le couple (Strike, Dip) est complètement défini en direction et en sens par l'angle de Rake avec son signe. Il représente le mouvement du bloc situé au dessus de la faille et il est lui-même le vecteur normal au deuxième plan nodal du mécanisme. Le vecteur glissement du deuxième plan correspond lui au vecteur normal du premier plan, donc la connaissance de ces trois angles (Strike, Dip and Rake) pour l'un des plans nodaux permet de retrouver l'autre plan nodal avec son mouvement associé (Delouis, 2009).

2) Les ondes sismiques : caractérisation et propagation

Les types d'ondes :

Libérées par la rupture sur la faille, des ondes élastiques se propagent dans toutes les directions. Plusieurs types d'ondes aux effets différents sur les sols et les structures sont générés par le séisme. La connaissance des caractéristiques des différents types d'ondes (et de leurs conditions de propagation) permet de comprendre leur action sur une structure donnée en fonction du site géologique où se situe la construction et de sa distance au foyer.

a) Les ondes de volume

- **Les ondes P (Primaires)** : Les ondes P sont des ondes de compression assimilables aux ondes sonores et qui se propagent dans tous les états de la matière (gazeux, liquide et solide). Les ondes P se déplacent en créant successivement des zones de compression et des zones de dilatation. Les particules se déplacent selon un mouvement « avant-arrière » dans la direction de la propagation de l'onde.

Leur vitesse est de l'ordre de 4 à 6 km/s (beaucoup moins selon la nature des roches tendres et des sols traversés près de la surface). Plus rapides que les ondes S, ce sont les premières enregistrées par les appareils, d'où leur dénomination. Leur période est de l'ordre de la seconde (de la fraction de seconde à quelques secondes) et leur longueur d'onde est de l'ordre de 4 à 6 km.

- **Les ondes S (Secondaires)** : Les ondes S sont des ondes de cisaillement qui ne se propagent que dans les solides. Les particules oscillent dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde. Plus lentes que les ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

Leur vitesse est de 60% de celle des ondes P. Leur période est de l'ordre de la seconde (de la fraction de seconde à quelques secondes) et leur longueur d'onde: de l'ordre de 4 à 6 km.

N.B : La vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent.

b) Les ondes de surface (Ondes de Love et de Rayleigh)

Elles sont générées par l'arrivée des ondes de volume à la surface du globe. Plus le séisme est profond, moins elles sont puissantes. Elles concernent les couches superficielles des sols. Les ondes de Love et de Rayleigh ont un contenu fréquentiel qui concerne certaines structures, mais leur influence sur les constructions courantes est négligeable.

Leur vitesse est de l'ordre de 1 à 2 km/s, leur période est de l'ordre de 20 s et leur longueur d'onde est de l'ordre de 20 à 40 km.

- **Les ondes de Love ou ondes L** : sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal. Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral.

- **Les ondes de Rayleigh ou ondes R** : sont assimilables à une vague; les particules du sol se déplacent selon une ellipse rétrograde, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre.

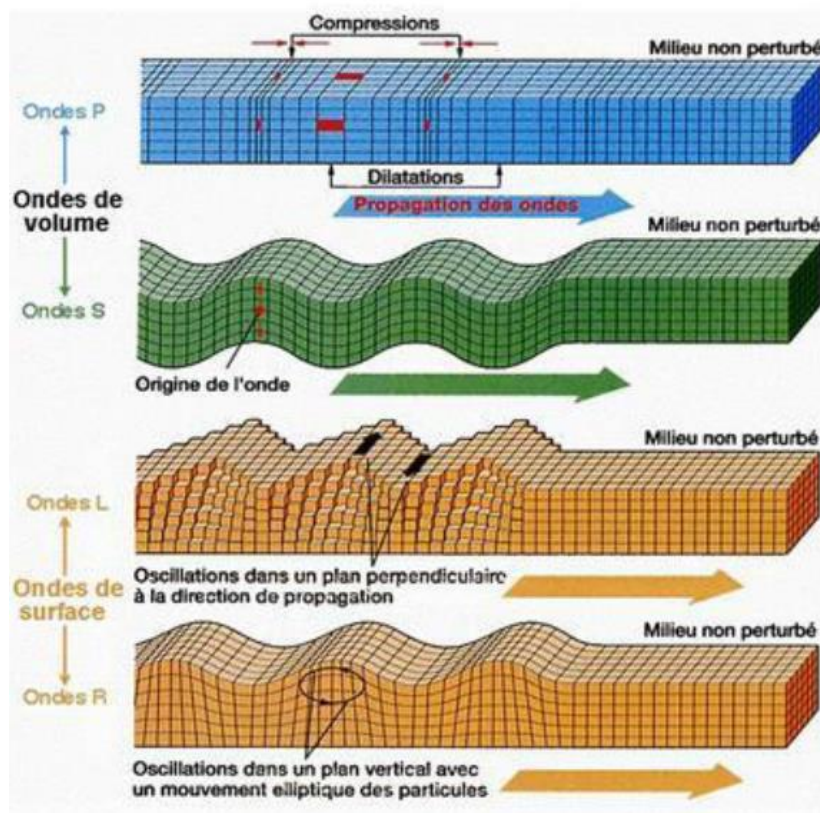


Fig.12 : Représentation des différentes ondes sismiques. [En ligne]

https://beos.prepas.org/sites/default/files/758/1371109494/schema_4_types_d_ondes.jpg

II. Sismicité de la plaque Caraïbe

Les données de sismicité disponibles dans le secteur des Caraïbes, ont été rassemblées par Leroy, 1995 en fonction de la profondeur des épicentres, afin de pouvoir différencier l'origine des séismes répertoriés.

1) Sismicité superficielle

- **Nord caraïbe :**

Au Nord de la plaque Caraïbe, les séismes superficiels de la plate-forme des Iles Vierges ont pour origine la subduction présente le long de la fosse de Puerto Rico et se concentrent principalement dans le Canyon de Mona et dans la fosse de Puerto Rico (**Fig.13**).

A terre, dans les îles d'Hispaniola et de Puerto Rico, ils se répartissent le long des accidents tectoniques majeurs.

En mer, peu de séismes sont répertoriés au Sud d'Hispaniola. Ils se situent à l'extrémité occidentale de la Fosse de Los Muertos et sont caractérisés par une faible sismicité (Bryne et al., 1985) : les rares séismes se situent soit à l'avant de cette fosse, dans le bassin du Venezuela, soit dans le prisme où l'on peut observer plusieurs alignements NW-SE.

Quelques séismes pourraient définir un plan de Bénioff (**Fig.13** ; Schell & Tarr, 1978; Frankel et al., 1980), expression de la subduction de la plaque Caraïbe sous Hispaniola (> 100 km ; **Fig.15**). Mann et al. (1995) proposent de décaler de 1° vers l'Est, la limite séparant les séismes profonds des séismes superficiels proposés par Sykes et al. (1982). (**Fig.14**).

Dans le fossé Cayman, les séismes superficiels se localisent le long des accidents, la faille de l'Oriente, la faille de Swan et quelques-uns se situent au niveau de la faille Walton (**Fig.15**).

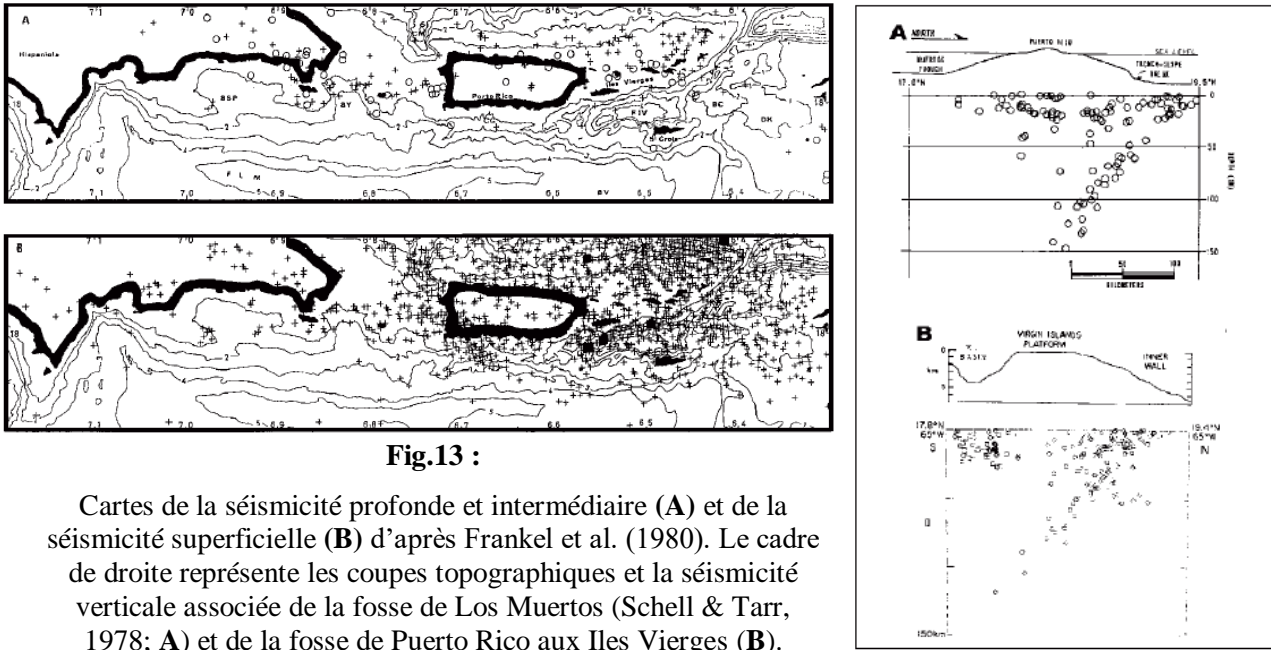


Fig.13 :

Cartes de la sismicité profonde et intermédiaire (A) et de la sismicité superficielle (B) d'après Frankel et al. (1980). Le cadre de droite représente les coupes topographiques et la sismicité verticale associée de la fosse de Los Muertos (Schell & Tarr, 1978; A) et de la fosse de Puerto Rico aux Iles Vierges (B).

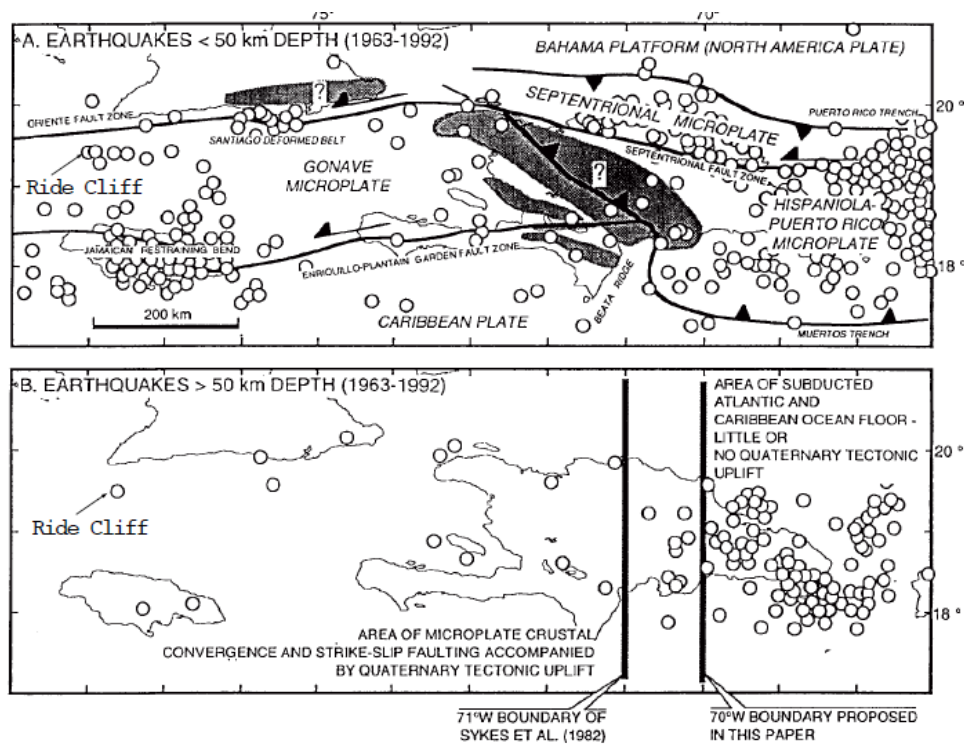


Fig.14 (Mann et al.,1995) : Séismes de profondeur inférieure à 50 km et les structures majeures de limites de plaques dans la limite plaque Amérique du Nord-plaque Caraïbe. Mann et al. (1995) propose de déplacer de 1° vers l'Est, la limite séparant les séismes profonds des séismes superficiels proposée par Sykes et al. (1982). Les séismes intermédiaires à profonds sont confinés à l'Est dans la zone de subduction de l'Est d'Hispaniola et de Puerto Rico.

