

# **Généralités et données antérieures sur le contexte géodynamique de la Martinique**



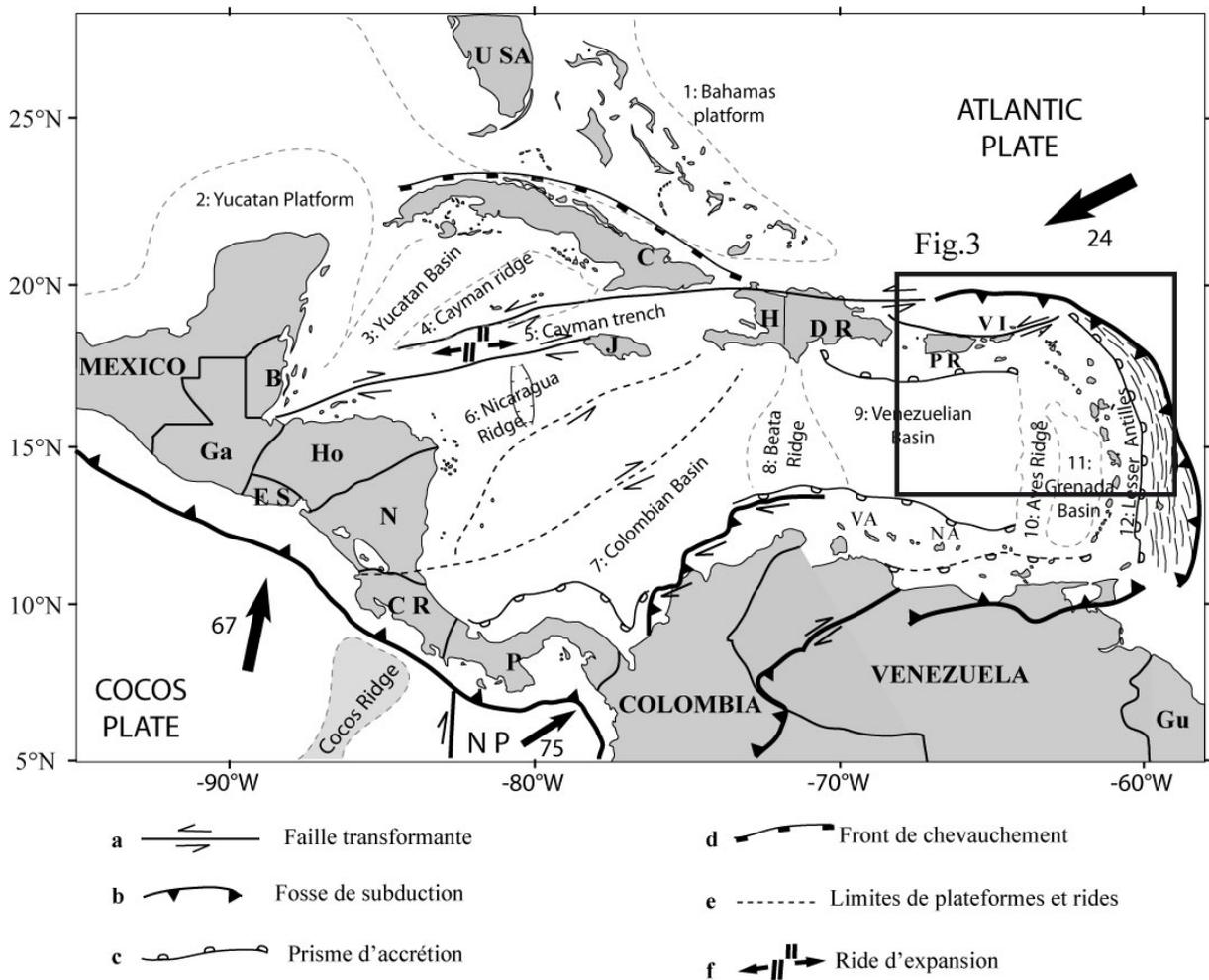
## **Introduction**

Ce premier chapitre est destiné à présenter le contexte géodynamique dans lequel se situe l'île de la Martinique. Nous présentons dans un premier temps les structures qui constituent la Plaque Caraïbe, et son évolution géodynamique. Puis, les caractéristiques physiques et chimiques de l'arc insulaire des Petites Antilles sont exposées, et son histoire géologique est rappelée. Enfin, nous faisons un rappel de la situation géographique de l'île de la Martinique, avant d'introduire les connaissances dont nous disposons concernant sa géologie. Ce chapitre a pour but de présenter l'état des connaissances concernant la Martinique, afin d'introduire les problématiques et objectifs de cette étude.

### **1. La Plaque Caraïbe**

La plaque Caraïbe (Figure I-1) est constituée de la Mer des Caraïbes, d'une superficie de 2.6 millions de km<sup>2</sup>, occupée par quatre bassins (Yucatan, Colombien, Vénézuélien et de Grenade), séparés par des rides bien définies (Cayman, Nicaragua, Beata et Aves). Elle est limitée au nord et au sud par des zones de failles décrochantes, et à l'ouest et à l'est par des zones de subduction (Duncan et Hargraves, 1984). La limite nord, un système de failles décrochantes et de fossés alignés du Guatemala aux Grandes Antilles, est affectée par une tectonique de compression NS et de décrochement EW (Giunta *et al.*, 2006). La limite sud, qui s'étend de la Colombie au Venezuela, est un système de failles décrochantes à déplacement dextre (Giunta *et al.*, 2006). Cette limite est une suture entre le domaine Caraïbe et sud-américain et serait affectée par une tectonique compressive de direction NO-SE (Masclé *et al.*, 1985). La limite ouest de la plaque Caraïbe est soumise à la poussée des

plaques Nazca et Cocos qui se déplacent respectivement vers l'est et le nord-est, à une vitesse moyenne de 6 à 7 cm / an, conduisant à la formation de la chaîne volcanique d'Amérique Centrale, qui s'étend du sud du Mexique au nord de la Colombie. La limite est, l'arc intra océanique des Petites Antilles, résulte de la convergence de la plaque Caraïbe et de la plaque Atlantique depuis le Crétacé.