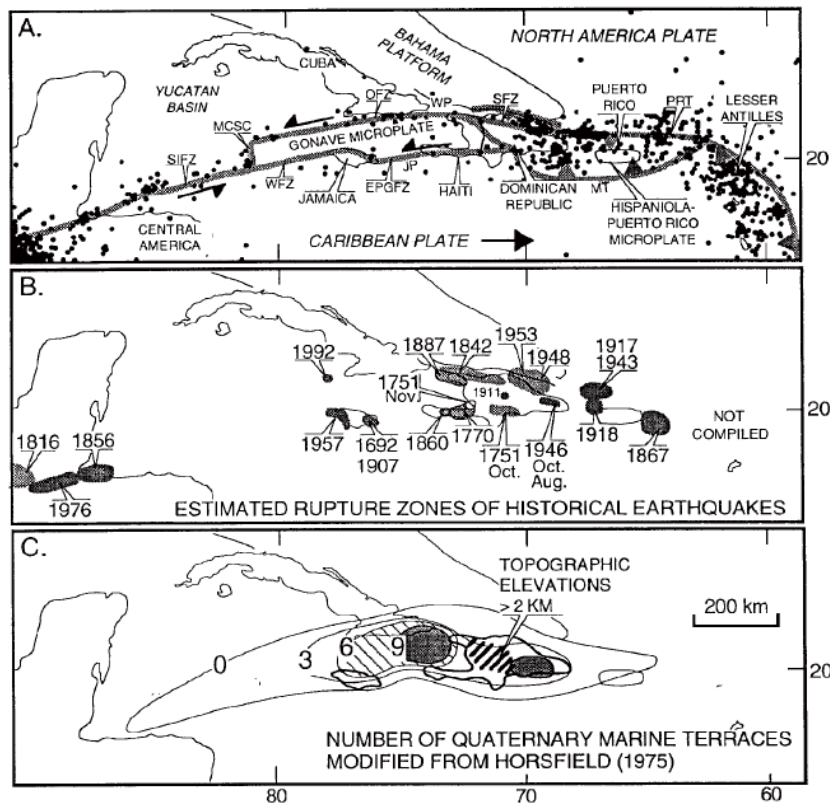


Fig.15 (Mann et al., 1995) : (A) Contexte tectonique et sismicité (1963-1992, $M > 4.5$) de la limite Nord de la plaque Caraïbe. SIFZ= Swan Island Fault zone; WFZ= Walton fault zone; MCSC= Mid Cayman spreading center; OFZ= Oriente Fault zone; EPGFZ= Enriquillo-Plantain Garden fault zone; SFZ= Septentrional fault zone; JP= Jamaica Passage; WP= Windward Passage; MT= Muertos trench. (B) Zones de ruptures estimées des séismes historiques du domaine Nord Caraïbe. (C) Nombre de terrasses marines quaternaires et zones d'élévation topographique de l'île d'Hispaniola, supérieure à 2 km (Haïti et République Dominicaine).

- **Sud Caraïbe :**

Au Sud, une grande partie des séismes superficiels se situent le long de la marge colombienne, côté Pacifique, liés à la zone active de la fosse colombienne. La sismicité au-dessus des prismes tectoniques de Colombie et du Venezuela est rare. Au Nord du bloc de Maracaïbo, quelques séismes superficiels sont relevés et reliés au jeu d'une faille inverse (Kellogg & Bonini, 1982).

En domaine continental, les séismes superficiels s'alignent le long d'une droite NE-SW (Pennington, 1981; Malavé & Suarez, 1995), résultats de coulissages dextres ou de failles inverses et tous compatibles avec une compression E-W. Ils sont corrélables à des accidents : la faille de Bocono au Nord (coulissage dextre), les chevauchements de la cordillère orientale Colombienne (Fig.16).

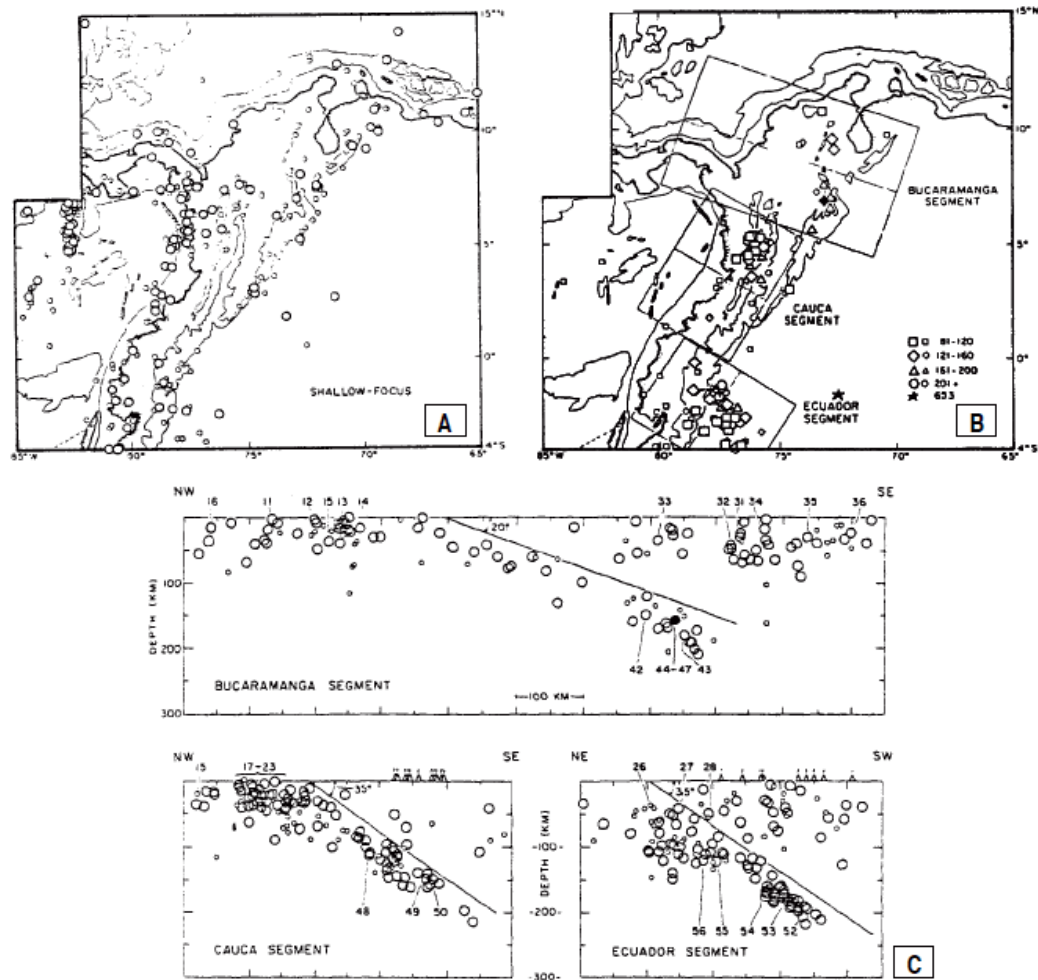


Fig.16 (Pennington, 1981) : **A**) Séismicité superficielle (<80km) dans la région Nord-Ouest de l'Amérique du Sud et de Panama. **B**) Séismicité intermédiaire du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud. **C**) Plans de Bénéioff du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud.

2) Sismicité profonde et intermédiaire

Le long de la Fosse de Puerto Rico, les séismes se répartissent sur une ceinture E-W large et continue, localisée sur la plate-forme des Grandes Antilles et des Îles Vierges (**Fig.13**). Un plan de Bénéioff peut être tracé de 0 à 150 km selon un pendage de 55° (Schell & Tarr, 1978; Frankel et al., 1980) et caractérise la subduction de l'Amérique du Nord sous les Caraïbes. Une composante compressive NS de 1.3 cm/an y a été déterminé par Fisher & McCann (1984) en admettant un mouvement global décrochant de la plaque chevauchante de 3.7 ± 0.5 cm/an (Sykes et al., 1982).

Dans l'île d'Hispaniola, les séismes profonds représentent seulement 9% des événements enregistrés. Ils sont principalement localisés dans la partie Est de l'île (en mer et à terre; **Fig.15**). Ce groupe isolé ne s'étend pas vers l'Est (Calais et al., 1992) et ne montre pas de continuité avec les séismes profonds associés à la subduction de la lithosphère Atlantique, sous les Petites Antilles. Ils ne sont donc pas corrélables directement à des failles actives présentes en surface (Calais et al., 1992).

Dans la zone du fossé Cayman, il y a peu de séismes profonds, l'un d'entre eux se situe sur le mont sous-marin Cliff (> 50 km; Mann et al., 1995), au Sud de la pointe Sud-Ouest de Cuba (**Fig.14**).

Au Nord de l'Amérique du Sud, les séismes intermédiaires et profonds sont essentiellement concentrés dans les régions de Bucaramanga (Pennington & Mooney, 1979), Cauca et de l'Equateur où ils dessinent des segments de plan de Bénéioff (**Fig.16**) liés à la subduction de la lithosphère océanique de la plaque Nazca pour les régions de Cauca et d'Equateur et celle de la plaque Caraïbe, dans la région de Bucaramanga (Pennington, 1981; Malavé & Suarez, 1995). Dans cette même région, le plan de Bénéioff est tracé à une profondeur de 200 km, s'enfonçant sous le bloc de Maracaïbo jusque sous la faille de Bocono (Kellogg & Bonini, 1982 ; **Fig.16**). Aucun séisme n'a été relevé dans la zone centrale Caraïbe depuis 1970 (Kafka & Weidner, 1979; Kafka & Weidner, 1981).

III.3. Mécanisme au foyer des séismes de la plaque caraïbe

Dans le fossé Cayman, Molnar & Sykes (1969) ont calculé trois mécanismes au foyer indiquant un mouvement décrochant senestre dans un plan pratiquement parallèle à la direction d'ouverture de la fosse Cayman. Ces mécanismes, replacés sur la **Fig.17**, sont localisés sur une petite transformante au niveau de l'axe d'accrétion Cayman.

La **Fig.17** montre également un mécanisme au foyer normal au niveau de ce même axe (événement n°31). Tous ces mécanismes au foyer sont bien contraints et confortent l'interprétation des failles de Swan et de l'Oriente comme failles transformantes senestres bordant l'axe d'accrétion médio-Cayman (**Fig.17**).

Le long de la marge de Cuba, on peut noter des événements compressifs (**Fig.17** n°2, 3) avec un axe P de direction NNE, qui confirment les observations de surface effectuées au

large de Cuba : la présence de la ceinture déformée de Santiago de Cuba (Calais & Mercier de Lépinois, 1991) et indiquent que la lithosphère est affectée par une tectonique compressive.

Au Nord d'Hispaniola, les mécanismes aux foyers confirment le mouvement décrochant senestre et une déformation compressive associée le long de ces failles (**Fig.17**, n°36 et 38 ; Calais et al., 1992). On remarque une partition entre la faille transformante à terre et la compression en mer. Dans le *sud de l'île d'Hispaniola*, on observe des systèmes transpressifs (événements 18 à 23) corrélables sans difficulté à la compression active du prisme d'accrétion Muertos. Toutefois, les mécanismes au foyer révèlent que la composante décrochante est associée à un mouvement inverse de failles actives sous le prisme d'accrétion Muertos (**Fig.17**; événements 18, 19, 20 et 21 ; Calais et al., 1992).

En **Jamaïque**, les deux mécanismes se retrouvent ; un système compressif et décrochant senestre liés à la déformation actuelle présente dans l'île, au niveau de la faille Enriquillo Plantain Garden (**Fig.17**, événement n°11 et 21).

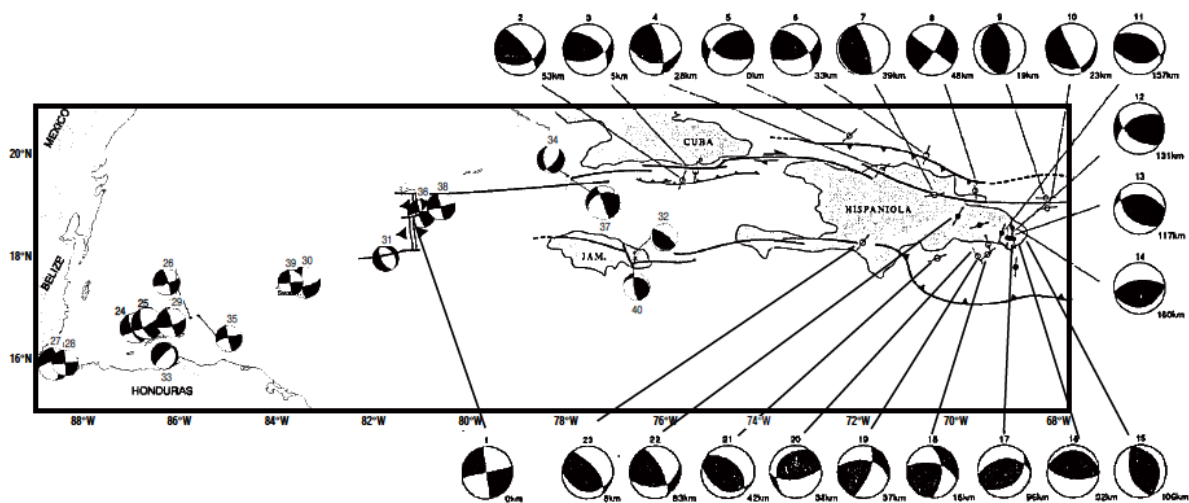


Fig.17 : Carte de la distribution des mécanismes aux foyers et axes P (Leroy S. 1995).

Conclusion :

L'activité sismique dans le domaine Caraïbe est classée en fonction de la profondeur des épicentres en : Sismicité superficiels, sismicité profonde et intermédiaire.

Les séismes superficiels au nord des Caraïbes ont pour origine la subduction présente le long de la fosse de Puerto Rico et se localisent le long des accidents tectoniques majeurs. Tandis qu'au sud, la plupart des séismes superficiels sont **liés** à la **zone active** de la fosse colombienne ainsi qu'au coulissages dextres ou de jeu de failles inverse associé à la tectonique compressive.

Les séismes profonds et intermédiaires sont surtout localisés au nord le long de la fosse de Porto Rico caractérisant la subduction de l'Amérique du nord sous les Caraïbes. Tandis qu'au sud, ils sont essentiellement concentrés dans les régions de Bucaramanga, Cauca et de l'Equateur liés à la subduction de la lithosphère océanique de la plaque Nazca pour les régions de Cauca et d'Equateur et celle de la plaque Caraïbe, dans la région de Bucaramanga.

Par conséquent, la sismicité assez élevée sur le pourtour de la plaque Caraïbe associe souvent la tectonique compressive et décrochante senestre localisée principalement sur les grands accidents majeurs.

**CHAPITRE IV: VOLCANISME
ET GEODYNAMIQUE (Cas des
Petites Antilles)**

Introduction :

Ce chapitre permet de caractériser le contexte géodynamique et sismotectonique de l'arc des Petites Antilles, étape primordiale et nécessaire pour mettre en évidence la relation entre l'activité sismique et le volcanisme de la plaque Caraïbe.

I. Géodynamique des Petites Antilles

C'est à l'Eocène, suite à l'ouverture du bassin de Grenade associé à un arrêt du volcanisme d'arc, que la dynamique actuelle de la région débute et donne naissance à l'arc volcanique des Petites Antilles (**Fig.18**). Cet arc est l'expression de la subduction de la croûte océanique atlantique vers l'WNW sous la plaque caraïbe, avec une vitesse 2cm/an (DeMets et al., 2000 ; Perez et al., 2001).

L'arc des Petites Antilles est constitué d'une vingtaine d'îles se répartissant sur 850 km de longueur avec un rayon de courbure de 450 km. Il s'étend depuis la marge continentale vénézuélienne au sud jusqu'au passage d'Anegada au nord, ce dernier marquant la limite avec les Grandes Antilles. Au nord de la Martinique, l'arc est divisé en deux segments distincts :

- **l'arc externe (arc ancien)** : (également appelé *Limestone Caribbees* en anglais) à l'est, d'âge Eocène moyen à Miocène (Nagle et al., 1976; Briden et al., 1979; Andreieff et al., 1988; Legendre et al., 2018) est constitué du nord vers le sud des îles : Anguilla, Saint-Martin, Saint Barthélémy, Barbuda, Antigua, Grande-Terre de la Guadeloupe et Marie-Galante.
- **et l'arc interne (arc récent)** : à l'ouest, actif depuis le Pliocène (Labanieh et al., 2010; Germa et al., 2011). Il comprend du nord au sud les îles : Saba, Saint Eustatius, Saint Kitts, Nevis, Redonda, Montserrat, Basse-Terre de la Guadeloupe, et les Saintes.

Les deux arcs se rejoignent au sud de la Guadeloupe pour n'en former qu'un seul jusqu'aux marges vénézuéliennes (**Fig.18**). Ce dernier se compose des îles : Dominique, Martinique, Sainte Lucie, Saint Vincent, Grenadines et Grenade.

Les caractéristiques de la subduction des Petites Antilles (vitesse de convergence, âge de la plaque plongeante) lui confèrent un type intermédiaire, semblant justifier un niveau

d'activité sismique relativement modéré par rapport à d'autres zones de subduction comme celle du Chili (Mendy,2008).

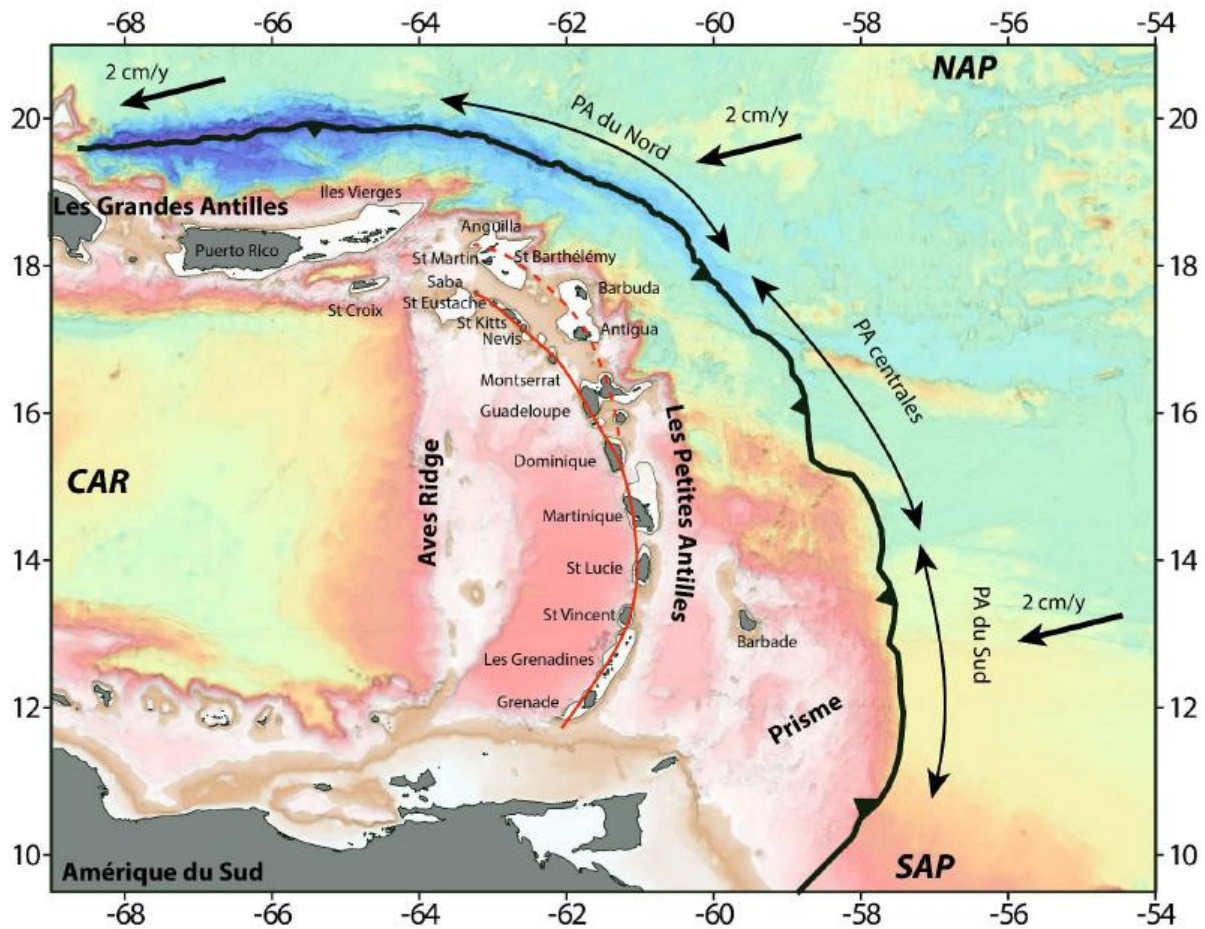


Fig.18 : Morphologie de l'est de la plaque caraïbe. En rouge, il s'agit de l'arc interne actif ; en rouge pointillé, de l'arc externe inactif ; en pointillé noir, la limite entre le prisme d'accrétion et le domaine avant-arc (Bangs et al., 1990; Ten Brink et al., 2004; Laigle et al., 2013; Laurencin et al., 2017) ; en blanc autour des îles, les plateformes carbonatées ; les flèches noires, la direction de convergence (DeMets et al., 2000). CAR : plaque caraïbe, NAP : plaque Amérique du Nord, SAP : plaque Amérique du Sud.

II. Volcanisme

- **Origine du volcanisme :**

Ce volcanisme est intrinsèquement lié au phénomène de **subduction**. Rappelons que la plaque océanique qui plonge, a pris naissance au niveau d'une dorsale. Au fur et à mesure de son écartement de l'axe de la dorsale, la plaque subit un refroidissement et une hydratation du fait de l'interaction avec l'eau de mer (ce qui va modifier la composition chimique des roches).

Lorsqu'elle arrive au niveau de la zone de subduction, cette plaque constituée de basaltes, de gabbros, de péridotites mais aussi de sédiments, va être confrontée à de nouvelles conditions de pression. L'augmentation de la pression (causé par l'enfoncement de la plaque) va entraîner un métamorphisme avec déshydratation de ses minéraux.

La libération de l'eau au niveau du manteau situé au-dessus du plan de subduction abaisse le point de fusion des péridotites de cette zone, permettant une fusion partielle, pour des profondeurs comprises entre 100 et 200 km et pour des températures inférieures à 1000°C.

Ce magma plus léger remonte dans les roches encaissantes soit lentement avec la formation de roches plutoniques, soit rapidement et aboutissant alors à un volcanisme. Il en résulte la formation d'un arc ou d'une cordillère parallèle au front de subduction, située à une distance (relativement constante pour toutes les zones de subduction) comprise entre 100 et 150 km au-dessus du plan de Wadati-Benioff (Mendy, 2008).

- **Volcanisme et éruptions des Petites Antilles :**

Le volcanisme de subduction andésitique des Petites Antilles est caractérisé par des **éruptions** souvent **explosives** qui se manifestent, dans sa forme la plus dangereuse, par des nuées ardentes. Ce caractère explosif provient de la forte viscosité de ce type de laves (un magma visqueux laisse échapper difficilement les gaz), viscosité qui provient elle-même de la forte teneur en éléments alcalins.

Les éruptions explosives libérant des coulées et les déferlantes pyroclastiques sont responsables de près de 98 % des victimes du volcanisme dans la région, aux côtés des lahars (coulées de boue) et des retombées aériennes (cendres et lapilli) (Belouet, 1998 ; Lesales, 2005).

Ce sont donc près d'une vingtaine de volcans actifs qui menacent l'espace antillais (Lindsay et al., 2005). Dans un axe subméridien, du nord au sud, il s'agit du mont Scenery ou the Mountain (Saba), du Quill (Saint-Eustache), du mont Liamuiga ou mont Misery (Saint-Kitts), du Nevis Peak (Nevis), de la Soufrière Hills (Montserrat), de la Soufrière (Guadeloupe), du morne au Diable (Dominique), du morne Diablotin (Dominique), du morne Trois-Pitons (Dominique), du Micotrin (Dominique), du morne Watts (Dominique), du Grand Soufrière Hill (Dominique), du morne Anglais (Dominique), de Foundland (Dominique), du

morne Plat-Pays (Dominique), de la montagne Pelée (Martinique), du Qualibou (Sainte-Lucie), de la Soufrière (Saint-Vincent), du Kick'Em Jenny (Grenade) et du mont Sainte-Catherine (Grenade). Petite particularité, le Kick'Em Jenny est le seul volcan sous-marin actif observé dans l'arc antillais. Il compte 12 éruptions en 62ans (1939, 1943, 1953, 1965, 1966, 1972, 1974, 1977, 1988, 1990,2001) (David, 1998).

L'analyse de leur activité historique met en évidence une fréquence de 5 à 7 éruptions par siècle dans l'ensemble de l'arc des Petites Antilles. La Soufrière de Guadeloupe est le volcan de l'arc qui a connu le plus de manifestations éruptives depuis le XVIIe siècle. Il s'agit de 8 éruptions d'origine phréatique, dont les conséquences sont en général limitées.

La plupart des volcans de l'arc n'ont pas connu de manifestation éruptive historique. Ils se caractérisent en effet par de longues périodes de repos éruptif pouvant s'étendre sur plusieurs siècles.

L'étude des dépôts volcaniques permet cependant de reconstituer et de caractériser l'activité de ces volcans (Lindsay et al., 2005). En dépit de leur calme relatif, les possibilités d'un réveil sont réelles et nécessitent la surveillance constante des édifices volcaniques de l'arc des Petites Antilles.