**Figure I-1**

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.*

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 hypothèses s'opposent quant à la reconstruction du domaine caraïbe à la limite Jurassique-Crétacé lors de l'ouverture de l'Atlantique sud.

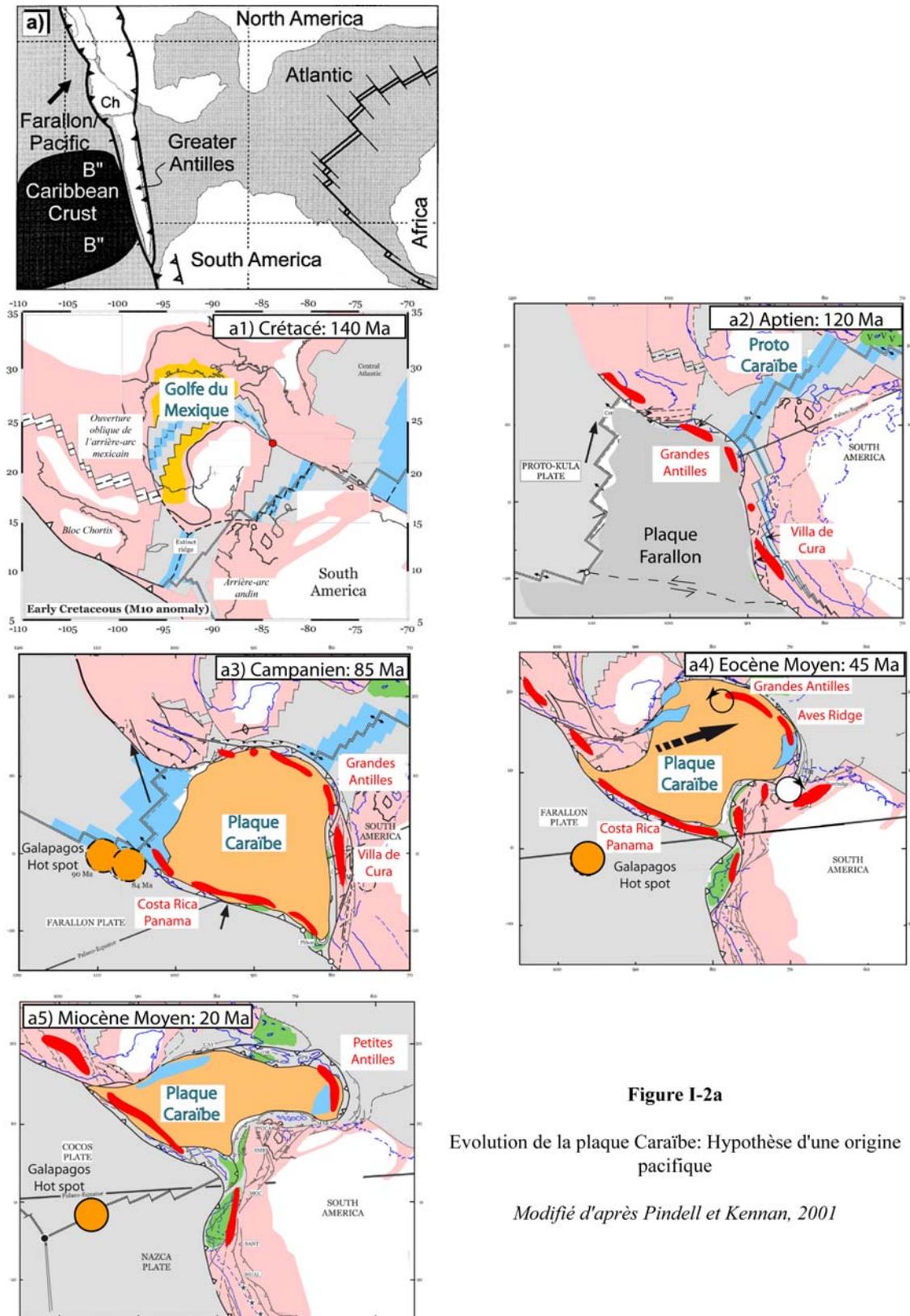
La première hypothèse (Figure I-2a) privilégie une origine pacifique (Duncan et Hargraves, 1984; Leclere-Vanhoeve et Stephan, 1985; Kerr *et al.*, 1996; Sinton *et al.*, 1998; Hauff *et al.*, 2000; Mauffret *et al.*, 2001; Pindell et Kennan, 2001). Entre 125 et 80 Ma, la plaque Farallon est en subduction 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 (Figure I-2-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) (Figure I-2a3 et 2a4). 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).

La deuxième hypothèse (Meschede et Frish, 1998; Giunta *et al.*, 2002; Giunta *et al.*, 2006; James, 2006) propose une origine inter-amérique. 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 (Figure I-2b<sub>1</sub> et 2b<sub>2</sub>). 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) (Figure I-2-b2 et 2-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 (Figure I-2b3 et 2b4).