Iles	Volcans	Eruptions les plus récentes	
		Magmatiques	phréatiques
Montserrat	Soufrière Hills (le dôme a pu atteindre une hauteur maximale de 1093 m en mars 2003)	De décembre 1995 à l'actuel	Du 18 juillet au 15 novembre 1995
Guadeloupe	Soufrière (1467m)	1530 AD	Juillet 1976 à mars 1977
Dominique	9 volcans dont les plus hauts : Morne Diablotin (1421 m) Morne Trois Pitons (1394 m)	La plus récente a été localisée au niveau du Morne Patate au sein du complexe volcanique du Plat Pays, et remonte au moins à 500 ans.	2 éruptions phréatiques historiques pour la Vallée de la Désolation : 4 janvier 1880 9 juillet 1997
Martinique	Montagne Pelée (1397 m) 4 éruptions majeures au cours du dernier siècle	2 éruptions magmatiques avec formation de dômes : 1902-1905 1929-1932	2 éruptions phréatiques : Janvier à Avril 1792 Aout à octobre 1851
Sainte-Lucie	Soufrière (950 m pour le sommet le plus haut)	Dates les plus récentes pour l'activité de la Soufrière : 20000 ans BP	1766 (explosions phréatiques mineures)
Saint-Vincent	Soufrière (1220 m)	1902-1903 (éruption explosive) 1971-1972 (éruption effusive) 1979-1983 (éruption explosive avec mise en place d'un dôme)	

Tab.2. Dates des éruptions magmatiques et phréatiques les plus récentes pour quelques-uns des volcans actifs des Petites Antilles. (Source : Lindsay et al., 2005).

III. Sismicité

1) Notions sur la zone sismogène et le couplage sismique :

Dans les zones de subduction, les plus forts séismes dits méga-séismes de subduction, se produisent lors de la rupture de la partie fragile de la limite interplaque dite zone sismogène. Ces séismes souvent de fortes magnitudes sont généralement très destructeurs et peuvent provoquer des tsunamis.

L'étude de la thermicité, des méga-séismes de subduction permettent de déterminer partiellement les limites de la zone sismogène. Les modèles de la fin des années 90 proposaient généralement que ces limites thermiques étaient associées aux isothermes 100-150°C (changement de la smectite en illite) (Moore and Saffer, 2001) pour la limite supérieure et 350- 450°C pour la limite inférieure (changement de rhéologie fragile/ductile) (Scholz, 1990); de plus cette dernière dépend fortement de la localisation du coin mantellique serpentinisé (Hyndman and Peacock, 2003).

Aujourd'hui, les derniers grands séismes de subduction (Sumatra, Chili, Japon) avec des caractéristiques particulières et une extension de la zone sismogène qui sort largement du cadre thermique fixé par les modèles amènent à se poser beaucoup de questions sur le couplage sismique à l'interplaque.

Le cycle sismique correspond à un cycle de chargement et de déchargement des contraintes cumulées pendant la phase inter-sismique le long d'une faille bloquée de manière transitoire.

L'interface de subduction autrement dit la limite interplaque peut répondre à ce type de fonctionnement à l'origine des grands séismes de subduction, dépendant fortement du couplage sismique entre les deux plaques. Il correspond à une mesure de l'interaction mécanique entre les deux plaques.

Un couplage nul correspond à une accommodation asismique ou glissement libre entre les deux plaques. Au contraire un couplage total correspond à une interface qui accommode la convergence par des ruptures sismiques. L'étendue de la zone sismogène, la quantité de sédiments subductants et les reliefs et l'âge de la plaque plongeante semblent contrôler ce couplage (Lallemand, 1999).

2) La sismicité des Petites Antilles :

La zone de subduction des Petites Antilles montre une **sismicité** relativement **faible** qui s'expliquerait en partie par son faible **taux de convergence** entre les plaques américaines et caribéenne (e.g. Stein et al., 1982) mais probablement aussi par des spécificités locales sur le couplage qu'il s'agit d'étudier.

En effet, une modélisation des données géodésiques récentes suggère un **couplage** interplaque **faible**, cela signifie qu'une grande partie de la convergence pourrait être accommodée par du **glissement asismique** (Manaker et al., 2008).

L'arc des Petites Antilles présente des **mécanismes aux foyers** (Fig.19) très **variés** montrant des **séismes en extension**, en **convergence** et en **décrochement**.

Entre la latitude 16°N et 18°N à l'est de l'arc sous le prisme, la plupart des mécanismes au foyer sont des mécanismes de convergence, liés à la subduction ; tandis qu'entre les arcs externes et internes on note des mécanismes décrochant senestres.

Plus au sud, les mécanismes au foyer montrent souvent une forte composante décrochante qu'elle soit dextre ou senestre. Au nord, on trouve une grande variété de mécanismes qu'ils soient décrochant, chevauchants ou en faille normale (Muriel, 2014).

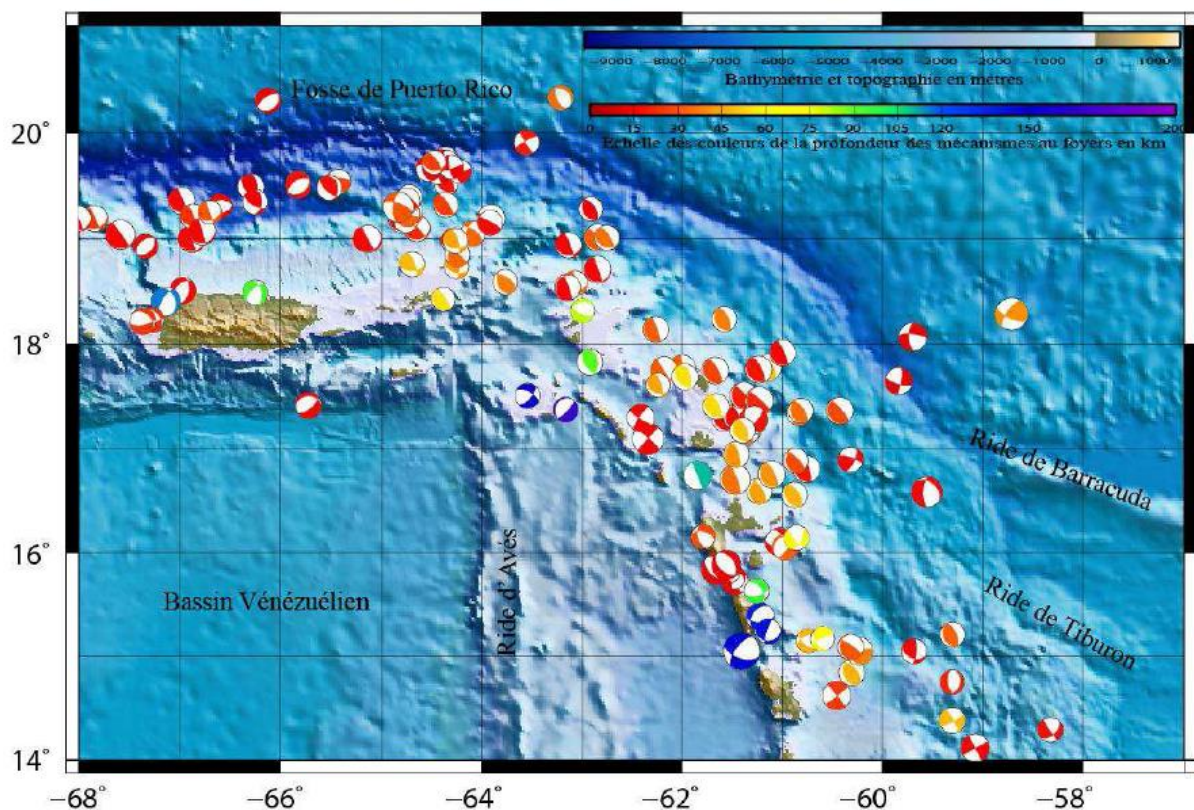


Fig.19 : Carte des mécanismes au foyer du Nord des Petites Antilles, les données proviennent du catalogue Global CMT sur une période allant de 1976 à 2014 pour une magnitude supérieure à 3. La taille des symboles est proportionnelle à la magnitude et la couleur à la profondeur de l'hypocentre (Muriel, 2014).

D'après les données sismologiques et le contexte géodynamique de l'arc des Petites Antilles, on peut distinguer :

- Des séismes volcaniques liés au fonctionnement des volcans actifs,
- Des séismes de subduction parmi lesquels on distingue les séismes « interface » (à l'interface des plaques Caraïbe et Amérique) des séismes intraplaque (dans la plaque Amérique).
- Des séismes superficiels crustaux intraplaques Caraïbe.

A. Les séismes volcaniques :

Les séismes volcaniques sont souvent caractérisés par des essaims de secousses très superficielles, de faible magnitude (< 4.5), rarement ressenties par la population ou alors dans une zone limitée. Ils sont localisés à l'aplomb ou en périphérie immédiate des édifices volcaniques et sont engendrés par des phénomènes associés au fonctionnement et aux éruptions magmatiques et/ou phréatiques du volcan (progression des magmas, ouverture de fractures...). Exemple: Soufrière 1976 (M 4,5 - VI).

Les séismes volcaniques, sont classés en plusieurs types suivant leur origine. Cette classification est spécifique des enregistrements sismologiques obtenus dans les différents observatoires et diffère selon la localisation géographique des foyers et la nature des ondes sismiques observées.

- **Classification des séismes volcaniques (d'après MINAKAMI)**

MINAKAMI (1960) a distingué les séismes volcaniques suivants:

TYPE A: séismes volcano-tectoniques. Ils sont isolés et plus ou moins fréquents; leurs foyers sont à une profondeur de 1 à 10 km, quelquefois jusqu'à 20 km, rarement entre 30 et 60 km, sous un volcan ou à proximité. Ils précèdent de quelques jours les éruptions. Leurs enregistrements montrent des phases P et S bien distinctes.

TYPE B: essaims de séismes volcaniques. Ce sont de nombreux séismes successifs dont les foyers à faible profondeur (0,1-1 km) autour du cratère. Ils devancent de peu une éruption (quelques heures). A cause de leur origine très superficielle, sur les sismogrammes obtenus à plus d'un km des foyers les phases P et S ne sont pas nettes.

TYPE C: séismes d'explosion. Ils sont associés à l'activité volcanique avec leurs foyers situés juste sous le fond du cratère.

Ces trois types de séismes volcaniques sont surtout caractéristiques des volcans andésitiques qui ont généralement une activité explosive.

B. Les séismes de subduction :

Profondeur et mécanisme focaux permettent de distinguer deux types de séismes de subduction : « **interface** » et « **intraslab** ».

En effet, *Tichelaar and Ruff (1993)* observent que les séismes « intraslab » ont lieu à des profondeurs supérieures à 50 km, une analyse plus fine montre qu'ils descendent jusqu'à 200 km dans le cas des Petites Antilles (*Bengoubou et al., 2008*).

De plus, pour ces derniers, on a des mécanismes au foyer de **failles normales** indiquant un **régime extensif** au niveau du slab qui plonge dans le manteau. Ils sont générés par réactivation de fractures anciennes anté-subduction ou formées à un stade précoce de la subduction (lors de la flexure de la plaque), et pour les plus profonds, par « déchirements » de fragments lithosphériques (notamment pour de vieilles lithosphères subduites, qui plongent sous leur propre poids).

Une autre alternative serait un effet mécanique de la déshydratation. Le séisme du 29 novembre 2007 de magnitude Mw 7.4 (**Tab.3**) localisé au nord de la Martinique à 152 km de profondeur, est un exemple d'évènements intraslab, il est l'objet de travaux actuels (*Bouin et al., en préparation*).

Les séismes « **interface** » sont localisés à des profondeurs plus superficielles (< 50 km) et montrent des mécanismes au foyer en **chevauchement**, **régime compressif** logiquement causé par la convergence et l'affrontement des deux plaques.

Seul le séisme du 8 février 1843 est connu pour être un fort séisme interface. *Bernard et Lambert (1985)* ont estimé sa magnitude entre 7.5 et 8 avec une dimension de la source de l'ordre de 100km et une localisation proche de la Grande-Terre et d'Antigua, entre les rides de Barracuda et Tiburon.

C. Les séismes intraplaques :

Une grande partie de la sismicité des Petites Antilles est marquée par ce type de séismes. Ces derniers sont dits **crustaux**, car ils ont lieu dans la croûte (plaque Caraïbe) à des **profondeurs** hypocentrales **superficielles** (< 50 km) et pour la plupart entre 0 et 30 km de profondeur.

Le séisme des Saintes du 21 novembre 2004 $M_w = 6.3$ (**Tab.3**) est un exemple de ce type de sismicité, ainsi que ceux (pour les plus importants) de 1897, 1851, 1914 et 1992 pour la Guadeloupe, les séismes dévastateurs de Nevis de 1690 et 1985. Ces évènements « intraplaque » présentent des mécanismes en failles normales, et correspondent aux jeux de failles situées dans la partie externe de l'arc.