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). La plaque NAM se déplace selon une direction de 281°N et une vitesse de convergence de 2 cm/an, tandis que la plaque SAM suit un azimuth de 284°N et une vitesse de 2,2 cm/an. Le vecteur convergent, dont le taux à l'ouest de la limite nord de la plaque Caraïbe est de 0.8 mm/an (Dixon et Mao, 1997), se répercute sur les marges nord et sud, où contraintes et déformations se répartissent sur la longueur de la marge. Dans d'autres termes, dans le

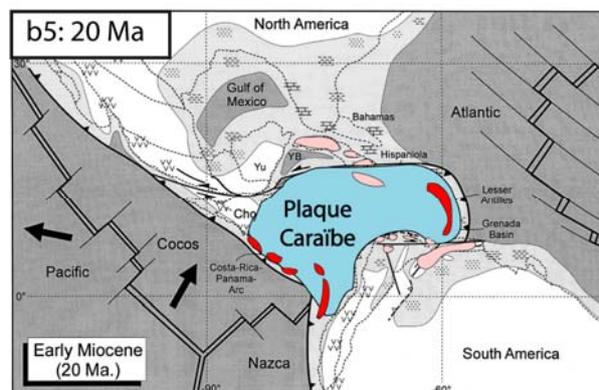
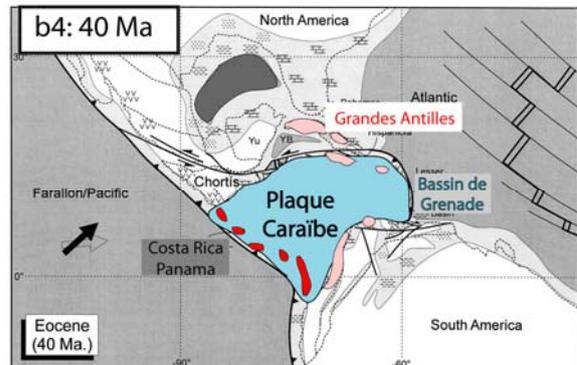
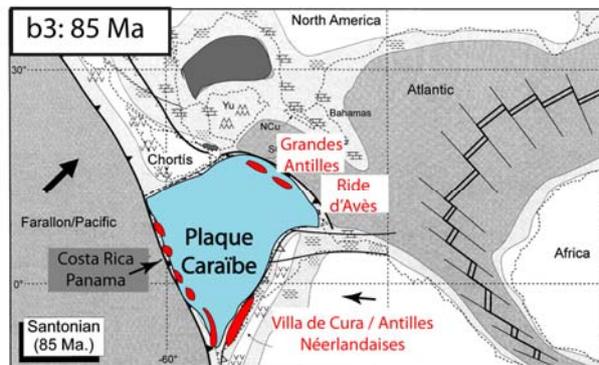
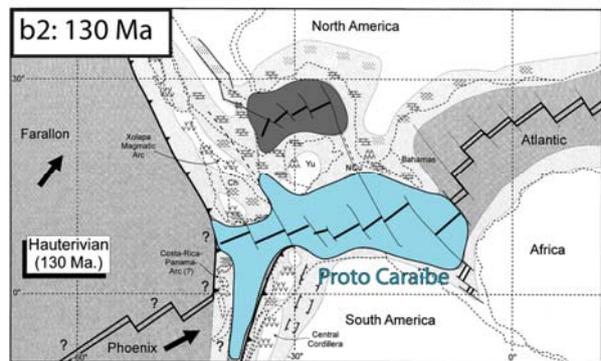
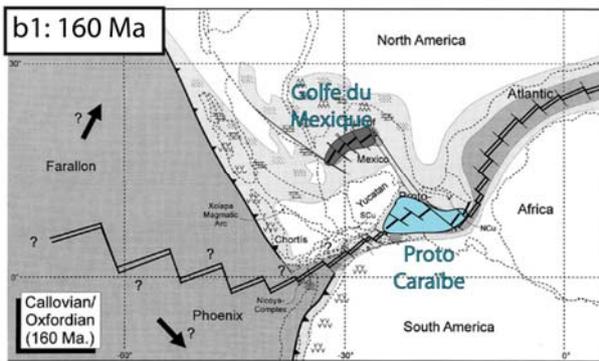
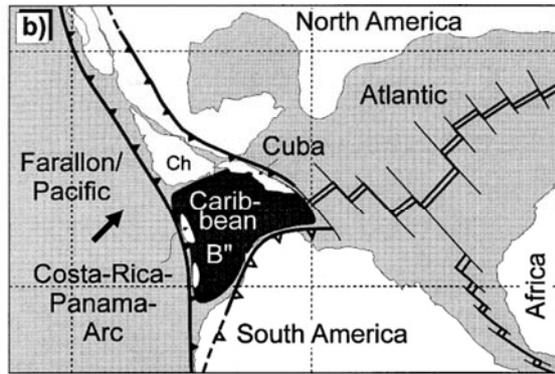
référentiel des points chauds, la plaque Caraïbe se déplacerait vers l'est à un taux de  $2.1 \pm 0.1$  cm/an, taux estimé par 10 ans d'observations GPS dans le secteur de la République Dominicaine (Dixon *et al.*, 1998).



**Figure 1-2a**

Evolution de la plaque Caraïbe: Hypothèse d'une origine pacifique

*Modifié d'après Pindell et Kennan, 2001*



**Figure I-2b**

Evolution de la plaque Caraïbe: Hypothèse d'une origine intra-amérique

*Modifié d'après Meschede et Frisch, 1998*

## 2. L'arc insulaire des Petites Antilles

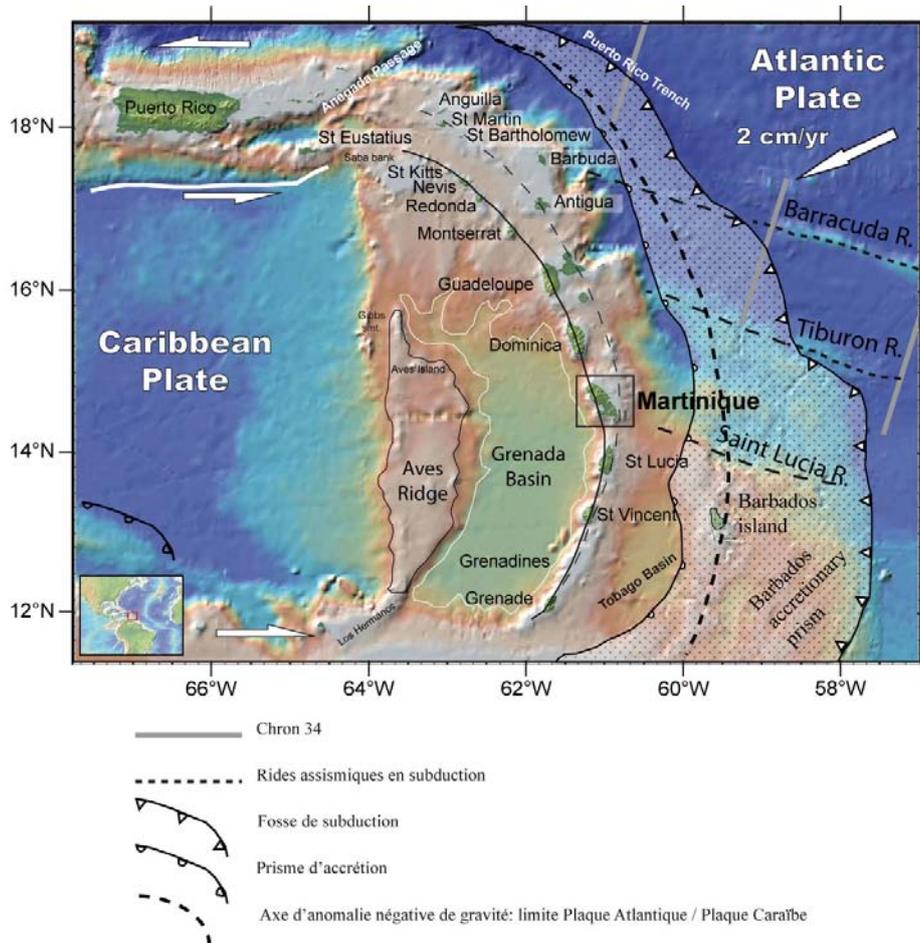
### 2.1. Généralités

Cet arc insulaire est l'expression de la subduction intra-océanique vers l'ouest de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe (Figure I-3). L'âge de la croûte subductée en bordure de la fosse est plus ancien que l'anomalie 34 (Bouysse et Westercamp, 1988; 1990a), long intervalle de polarité normale de 118 à 84 Ma appelé Cretaceous Quiet Zone (Figure I-3). La vitesse de convergence a été estimée à 2 cm / an pour les derniers 30 Ma (MacDonald *et al.*, 2000), ce qui est relativement faible par rapport aux autres zones de subduction (8.1 cm/an pour Java), se traduisant par une faible production magmatique et une faible activité sismique. En effet, Wadge et Shepherd (1984) ont calculé des taux de production magmatique pour les derniers 300 -, 10000 - et 100000 ans dans les Petites Antilles de l'ordre de 4, 2 et 3 km<sup>3</sup>/Ma, soit 5, 3 et 4 km<sup>3</sup>/Ma/km d'arc.

L'arc des Petites Antilles est constitué d'une vingtaine d'îles principales, et de nombreux îlots et écueils (Figure I-3 et 4). L'archipel s'étend sur 850 km, depuis le passage d'Anegada (18.5°N) qui le sépare de l'arc des Grandes Antilles, jusqu'à la marge septentrionale de l'Amérique du Sud (11°N). Il présente une convexité tournée vers l'est, dont le rayon de courbure est d'environ 450 km. La zone en avant de l'arc est large de 150 km dans le nord jusqu'à 450 km dans le sud, où la fosse océanique disparaît sous le prisme d'accrétion de la Barbade (Figure I-3 ; MacDonald *et al.*, 2000). Celui-ci émerge au niveau de l'île du même nom où son épaisseur maximale est de 20 km en raison du flux sédimentaire important de l'Orénoque qui draine les sédiments issus de l'érosion du craton sud Américain. L'arc des Petites Antilles est séparé de ce prisme par le bassin de Tobago, rempli par 4 km de sédiments. Le flux entrant serait constitué de 87% de matériel terrigène, 5% de carbonates et 8% d'opale (MacDonald *et al.*, 2000).

En arrière de l'arc, le bassin de Grenade, dépression de 140 km de large et 3000 m de profondeur, se serait formé au Paléocène (Bouysse, 1988; Bird *et al.*, 1999). Il est limité à l'ouest par la ride d'Aves, à l'est par l'arc des Petites Antilles, au sud par le Venezuela, et au nord par le banc de Saba. Il est constitué dans sa moitié sud d'une croûte océanique de 14 km d'épaisseur qui se serait formée il y a 60 Ma, selon un système de grabens NE-SO (Pinet *et al.*, 1985; Bouysse, 1988). Les sédiments qui le recouvrent, en majorité volcaniques, ont une épaisseur comprise entre 2 et 9 km du nord vers le sud (Bouysse, 1988; Bird *et al.*, 1999). Son ouverture aurait duré 7 Ma, avec 140 km de croûte océanique accrétée dans la moitié sud, alors que le nord n'est affecté que par du rifting et de l'étirement (Bouysse, 1988).

La ride d'Aves s'étend depuis l'éperon de Los Hermanos au sud (12°N) jusqu'au mont sous-marin de Gibbs, 500 km plus au nord (16°30'N). Elle est constituée d'une quinzaine de bancs et petites rides totalement immergés, excepté l'îlet d'Avès, au nord. La ride d'Avès est un arc rémanent initié au Turonien (Bouysse *et al.*, 1985a; Bouysse, 1988) qui a été séparé de l'arc des Petites Antilles par l'ouverture du Bassin de Grenade au Paléocène (Mauffret *et al.*, 2001). Elle est épaisse de 30 à 40 km et constituée de tuffites, granodiorites, diabases, roches plutoniques et volcaniques, ainsi que de diverses plateformes carbonatées d'environ 45 Ma (Bouysse, 1988). Celles-ci postdatent la fin de l'activité volcanique à environ 60 Ma, ainsi que la subsidence et l'érosion généralisées de la ride.