	Intraplaque	Intraslab	Interface
Séisme	21 novembre 2004	29 novembre 2007	8 février 1843
Magnitude	Mw 6.3	Mw 7.4	7.5- 8
Profondeur hypocentrale	15 km	152 km	30 km
Mécanisme	Faille normale	Faille normale	Faille inverse (supposée)
Localisation et association à un accident géologique	Intraplaque Caraïbe, faille du Roseau entre Les Saintes et la Dominique de direction NW-SE	Intraplaque Amérique au niveau du slab plongeant : rupture possible sur une ancienne zone de fragilité	Chevauchement interplaque Caraïbe/ Amérique, entre les rides de Barracuda et Tiburon
Intensité	VII-IX aux Saintes	VII à Trinité, Fort-de-France en Martinique	IX à Pointe-à-Pitre en Guadeloupe

Tab.3 : Caractéristiques des sources sismiques les plus récentes pour les différents types d'évènements observables dans l'arc des Petites Antilles (Mendy,2008).

- **Caractérisation des failles a l'origine des séismes intraplaques**

- **Failles actives dans les îles de l'archipel de la Guadeloupe :**

Au nord de la Martinique, l'arc des Petites Antilles est double. Il est constitué d'un arc externe ancien et d'un arc interne volcanique récent (Bouysse & Westercamp, 1990) (**Fig.18**).

Le socle volcanique de l'arc ancien, d'âge Paléocène supérieur à Miocène inférieur (Andreieff et al.,1984), a été abrasé par l'érosion marine et forme aujourd'hui une série d'îles basses, recouvertes de platiers coralliens plioquaternaires. L'arc interne est actif depuis le Miocène supérieur (Bouysse & Westercamp, 1990).

Les volcans de Montserrat, de la Guadeloupe et de la Martinique, alignés le long de cet arc, sont connus pour leurs éruptions violentes (Boudon,1987). À la Guadeloupe, les trois îles de l'arc externe (Grande-Terre, Marie-Galante, La Désirade) sont donc couvertes de calcaires récifaux quaternaires (Andreieff et al.,1989 ; Bouysse & Garrabé,1984 ; Grellet et al.,1988), et seule l'île de l'arc interne (Basse-Terre) est volcanique (**Fig. 18 et 20**).

C'est sur les îles de l'arc externe que l'identification morphotectonique des failles actives — escarpements cumulés à inflexion plus raide (**Fig.21a**) (Avouac & Peltzer,1993), vallées perchées (**Fig.21d**) (Armijo et al.,1986) — est la plus simple.

La surface du platier corallien de Grande-Terre, d'altitude maximum 150 m, est ainsi coupée par deux familles de failles actives dont les escarpements, longs de plusieurs kilomètres, forment des marches nettes dans la topographie (**Fig.21a**).

Une première famille de failles, d'orientation moyenne $\sim N 20^\circ E$, à pendage sud-est, bascule vers le nord-ouest les plateaux au nord de l'île. La plus spectaculaire de ces failles, celle de la Grande-Vigie, décale la surface morphologique d'environ 40 m. Le plan de faille est visible en coupe dans la falaise d'érosion marine (**Fig.21a**). Le miroir porte des stries à pitch voisin de 90° (**Fig.21b**), qui attestent un mouvement purement normal.

La frange côtière sud de l'île est coupée, de Pointe-à-Pitre jusqu'à Saint-François, par une seconde famille de failles normales, de direction moyenne est– ouest, à pendage vers le sud (i.e., failles de Gosier, de Roche-de-May, de Fond-Saint-Bernard, **Fig.20**). Ces failles ont des escarpements hauts de 40 à 60 m. Un site de mesures microtectoniques, dans une carrière près de l'intersection entre les deux dernières failles, implique une direction d'extension moyenne nord–sud (**Fig.20**).

Les failles normales, d'orientation est–ouest, qui coupent l'île de Marie-Galante au sud, ont un pendage opposé (vers le nord) à celles qui coupent le littoral sud de Grande-Terre. La plus importante de ces failles, la faille de Morne-Piton, coupe de part en part l'île de Marie-Galante, affaisant le plateau nord par rapport au plateau sud qu'elle surélève (**Fig 21c**).

L'escarpement cumulé de la faille, haut de plus de 100 m (**Fig.21c**), est marqué par une série de vallées visibles en coupe le long du littoral ouest de l'île.

L'ensemble des mesures microtectoniques réalisées le long de ce littoral confirme l'existence de rejets normaux et de fissures ouvertes, d'orientation prédominante ~ est-ouest, compatibles avec une direction d'extension moyenne nord-sud (**Fig.22**).

La plupart des failles normales majeures identifiées au nord de la zone de volcanisme récent de Basse-Terre (complexe Grande-Découverte-Soufrière, (Boudon et al., 1990)) ont un pendage vers le sud, telle celle de la « Pointe-à-Sel », qui décale de plus de 30 m des dépôts volcaniques datés entre 1,2 et 0,2 Ma (Boudon et al., 1990) (**Fig. 21e et 22**, stéréoplot 10).

À l'opposé, la plupart des failles normales récentes identifiées au sud du complexe volcanique récent ont un pendage vers le nord, comme celle des « monts Caraïbes » (**Fig.21f et 22**, stéréoplot 20). L'île de Basse-Terre est donc coupée par deux ensembles de failles normales antithétiques, dont la symétrie est identique à celle observée plus à l'est, entre Grande-Terre et Marie-Galante.

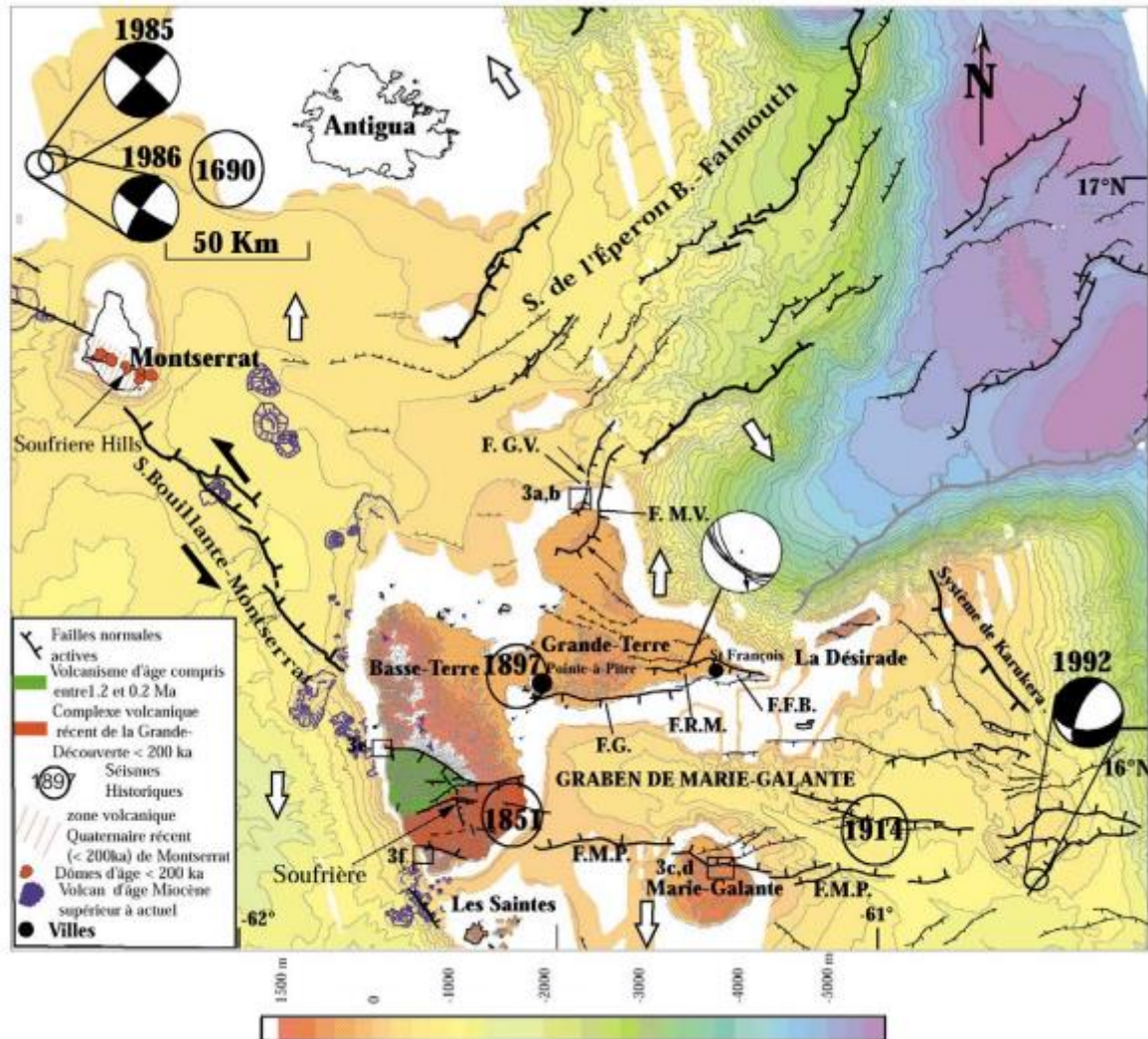


Fig.20 : Failles normales actives de l'archipel de Guadeloupe. **F** : failles. **G.V.** : Grande-Vigie. **M.V.** : montagne Vercinot. **G.** : Gosier. **R.M.** : roche de May. **F.B.** : fond Saint Bernard. **M.P.** : Morne-Piton. **En rouge** : Volcanisme récent (< 200 ka) de Basse-Terre (Grande-Découverte–Soufrière). **En vert** : volcanisme de Bouillante (1,2–0,2 Ma). **Cercles noirs** : séismes historiques, avec leur date. Les mécanismes au foyer (catalogue Harvard) des séismes de 1992, 1985 et 1986 sont indiqués. **Cadres noirs** : localisations des photographies de la figure 3. **Flèches blanches** : directions d'extension compatibles avec la géométrie des failles et les mesures microtectoniques. **Demi-flèches noires** : décrochement sénestre du système de Bouillante–Montserrat. Failles normales principales en trait plus épais. **Stéréoplot** : mesures microtectoniques (projection hémisphère inférieur, mouvement du compartiment supérieur de la faille). Fond bathymétrique et topographique, d'après les modèles numériques de terrain Aguadomar et IGN (50 et 100 m). **Intervalles des isobathes** : 200 m, 1 000 m (en mer) et 50 m (à terre) (Feuillet et al.,2001).