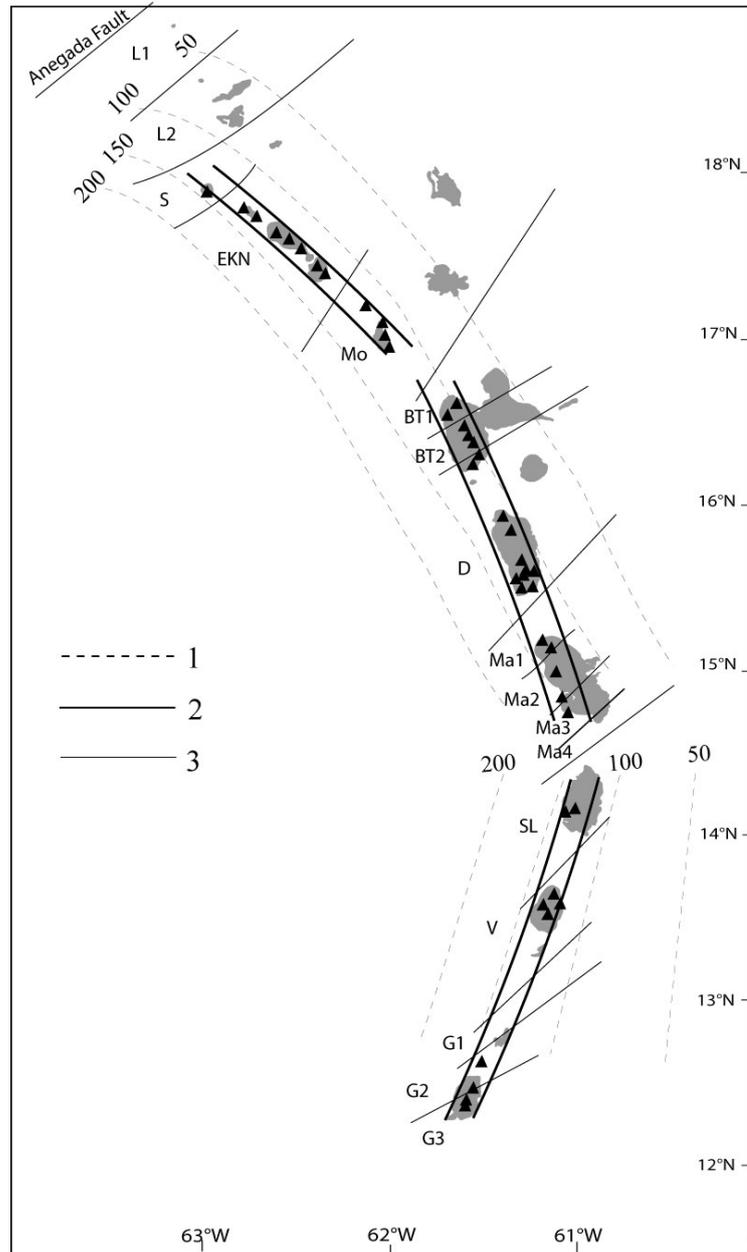
**Figure I-3**

L'arc des Petites Antilles dans le domaine est-caraïbe, modifié d'après Bouysse, 1984.  
Bathymétrie d'après Smith et Sandwell, 1997, fond bathymétrique GeoMapApp.  
*La ligne continue représente la trace de l'arc volcanique actif, la ligne en fins pointillés la trace de l'arc ancien.*

## 2.2. Segmentations de l'arc et modèle tectonique

Des données sismiques ont permis à Wadge et Shepherd (1984) d'estimer la position du plan de Bénihoff. Ils mettent en évidence une flexure du plan de subduction d'un angle de  $130^\circ$  entre les îles de la Martinique et de Sainte Lucie qui segmente l'archipel en deux zones (Figure I-4). Au nord de cette limite, le plan de Bénihoff suit une direction générale de  $330^\circ\text{N}$  avec un angle de plongement de  $50 - 60^\circ$  jusqu'à une profondeur maximale de 210 km (Maury *et al.*, 1990; MacDonald *et al.*, 2000). Au sud, le slab a une direction de  $20^\circ\text{N}$  et un pendage de  $45 - 50^\circ$  (Maury *et al.*, 1990; MacDonald *et al.*, 2000) (Figure I-4). La répartition des volcans Plio-Pleistocènes ( $< 2 \text{ Ma}$ ) permet de distinguer trois zones, de 10 km de large

environ (Wadge et Shepherd, 1984; MacDonald *et al.*, 2000) qui semblent correspondre aux torsions du slab: îles de Saba à Montserrat, de la Guadeloupe à la Martinique, et de Sainte Lucie à Grenade.



**Figure I-4**

Segmentation de l'arc des Petites Antilles

- 1- Profondeur du plan de Benioff sous l'arc des Petites Antilles, Equidistance : 50km (Données issues de l'application GeoMapApp, Marine Geoscience Data system)
- 2- Alignement des volcans quaternaires représentés en triangles noirs (d'après MacDonald *et al.*, 2000).
- 3- Failles lithosphériques (d'après Westercamp, 1979).

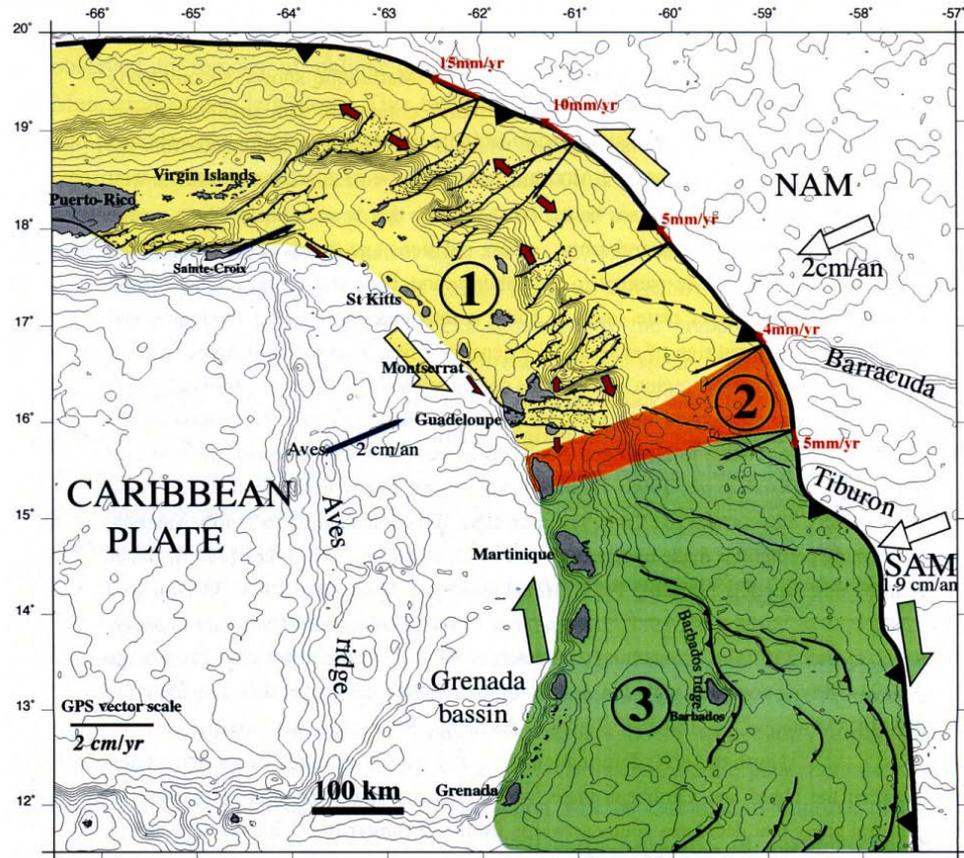


Figure I-5

Carte tectonique du nord des Petites Antilles (Feuillet, 2000)

- 1: zone d'extension décrochante sénestre
- 2: zone de transition
- 3: décrochement dextre oblique

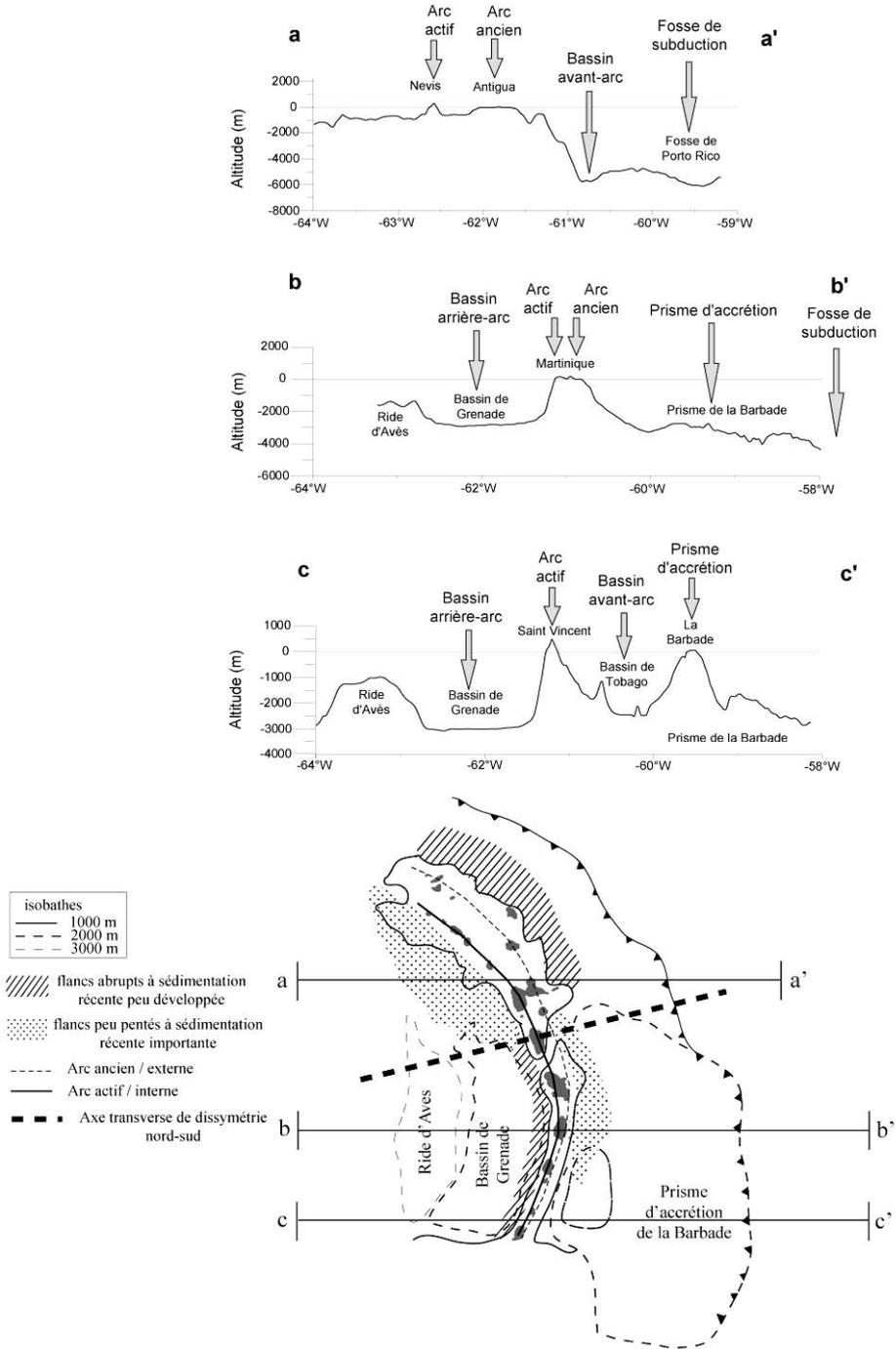
Westercamp (1979) propose l'existence de 17 blocs lithosphériques de plusieurs kilomètres et limités par des failles NE-SO, fracturant la plaque Caraïbe le long de tout l'arc (Figure I- 4). Ces blocs se seraient individualisés suite à des compressions N-S ayant eu lieu au Miocène résultant du rapprochement des plaques NAM et SAM. Cependant, les travaux plus récents semblent ne pas considérer cette hypothèse. Des îles Vierges au sud de la Guadeloupe, la déformation active qui résulte d'une extension perpendiculaire à la convergence est marquée par deux ensembles de failles majeures (Figure I-5): failles normales E-O à NE-SO organisées en horst et grabens, et failles normales à composante décrochante sénestre NO-SE le long de l'arc interne, organisées en échelons, se terminant en