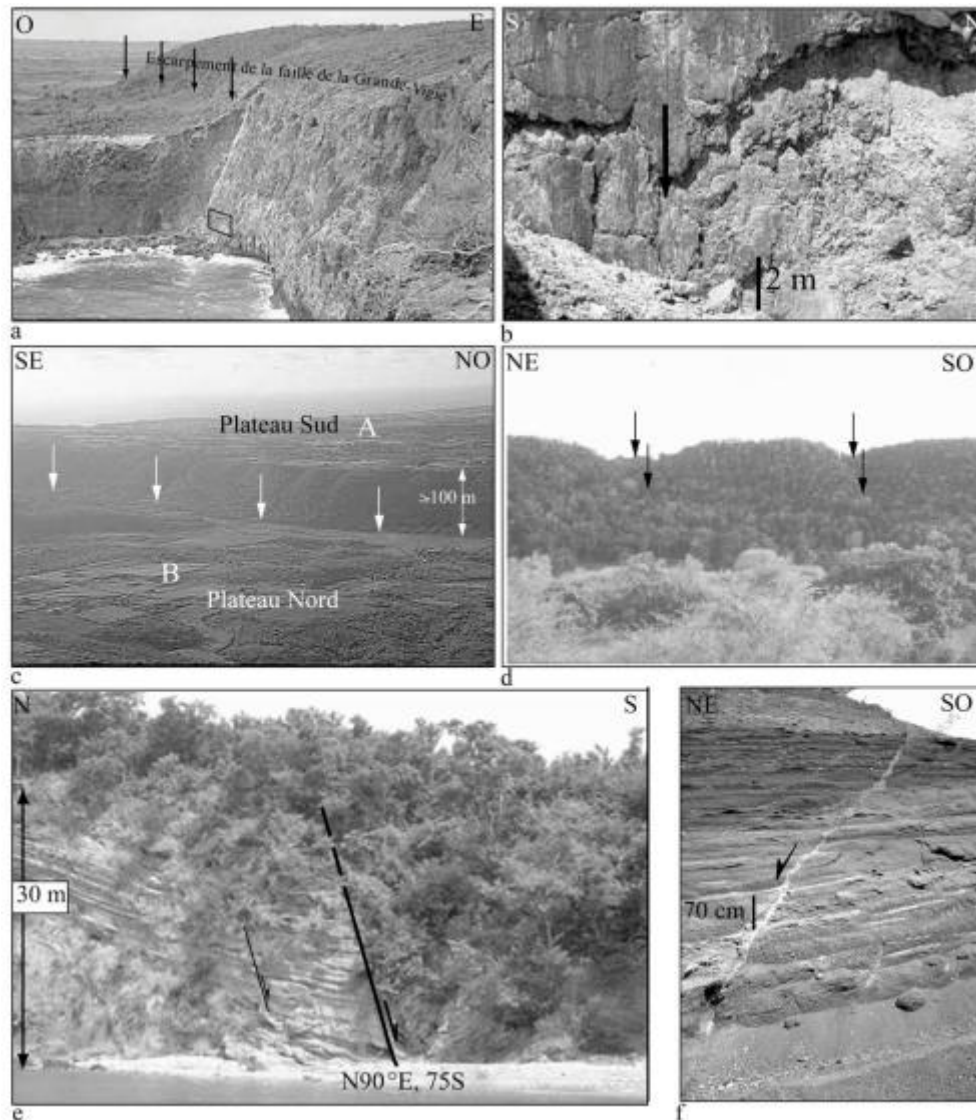


Fig.21 : Vues de terrain des failles normales principales de l'archipel de Guadeloupe (localisation sur les figures 20 et 22). **a.** Vue vers le sud de la faille normale de la Grande-Vigie (nord Grande-Terre). L'escarpement cumulé de cette faille, haut de ~ 40 m, est net dans la morphologie. Le plan de faille est visible en coupe dans la falaise. **Flèches noires** : trace de la faille. **Cadre noir** : localisation de la figure 3b. **b.** Stries verticales du plan de faille de la Grande-Vigie attestant un mouvement purement normal. **Flèche noire** : pitch des stries. **c.** Vue vers le sud-est de l'escarpement de faille de Morne-Piton (Marie-Galante). L'escarpement cumulé forme une marche franche, haute de ~ 100 m dans la morphologie (flèche blanche double). **Flèches blanches** : base de l'escarpement. **A** : plateau sud. **B** : plateau nord. **d.** Vue vers le sud montrant deux vallées perchées (flèches noires) par la faille. **e.** Vue vers l'est de la faille normale de Pointe-à-Sel (Basse-Terre). **Double flèche noire** : hauteur de la falaise. Chiffres noirs : direction et pendage du plan de faille. **f.** Vue vers l'est de l'une des failles normales qui coupent les hyaloclastites des monts Caraïbes dans une carrière (Basse-Terre, localisation sur la figure 4). **Trait noir** : décalage des hyaloclastites (70 cm). Noter la disposition en échelons des fissures associées au plan de faille. (Feuillet et al.,2001).

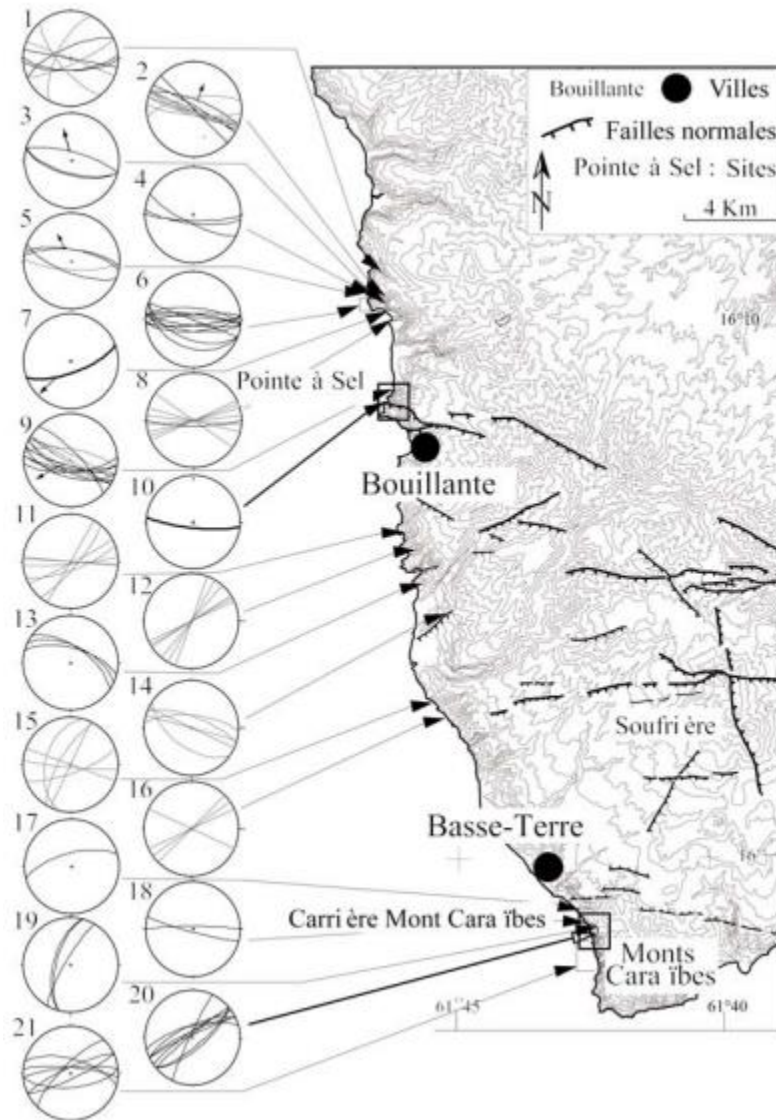


Fig.22. Carte tectonique et mesures microtectoniques de la région sud-ouest de Basse-Terre. Topographie redessinée d'après les cartes IGN (1:25 000). **Flèches noires** : différents sites de mesures microtectoniques. Stéréoplots 1–21, projections hémisphère inférieur des plans de failles, stries associées et fissures, la flèche indiquant le mouvement du compartiment supérieur. **Cadres noirs** : localisation des failles des figures 3e et 3f (Pointe-à-Sel et monts Caraïbes). Failles normales dans Basse-Terre d'après (Feuillet, 2000). Failles principales en trait plus épais.

- **Les failles actives, en mer, autour des îles de l'archipel de la Guadeloupe :**

L'analyse des nouvelles données de la campagne Aguadomar du N/O L'Atalante (19 décembre 1998– 22 janvier 1999) (bathymétrie et sismique réflexion six traces) montre que les failles normales actives cartographiées à terre se prolongent en mer (**Fig.20**).

Le système de failles de Morne-Piton se poursuit à l'ouest comme à l'est de l'île de Marie-Galante, sur une longueur totale de plus de 80 km. C'est la faille normale la plus importante de l'archipel. Avec les failles qui longent le littoral sud de Grande-Terre, comme celle de Gosier, elle délimite un graben large de 50 km au maximum, d'orientation moyenne est-ouest : le graben de Marie-Galante.

Ce graben se poursuit vers l'est, où ses failles traversent l'éperon de Karukéra orienté ~ N 160°E et recourent le système de failles normales associé, orienté parallèlement à l'arc. Vers l'ouest, les failles bordières de ce graben limitent la zone volcanique récente et actuelle.

Les systèmes de la Grande-Vigie et de la montagne Vercinot, au nord de Grande-Terre, se prolongent aussi en mer, formant la zone de l'éperon Bertrand-Falmouth, composée de failles normales limitant des grabens ou des demi-grabens d'orientation N 40° ± 20°E. Au nord-ouest de la pointe de la Grande-Vigie, la direction de ces failles tourne dans le sens horaire pour devenir plus est-ouest.

Dans toute la partie externe de l'arc des Petites Antilles, au nord comme au sud de la Grande-Terre, le style de la tectonique récente est donc caractérisé par des failles normales orientées à peu près perpendiculairement à l'arc, résultant d'une extension en gros parallèle à l'arc.

En revanche, au nord-ouest de Basse-Terre, le style tectonique est différent. La partie interne de l'arc est coupée par le système de « Bouillante-Montserrat » (Bouysse & Westercamp.,1990 ; Feuillet,2000 ; Polyak et al.,1992). Ce système est composé de segments de failles normales, disposés en échelon sénestre dans une direction moyenne N 140°E, parallèle à l'arc.

La géométrie de ce système de failles est compatible avec une composante de mouvement latéral sénestre. Le système de l'éperon Bertrand-Falmouth et le graben de Marie-Galante se connectent, à l'ouest, au système de Bouillante-Montserrat, ce qui implique que toutes les failles sont actives simultanément. La géométrie d'ensemble est celle d'une queue de cheval sénestre, à l'échelle de toute la partie nord de l'arc.

- **Failles actives, sismicité et volcanisme**

Les failles que nous avons caractérisées (**Fig.20**) coupent des platiers coralliens dont les âges sont compris entre 250 et 30 ka (Battistini et al.,1986 ; Feuillet,2000) ou des séries volcaniques d'âge inférieur à 200 ka (Boudon et al.,1990).

L'existence de fissures ouvertes en bord de mer et d'escarpements cumulés typiques implique que ces failles sont actives. Certains segments de ces failles sont donc, sans doute, la source de séismes superficiels.

En particulier, trois séismes historiques locaux d'intensité VII à VIII (Bernard & Lambert,1988; Feuillard,1985) se sont produits depuis 150 ans à proximité des failles bordières du graben de Marie-Galante : en 1851 à Capesterre, en 1897 à Pointe-à-Pitre, et en 1914 à l'est de Marie-Galante, dans le graben.

D'autre part, le séisme du 3 août 1992, de magnitude 5,6, présente un mécanisme au foyer en accord non seulement avec la direction, le pendage et la cinématique de la faille bordière du graben le long de laquelle il se situe, mais aussi avec une direction d'extension nord-sud comparable à celle déduite des mesures microtectoniques.

Au nord de Montserrat, les mécanismes au foyer du séisme de Nevis du 16 mars 1985 ($m_b = 6,3$) et de sa réplique majeure (1986) sont quant à eux compatibles avec une cinématique sénestre le long de la zone de faille de Bouillante-Montserrat.

Tout le volcanisme récent (< 200 ka, Boudon et al.,1990) de Basse-Terre, dont le volcan actif de la Soufrière de Guadeloupe, est localisé dans la terminaison ouest du graben, là où il rejoint le système de failles normal-décrochant sénestre de Bouillante-Montserrat (**Fig.20**).

Les épaulements du graben sont, en revanche, constitués de roches volcaniques plus anciennes. À Montserrat, on observe une géométrie semblable. Le volcanisme récent se situe à la terminaison ouest du système de l'éperon Bertrand-Falmouth, là où il rejoint le système de Bouillante-Montserrat.

Les dômes andésitiques auxquels appartient le volcan actif de Soufrière Hills ont un âge inférieur à 200 ka (Harford et al.,1999). Ils sont alignés parallèlement aux failles normales du

système de Bouillante–Montserrat et se situent dans un relais extensif entre deux segments de failles obliques sénestres, suggérant qu'ils se sont mis en place à l'aplomb d'une fissure accommodant l'ouverture au centre de ce relais. Il semble donc que failles normales et fissures liées à l'extension active aient pu guider l'effusion des produits volcaniques vers la surface à Basse-Terre comme à Montserrat.

Conclusion :

L'arc des Petites Antilles est le siège de la subduction de la lithosphère Atlantique sous la plaque Caraïbe dans une direction sud-ouest, à la vitesse de $\sim 2 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$. Il en résulte un volcanisme actif et dangereux et une sismicité relativement importante.

La distinction entre les différents types d'évènements (intraslab, interface, intraplaque) et leurs caractéristiques (magnitude, source) ainsi qu'une bonne estimation du couplage de la subduction semblent être, a priori une étape importante dans l'évaluation de l'aléa sismique dans cette région.

Aux petites Antilles, les failles actives (les plus importantes) à l'origine des séismes intraplaque ont été identifiées et cartographiées en terre et en mer, à plusieurs échelles en combinant des données marines à haute résolution et des observations et mesures de terrains (Feuillet, 2000).

Les platiers coralliens de Grande-Terre et Marie-Galante et l'île volcanique de Basse-Terre en Guadeloupe, dans l'arc des Petites Antilles, sont coupés par des failles normales actives. Ces derniers se prolongent en mer, formant deux familles :

- L'une limite des grabens perpendiculaires à l'arc, reflétant une extension \sim nord–sud.
- L'autre, en échelon le long de l'arc volcanique, traduit une composante sénestre de déplacement.

Les deux familles de failles se connectent et forment, à l'échelle de l'arc une queue de cheval accommodant la partition des mouvements entre les plaques Caraïbe et Nord Américaine. La distribution des séismes superficiels et leurs mécanismes au foyer sont compatibles avec ce modèle tectonique.

Les volcans actifs de la Soufrière (Guadeloupe) et de soufrière Hills (Montserrat) se situent à la terminaison ouest des grabens, là où ils se connectent au grand échelon senestre, dont les failles bordières ont sans doute été la source de plusieurs séismes historiques et instrumentaux de magnitude supérieure à 5,5.

Ceci implique que la déformation active contrôle la localisation du volcanisme et pourrait expliquer les directions préférentielles des grandes avalanches pyroclastiques résultant des déstabilisations des édifices volcaniques.

Conclusion

Par ce présent travail, nous avons effectué une étude bibliographique du domaine caraïbe : commençant par la détermination de son origine et formation ainsi que sa structure générale et signature géochimique de ses basaltes passant à l'étude de l'activité sismique, du volcanisme et de la géodynamique de ce domaine.

Différentes études ont permis une meilleure compréhension du domaine Caraïbe, grâce à la réalisation de forages profonds, de dragages, de sismique réflexion et réfraction.