forme de queue de cheval au niveau de la Guadeloupe (Feuillet, 2000 ; 2002 ; Terrier *et al.*, 2002). Les systèmes de failles normales seraient de plus en plus jeunes du nord au sud, le système de Marie-Galante étant par conséquent le plus jeune. Ces failles permettent d'accommoder l'extension dans le quart nord-est, liée au décrochement senestre accommodant l'obliquité de la convergence des plaques Amérique du Nord-Caraïbe. Ce mouvement décrochant augmente du sud vers le nord de 0.4 à 1.9 cm/an (Feuillet, 2000 ; 2002), car le vecteur de convergence devient de plus en plus oblique par rapport à l'arc. En revanche, la moitié sud de l'arc serait soumise à un régime de compression oblique dextre, caractérisé par des chevauchements dans le prisme d'accrétion de la Barbade (Figure I-5). Notons ici que la Martinique se situe à la jonction des deux systèmes tectoniques proposés par Feuillet *et al.* (2002) et que les deux directions de failles observées à l'échelle régionale se retrouvent au niveau des failles reconnues en Martinique (Terrier *et al.*, 2002).

### **2.3. Dissymétrie croisée**

Pinet *et al.* (1985) mettent en évidence une dissymétrie de l'arc au nord et au sud d'un axe situé vers le parallèle 14°N. En effet, la structure de l'arc au sud de cet axe est typique d'un arc insulaire avec la présence d'un arc actif, un bassin arrière arc (Bassin de Grenade) et un arc rémanent (ride d'Avès), alors que dans la moitié nord, le prisme d'accrétion est réduit, il y a deux lignes d'arc, et absence de bassin arrière arc (Figures I-3 et I-6). D'autre part, les pentes des flancs sous-marins de la ride volcanique présentent une dissymétrie croisée (Figure I-6) illustrée par une opposition à la fois nord-sud et est-ouest (Bouysse et Martin, 1979; Bouysse et Guennoc, 1983; Le Friant, 2001). Au nord, les flancs orientaux ont des pentes abruptes, entaillées par de grandes vallées et une faible couverture sédimentaire, alors que les pentes à l'ouest sont moins fortes, avec une couverture sédimentaire plus épaisse et récente (Figure I-6). Cette morphologie est inversée au sud de l'archipel : les pentes orientales ont

une faible inclinaison avec une couverture sédimentaire récente et épaisse qui émerge au niveau de l'île de la Barbade, alors qu'à l'ouest, les pentes sont plus importantes et faiblement recouvertes de sédiments (Figure I-6).



**Figure I-6**

Coupes transverses à l'arc des Petites Antilles  
*Bathymétrie mondiale (Smith et Sandwell, 1997), GeoMapApp application*

## 2.4. Arc double

La particularité de l'arc des Petites Antilles (Figures I-3 et I-7) est que les produits de l'activité ancienne et de l'activité récente se superposent de Grenade à la Martinique alors qu'ils constituent deux arcs distincts dans la moitié nord (Fink, 1972; Bouysse et Martin, 1979; Maury *et al.*, 1990). Du fait de leur position géographique, l'arc nord-est est appelé arc externe, et l'arc nord-ouest est l'arc interne.