Les résultats des forages profonds DSDP (Edgar et al., 1973 ; Sigurdsson et al., 1997) font apparaître que la majorité du bassin océanique Caraïbe est composée d'un substratum océanique de nature ignée, qui s'est formé au Crétacé Supérieur (Loewen et al., 2013).

Les analyses sismiques réalisées dans le domaine Caraïbe (Leroy, 1995 ; Mauffret et Leroy, 1997) montrent que l'épaisseur de la croûte est variable, avec des valeurs allant de 5 km à 20 km.

Les compositions isotopiques sur l'ensemble du plateau Caraïbe indiquent que le panache source est isotopiquement hétérogène. La source est constituée de deux pôles : L'un est plutôt enrichi, avec des ϵ_{Nd} autour de +6 et l'autre est très appauvri avec des ϵ_{Nd} de +10.

Les compositions isotopiques de Sr sont variables et très vraisemblablement largement influencées par des processus de contamination par la croûte océanique.

L'activité sismique dans le domaine Caraïbe est classée en fonction de la profondeur des épices en : Sismicité superficiels, sismicité profonde et intermédiaire.

Les séismes superficiels au nord des Caraïbes ont pour origine la subduction présente le long de la fosse de Puerto Rico et se localisent le long des accidents tectoniques majeurs. Tandis qu'au sud, la plupart des séismes superficiels sont liés à la zone active de la fosse colombienne ainsi qu'au coulissages dextres ou de jeu de failles inverse associé à la tectonique compressive.

Les séismes profonds et intermédiaires sont surtout localisés au nord le long de la fosse de Porto Rico caractérisant la subduction de l'Amérique du nord sous les Caraïbes. Tandis qu'au sud, ils sont essentiellement concentrés dans les régions de Bucaramanga, Cauca et de

l'Equateur liés à la subduction de la lithosphère océanique de la plaque Nazca pour les régions de Cauca et d'Equateur et celle de la plaque Caraïbe, dans la région de Bucaramanga.

Par conséquent, la sismicité assez élevée sur le pourtour de la plaque Caraïbe associe souvent la tectonique compressive et décrochante senestre localisée principalement sur les grands accidents majeurs.

L'intérêt de l'étude du contexte géodynamique et sismotectonique de l'arc des Petites Antilles est de mettre en évidence la relation entre l'activité sismique et volcanique de la plaque Caraïbe.

Rappelons que l'arc des Petites Antilles est le siège de la subduction de la lithosphère Atlantique sous la plaque Caraïbe dans une direction sud-ouest, à la vitesse de $\sim 2 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$. Il en résulte un volcanisme actif et dangereux et une sismicité relativement importante.

La distinction entre les différents types d'évènements (intraslab, interface, intraplaque) et leurs caractéristiques (magnitude, source) ainsi qu'une bonne estimation du couplage de la subduction semblent être, a priori une étape importante dans l'évaluation de l'aléa sismique dans cette région.

Aux petites Antilles, les failles actives (les plus importantes) à l'origine des séismes intraplaques ont été identifiées et cartographiées en terre et en mer, à plusieurs échelles en combinant des données marines à haute résolution et des observations et mesures de terrains (Feuillet, 2000).

Les platiers coralliens de Grande-Terre et Marie-Galante et l'île volcanique de Basse-Terre en Guadeloupe, dans l'arc des Petites Antilles, sont coupés par des failles normales actives. Ces derniers se prolongent en mer, formant deux familles :

- L'une limite des grabens perpendiculaires à l'arc, reflétant une extension \sim nord-sud.
- L'autre, en échelon le long de l'arc volcanique, traduit une composante sénestre de déplacement.

Les deux familles de failles se connectent et forment, à l'échelle de l'arc une queue de cheval accommodant la partition des mouvements entre les plaques Caraïbe et Nord Américaine.

La distribution des séismes superficiels et leurs mécanismes au foyer sont compatibles avec ce modèle tectonique.

Les volcans actifs de la Soufrière (Guadeloupe) et de soufrière Hills (Montserrat) se situent à la terminaison ouest des grabens, là où ils se connectent au grand échelon senestre, dont les failles bordières ont sans doute été la source de plusieurs séismes historiques et instrumentaux de magnitude supérieure à 5,5.

Ceci implique que la déformation active contrôle la localisation du volcanisme et pourrait expliquer les directions préférentielles des grandes avalanches pyroclastiques résultant des déstabilisations des édifices volcaniques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aki, K. and Richards, P. (1980). Quantitative Seismology. Theory and Methods. Freeman, San Francisco.

Andreieff, P., Westercamp, D., Garrabé, F., Bonneton, J.R., and Dagain, J., 1988, Stratigraphie de l'île de Saint-Martin, (Petites Antilles septentrionales): Géologie de la France, v. 2–3, p. 71–88.

Andreieff P., Bonneton J.-R., Vila J.-M., Westercamp D. (1984). Découverte de Paléocène supérieur à Anguilla, extrémité nord de l'arc des Petites Antilles, 10e RAST, Bordeaux, 1984.

Andreieff P., Bouysse P., Westercamp D. (1989) Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'EstCaraïbe, Doc. BRGM 171 (1989) 385.

Armijo R., Tapponnier P., Mercier J.-L., Tonglin H.(1986). Quaternary extension in Southern Tibet: field observations and tectonic implication, J. Geophys. Res. 91 (1986) 3803–3872.

Avouac J.-P., Peltzer G.(1993). Active tectonics in Southern Xinjiang, China: analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira fault system, J. Geophys. Res. 98 (1993) 21773–21807.

Bangs, N. L. B., Westbrook, G. K., Ladd, J. W., and Buhl, P. (1990). Seismic Velocities From the Barbados Ridge Complex : Indicators of High Pore Fluid Pressures in an Accretionary Complex. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6) :8767–8782. 38, 39, 41.

Battistini R., Hirschberger F., Hoang C.T., Petit M. (1986). La basse terrasse corallienne (Eémien) de la Guadeloupe : morphologie, datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, néotectonique, Rev. Géomorph. Dyn. XXXV (1986) 1–10.

Belouet P. 1998. Nombre de victimes des éruptions volcaniques, *L.A.V.E.*, n° 75, octobre 1998, pp. 22-27.

Bengoubou, M., S. Bazin, D. Bertil, F. Beauducel and A. Bosson. (2008). CDSA: a new Seismological Data Center for the French Lesser Antilles. *Seismological Research Letters* 78 (1).

Bernard, P. and J. Lambert. (1985). Les séismes majeurs du 8 février 1943 et du 29 avril 1897. Effets macrosismiques et caractéristiques focales. Etude de la vulnérabilité du bâti et corrélation avec les formations géologiques superficielles sur le site de Pointe-à-Pitre en 1897. 85 SGN 085 GEG. 85.

Bernard P., Lambert J.(1988). Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles arc: revision of the historical seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78 (1988) 1965–1983.

Bird, D., Hall, S., Casey, J. et Millegan, P. (1999). Tectonic evolution of the Grenada basin. *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World 4:* 389-416.

Boudon G. (1987). Mécanismes éruptifs et mode de mise en place des dépôts d'éruption explosives dirigées, exemples de la Soufrière (Guadeloupe) et de la montagne Pelée (Martinique), thèse d'État, université Paris-7, 1987.

Boudon G., Dagain J., Semet M., Westercamp D. (1990). Carte et notice explicative de la carte géologique du massif volcanique de la Soufrière (département de la Guadeloupe, Petites Antilles), échelle 1:20 000, BRGM, Orléans, 1990.

Bouin M.P., M.Bouchon, O. Coutant, S. Bazin. Source Parameters of Mw=7.4 Martinique intermediate depth earthquake (Leeward Islands) of november 29, 2007: a slab pull-event with horizontal fault plane, en préparation.

Bouysse P., Garrabé F. (1984). Évolution tectonique néogène des îles calcaires de l'archipel de la Guadeloupe, *C. R. Acad. Sci. Paris, série II* 298 (17) (1984) 763–766.

Bouysse, P. (1988). Opening of the Grenada back-arc Basin and evolution of the Caribbean Plate during Mesozoic and Early Paleogene. *Tectonophysics* 149: 121-143.

Bouysse P., Westercamp D. (1990). Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc, *Tectonophysics* 175 (1990) 349–380.

Briden, J.C., Rex, D.C., Faller, A.M., Tomblin, J.F., and Brown, G.M., 1979, K-Ar geochronology and palaeomagnetism of volcanic rocks in the Lesser Antilles island arc: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 291, p. 485–528, doi:10.1098/rsta.1979.0040.

Bryne, D., Suarez, G. & McCann, W.R. (1985) – Muertos trough subduction; Microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, 317, 420-421.

Cohen, R.S. & O’Nions, R.K., 1982. The lead, neodymium and strontium isotopic structure of Ocean Ridge basalts. *J. Petrol*, 23 : 299-324.

Calais, E., Béthoux, N. & Mercier de Lepinay, B. (1992) - From transcurrent faulting to frontal subduction: a seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto-Rico. *Tectonics*, 11, 114-123.

Calais, E. & Mercier de Lepinay, B. (1991) - From transtension to transpression along the northern Caribbean plate boundary: implications for the Recent motion of the Caribbean plate. *Tectonophys.*, 186, 329-350.

Calais, E., Y. Mazabraud, B. Mercier de Lépinay, P. Mann, G. Mattioli et P. Jansma. 2002, «Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements», *Geophysical Research Letters*, vol. 29, no 18, p. 3–1.

Coffin M.& Eldholm O.(1993). Les grandes provinces volcaniques. *Pour la Science*,194,76-83.

Coffin M.F., Duncan R.A., Eldholm O., Fitton J.G., Frey F.A., Larsen H.C., Mahoney J.J., Saunders A.D., Schlich R.& Wallace P.J.(2006). Large igneous provinces and scientific ocean drilling : status quo and a look a head. *Oceanography*,19,150-160.

David, J. (1998). Synthèses des mesures de déformation à la Soufrière de Guadeloupe, 1976-1996: contribution à l’étude du fonctionnement du volcan. Institut de Physique du Globe de Paris. Paris, Université Denis Diderot Paris VII. Phd: 435.

Delouis, B., 2009, Caractérisation de la source des séismes: modèles cinématiques et inversions conjointes, déterminations rapides en champ proche, la source dans son contexte sismotectonique, HDR, université de Nice-Sophia Antipolis, UFR Sciences, 239 pp.

DeMets, C. et al., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *geophysical research letters*, 27, 437-440.

DePaolo, D.J.,1988. Neodymium isotope geochemistry : an introduction. Springer Verlag, New York.

Devey, C.W., Albarede, F., Cheminée, J.-L., Michard, A., Muhe, R. & Stoffers , P., 1990. Active submarine volcanism on the Society hotspot swell (West Pacific): a geochemical study. *J. Geophys.Res.*,95(B4) : 5049-5066.

Dixon, T.H., Farina, F., De Mets, C., Jansma, P.E., Mann, P. et Calais, E., 1998. Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. *J Geophys Res*, 103, 15157-15182.

Dixon, T.H. et Mao, A., 1997. A GPS estimates of relative motion between North and South America. *geophysical research letters*, 103, 535-538.

Donnelly, T. (1989) - Geological history of the Caribbean and Central America, In *The Geology of North America- An overview*, (Bally, A.W. & Palmer, A.R., Eds.), pp. 299-321, The Geology of North America, A.: Boulder, Geological Society of America.

Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G. & Westercamp, D. (1990) – History and tectonic setting of Caribbean magmatism, In *The Geology of North America, Vol. H, The Caribbean Region. (A Decade of North American Geology.)*, (Dengo, G. & Case, J.E., Eds.), pp. 339-374, H: Boulder, Colorado, Geological Society of America.

Duncan, R. et Hargraves, R. (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geological Society of America Memoir* 162: 81-93.

Duncan, R., McCulloch, M.T., Barczus, H.G & Nelson, D.R., 1986. Plume versus lithospheric sources for the melts at Ua Pou, Marquesas Island. *Nature* ,303: 142-146.

Dupuy, C., Dostal, J.&Boivin , P.A., 1986. Geochemistry of ultramafic xenoliths and their host alkali basalts from Tallant, Southern Spain .*Mineral .Mag.*, 50 : 231-239.

Edgar, N. T., J. B. Saunders et collab.. 1973, «Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 15.», U.S. Government Printing Office, Washington D.C.

Feuillard M.(1985). Macrosismicité de la Guadeloupe et de la Martinique, rapport de l'Institut de physique du Globe de Paris, Observatoire volcanologique de la Soufrière de Guadeloupe, 1985.

Feuillet, N. (2000). Sismotectonique des Petites Antilles. Liaison entre activité sismique et volcanique. Thèse de doct. Université Paris VII - Denis Diderot, p. 283 (cf. p. 22).

Feuillet, N., Manighetti, I & Tapponnier, P.,2001, Extension active perpendiculaire à la subduction dans l'arc des Petites Antilles (Guadeloupe, Antilles françaises). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes.*

Fichaut, M. (1986). Magmatologie de la Montagne Pelée (Martinique). Géodynamique, Géophysique et Géochimie des océans. Brest, Université de Bretagne occidentale: 318.

Fisher, K.M. & McCann, W.R. (1984) - Velocity modeling and earthquake relocation in the Northeast Caribbean. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1249-1262.

Floyd P.A (1989). Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. In Saunders A.D & Norru M.J. (ed.)- Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Sp.Publ.,42,215-230.

Frankel, A., McCann, W.R. & Murphy, A.J. (1980) - Observations from a seismic network in the Virgin Islands Region: tectonic structures and earthquake swarms. *J. Geophys. Res.*, 85, B5, 2669-2678.

Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Chauvel, C., and Lahitte, P., 2011, The volcanic evolution of Martinique Island: Insights from K–Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 208, p. 122–135, doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.09.007.

Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F. et Vaccaro, C. (2002). The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. *Lithos* 63: 19-40

Giunta, G., Beccaluva, L. et Siena, F. (2006). Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta* 4(1-2): 265-277.

Grellet B., Sauret B., Chabellard J.-G., Bonneton J.-R. (1988). Cadre général de la tectonique récente de la Guadeloupe, rapport BRGM, 1988.

Gstalter, N., 1986. Les formations ponceuses à quartz de la région sud de Basse-Terre (Guadeloupe), pétrologie, géochimie, thermobarométrie et chimie des inclusions vitreuses. thèse de 3ème cycle, Paris sud, Orsay, 296 pp.

Harford C.L., Pringle M.S., Sparks R.S.J., Young S.R.(1999). The volcanic evolution of Montserrat using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, submitted to Montserrat Special Issue, 1999.

Hauff, F., Hoernle, K., Tilton, G., Graham, D.W. et Kerr, A.C. (2000). Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: geochemical constraints from the Caribbean Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters* 174: 247- 263

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N., Niu Y., Leshner C.M., Fitton J.G., Cheadle M.J. & Saunders A.D. (2007)- Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites and oceanites. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, G02006, doi : 10.129/2006GC001390.

Hyndman, R.D., and Peacock, S.M., 2003, Serpentinization of the forearc mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, no. 3-4, p. 417–432.

James, K. (2006). Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding an inter-American origin. *Geologica Acta* 4(1-2): 279-302.

Jarrard, R.D., 1986. Relation among subduction parameters. *Rev. Geophys.*, 24, 217-284. Johnson, M.C., Anderson, A.T. et Rutherford, M.J., 1994. Pre-eruptive volatile contents of magmas. *Rev. Mineral.*, 30, 281-330.

Juteau, T. & Maury, R. (2012). La croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes. In : Vuibert (ed)-octobre 2012-5 allée de la 2^e DB, 75015 Paris.

Kafka, A.L. & Weidner, D.J. (1979) - The focal mechanisms and depths of small earthquakes as determined from Rayleigh-wave radiation patterns. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1379-1390.

Kellogg, J.N. & Bonini, W.E. (1982) - Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South America Plate. *Tectonics*, 1, 251-276.

Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A., Klaver, G.T. et Saunders, A.D. (1996). The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences* 9(1/2): 111-120.

Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A. & Saunders, A.D. (1997). The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: the internal anatomy of an oceanic plateau. In : Coffin M. Mahoney J.J.(ed.) – Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. *Geophys. Monogr., Amer. Geophys. Union*, 100, Washington DC, 123-144.

Labanich, S., Chauvel, C., Germa, A., Quidelleur, X., and Lewin, E., 2010, Isotopic hyperbolas constrain sources and processes under the Lesser Antilles arc: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 298, p. 35–46, doi:10.1016/j.epsl.2010.07.018.

Laigle, M., Becel, A., de Voogd, B., Sachpazi, M., Bayrakci, G., Lebrun, J.-F., Evain, M., and working Group, t.T. w. R. S. R. (2013). Along-arc segmentation and interaction of subducting ridges with the Lesser Antilles Subduction forearc crust revealed by MCS imaging. *Tectonophysics*, 603(b) :32–54. 38, 39, 41, 44

Lallemand, S., 1999, La subduction océanique: Gordon and Breach Science Publishers.

Laurencin, M., Marcaillou, B., Graindorge, D., Klingelhoefer, F., Lallemand, S., Laigle, M., and Lebrun, J. (2017). The polyphased tectonic evolution of the Anegada Passage in the northern Lesser Antilles subduction zone. *Tectonics*, 36 :17. 37, 41

Lay, T. & Wallace, T. C., 1995, Modern Global Seismology, Academic Press, 521 pp.

Leclere-Vanhoeve, A. et Stephan, J.F. (1985). Evolution géodynamique des caraïbes dans le système points chauds. Géodynamique des caraïbes, Paris.

Legendre, L., Philippon, M., Münch, P., Leticée, J.L., Noury, M., Maincent, G., Cornée, J.J., Caravati, A., Lebrun, J.F., and Mazabraud, Y., 2018, Trench Bending Initiation: Upper Plate Strain Pattern and Volcanism. Insights From the Lesser Antilles Arc, St. Barthelemy Island, French West Indies: *Tectonics*, v. 37, p. 2777–2797, doi:10.1029/2017TC004921.

Leroy S.(1995). Structure et origine de la plaque caraïbe. Implication géodynamique. Thèse de doctorat, UPMC, Paris, 249p.

Leroy, S., A. Mauffret, P. Patriat et B. Mercier de Lépinay. 2000, «An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies», *Geophysical Journal International*, vol. 141, no 3, p. 539–557.

Lesales T. 2005. La Vulnérabilité des sociétés aux risques volcaniques : le cas des Petites Antilles. Thèse de doctorat de géographie, Université des Antilles et de la Guyane, 372 p.

Loewen, M. W., R. A. Duncan, A. J. Kent et K. Krawl. 2013, «Prolonged plume volcanism in the Caribbean Large Igneous Province : New insights from Curaçao and Haiti», *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 14, no 10, p. 4241–4259.

Lindsay J. M., Robertson E. A. et al. (eds.). 2005. Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles. St Augustine : University of the West Indies, Seismic Research Unit, 279 p.

Macdonald, K.C. et Holcombe, T.L., 1978. Investigation of magnetic anomalies and sea floor spreading in the Cayman Trough. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 407-414.

MacDonald, R., Hawkesworth, C.J. et Heath, E. (2000). The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1-76

Malavé, G. & Suarez, G. (1995) - Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. *Tectonics*, 14, 617-628.

Manaker, D.M., Calais, E., Freed, A.M., Ali, S.T., Przybylski, P., Mattioli, G., Jansma, P., Prépetit, C., and de Chabaliér, J.B., 2008, Interseismic Plate coupling and strain partitioning in the Northeastern Caribbean: *Geophysical Journal International*, v. 174, no. 3, p. 889–903.

Mann, P., Taylor, F.W., Lawrence Edwards, R. & Teh-Lung Ku (1995) - Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.

Mascle, A., Cazes, M. et Le Quellec, P. (1985). Structure des marges et bassins caraïbes: une revue. Géodynamique des Caraïbes, Paris, Mascle, A.

Mauffret, A. et S. Leroy. 1997, «Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province», *Tectonophysics*, vol. 283, no 1, p. 61–104.

Mauffret, A., Leroy, S., d'Acremont, E., Maillard, A., Mercier de Lépinay, B., Tadeu Dos Reis, A., Miller, N., Nercessian, A., Pérez-Vega, R. et Perez, D. (2001). Une coupe de la province volcanique Caraïbe: premiers résultats de la campagne sismique Casis 2. *Earth and Planetary Sciences* 333: 659-667.

MendyBengoubouValerius. Contribution à la connaissance de l'aléa sismique dans les Antilles françaises: analyses des données sismologiques et accélérométriques régionales.. *Planète Univers [physics]*. Université des Antilles-Guyane, 2008. Français.

MINAKAMI (T.) - 1960 - Fundamental Research for predicting volcanic eruptions. Part 1: Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Univ., 38: 497-544.

Meschede, M. et Frish, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics* 296: 269-291.

Molnar, P. & Sykes, L. (1969) - Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80, 1639-1684.

Moore, J.C., and Saffer, D., 2001, Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress: *Geology*, v. 29, no. 2, p. 183–186.

Muriel Laurencin.,2014, Évolution tectonique avant-arc de la subduction à la transition Petites et Grandes Antilles, le passage d’Anegada et le bassin de Sombrero : utilisation des nouvelles données de la campagne Antithesis. *Océanographie*.

Nagle, F., Stipp, J.J., and Fisher, D.E., 1976, K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 29, p 401–412, doi:10.1016/0012-821X(76)90145-X.

Palaez, Z.A. & Saunders , A.D.,1986. Coupled trace element and isotope enrichment : in the Cook-Austral-Samoa islands , Southwest Pacific. *Earth Planet. Sci .Lett*, 79 :270-280.

Pennington, W.D. (1981) - Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of Northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86, 753-770.

Pennington, W.D. & Mooney, W.D. (1979) - Results of reconnaissance microearthquake survey of Bucaramanga, Colombia. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 2, 65-68.

Perez, O. J., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J. R., Hernandez, N., Moncayo, C., Hoyer, M. et Kozuch, M. (2001). Velocity _eld across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters*, 28, 15, 2987{2990 (cf. p. 24).

Pindell, J. et Kennan, L. (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Transactions of the Gulf Coast Section Society of Econommic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM)*, 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, Houston, Texas.

Polyak B.G., Bouysse P., Konovov V.I., Butuzova G.Y., Criaud A., Dvorov V.I., Khutorskoy M.D., Matveev V.G., Paduchikh V.I., Radionova E.P., Rot A., Tolstikhin I.N., Voznesenskiy A.I., Zverev V.P.(1992). Evidence of submarine hydrothermal discharge to the northwest of Guadeloupe Island (Lesser Antilles island arc), *J. Volc. Geotherm. Res.* 54 (1992) 81–105.

Révilleon, S. (1990). Origine et composition du plateau océanique Caraïbe. *Géochimie*. Université Rennes 1.

Rosencrantz, E. et Sclater, J.G., 1986. Depth and age of the Cayman Trough. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 133-144.

Schell, B.A. & Tarr, A.C. (1978) - Plate tectonic of the Northeastern Caribbean Sea region. *Geol. Minjb.*, 57, 2, 319-324.

Scholz, C.H., 1990, *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*: Cambridge University Press.

Sen, G.R., Hickey-Vargas, R., Waggoner, G. & Maurasse, F. (1988) - Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation, southern Haiti : implications for the origin of the Caribbean crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 423- 437.

Sigurdsson, H., R. Leckie, G. Acton, L. Abrams, T. Bralower, S. Carey, W. Chaisson, P. Cotillon, A. Cunningham, S. d'Hondt et collab.. 1997, «Site 1000», dans *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial reports*, vol. 165, Ocean Drilling Program, p. 231–289.

Sinton, C., Duncan, R., Storey, M., Lewis, J. et Estrada, J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters* 155: 221-235.

Smith, W. H. F. et Sandwell, D. T. (1997). Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277, 1956{1962 (cf. p. 22, 37, 61, 90).

Speed, R.C., Smith-Horowitz, P.L., Perch-Nielsen, K.S., Saunders, J.B. et Sanfilippo, A.B., 1993. Southern Lesser Antilles arc platform : pre-late Miocene stratigraphy, structure and tectonic evolution, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, pp. 98.

Stein, S., Engeln, J.F., Wiens, D.A., Fujita, K. et Speed, R.C. (1982). Subduction sismicity and tectonics in the Lesser Antilles arc. *Journal of Geophysical Research* 87(B10): 8642-8664.

Sykes, L.R., McCann, W.R. & Kafka, A.L. (1982) – Motion of Caribbean Plate during last 7 millions years and implications for earlier cenozoic movements. *J. Geophys. Res.*, 87, 10,656-10,676.

Ten Brink, U., Danforth, W., Polloni, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith, S., Parker, E., and Uozumi, T. (2004). New seafloor map of the Puerto Rico trench helps assess earthquake and tsunami hazards. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(37) :349–360. 41, 47

Terrier, M., Combes, P., Carbon, D., Grellet, B. et Sedan, O. (2002). Failles actives et évaluation de l'aléa sismique: prise en compte des failles actives dans l'aménagement du territoire aux Antilles

(Martinique et Guadeloupe). Partie 1: Identification des systèmes de failles actives dans l'archipel de la Guadeloupe et l'île de la Martinique. Rapports publics du BRGM / RP-51258-FR.

Tichelaar, B. W., and L. J. Ruff (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 98(2,017-2,037).

Wadge, G. et Shepherd, J.B. (1984). Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 71: 297-304.

White, W.M., Hofmann, A.W. & Puchelt, H., 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalts. *J. Geophys. Res.*, 92 :4881-4893.

White, W.M., McBirney, A.R. & Duncan, R.A., 1993. Petrology and geochemistry of the Galapagos Islands : portrait of a pathological mantle plume. *J. Geophys. Res.*, 98 : 19533-19563.