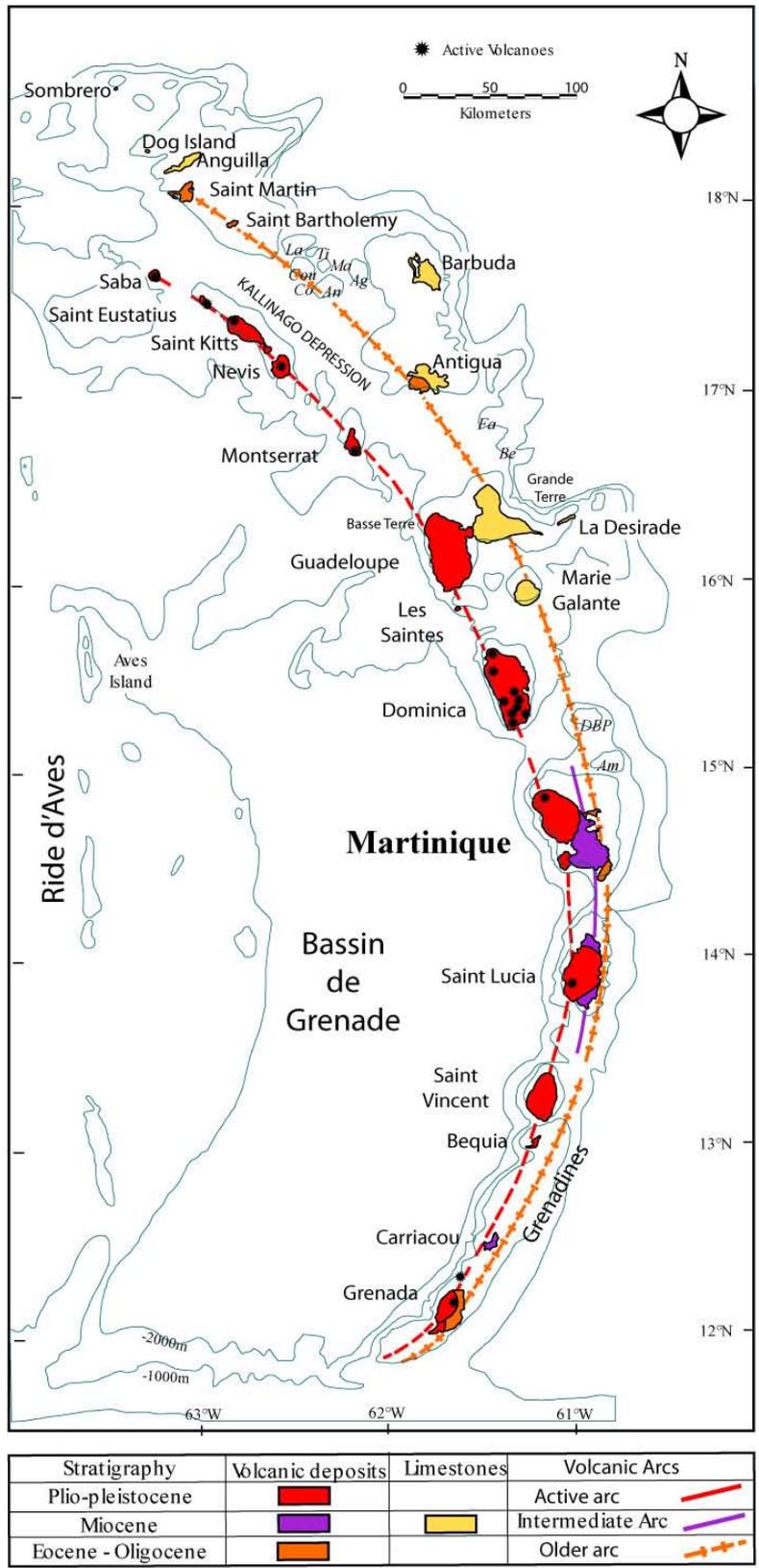
L'arc ancien (en orange sur la Figure I-7) a été actif de l'Eocène à l'Oligocène (Bouysse et Martin, 1979; Bouysse *et al.*, 1990; Maury *et al.*, 1990; Westercamp et Tazieff, 1980; MacDonald *et al.*, 2000), avec l'émergence des îles de Grenade, Grenadines, Sainte Lucie, Martinique, Marie-Galante, Grande Terre de Guadeloupe, Antigua, Saint Barthélemy, Saint Martin, Anguilla et Dog. Au nord de la Martinique, les îles constituant cet arc sont recouvertes de calcaire car elles n'ont pas été le siège d'une activité volcanique depuis la fin de l'Oligocène, ce qui leur vaut d'être nommées Antilles Calcaires (Fink, 1972; Bouysse et Martin, 1979; Westercamp et Tazieff, 1980; Bouysse *et al.*, 1990). Dans la partie centrale de l'arc, on peut suivre la trace de l'arc ancien le long des bancs sous-marins Amérique, Dien-Bien-Phu, Bertrand, Falmouth et les bancs des Animaux (Figure I-7), qui sont tous des guyots volcaniques recouverts de sédiments (Bouysse et Martin, 1979; Bouysse et Guennoc, 1983).

Après une interruption relativement longue dans cette branche nord-est des Petites Antilles dès la fin de l'Oligocène, l'activité volcanique se poursuit, au cours du Miocène, uniquement sur les îles du sud recouvrant les dépôts plus anciens (Martinique à Grenade), mettant en jeu un arc intermédiaire (en violet sur la Figure I-7) décrit pour la première fois par Westercamp et Tazieff (1980). Puis, vers 8 Ma (Briden *et al.*, 1979), l'activité volcanique reprend tout le long de l'arc interne, plus à l'ouest que les arcs précédents (en rouge sur la Figure I-7). Le long du nouvel arc se sont formées les îles de Grenade, Grenadines, Saint Vincent, Sainte Lucie, Martinique, La Dominique, Les Saintes, Basse Terre de Guadeloupe,

Montserrat, Redonda, Nevis, Saint Kitts, Saint Eustache, Saba, ainsi que les bancs sous-marins de Luymes et Noroît, l'activité de la branche nord-ouest ayant débuté de vers  $4.0 \pm 0.5$  Ma (Bouysse *et al.*, 1985b). Au nord de la Martinique, les deux arcs sont séparés par une gouttière sédimentaire de 50 km au maximum à l'extrémité nord, la dépression de Kallinago.

Il est intéressant de noter ici que l'île de la Martinique se situe exactement au centre de l'arc des Petites Antilles, à l'endroit même où les deux arcs du nord divergent, et cette position en fait un site privilégié pour étudier la chronologie du saut du front volcanique.

Des complexes volcaniques quaternaires sont présents sur chacune des îles de l'arc récent et une trentaine de volcans ont été actifs dans les derniers 100 ka (MacDonald *et al.*, 2000), donnant à l'arc interne le nom d'Antilles Volcaniques (Fink, 1972). Depuis les temps historiques et la colonisation européenne, environ 34 éruptions ont été enregistrées à Grenade (Kick'em Jenny), Saint Vincent (La Soufrière), Sainte Lucie (La Soufrière), en Martinique (Montagne Pelée), Dominique (Vallée de la Désolation), Guadeloupe (La Soufrière), Montserrat (Soufrière Hills) et Saba (Mont Scenery) (Lindsay *et al.*, 2005). Les études des dépôts volcaniques qui ont été réalisées sur ces îles ont permis de mettre en évidence trois catégories de risques volcaniques en fonction de la fréquence et de l'intensité des éruptions (Roobol et Smith, 1989) : (1) celles qui ont lieu tous les dix ans et qui n'affectent que les flancs du volcan concerné, (2) les éruptions qui ont une fréquence de cent à mille ans concernant une grande partie de l'île (plinienne), et (3) celles qui sont espacées de plusieurs milliers d'années dont les conséquences peuvent affecter tout l'archipel (effondrements de flancs).



**Figure I-7**

Les arcs insulaires des Petites Antilles, *modifié d'après Bouysse et Garrabé, 1984.*

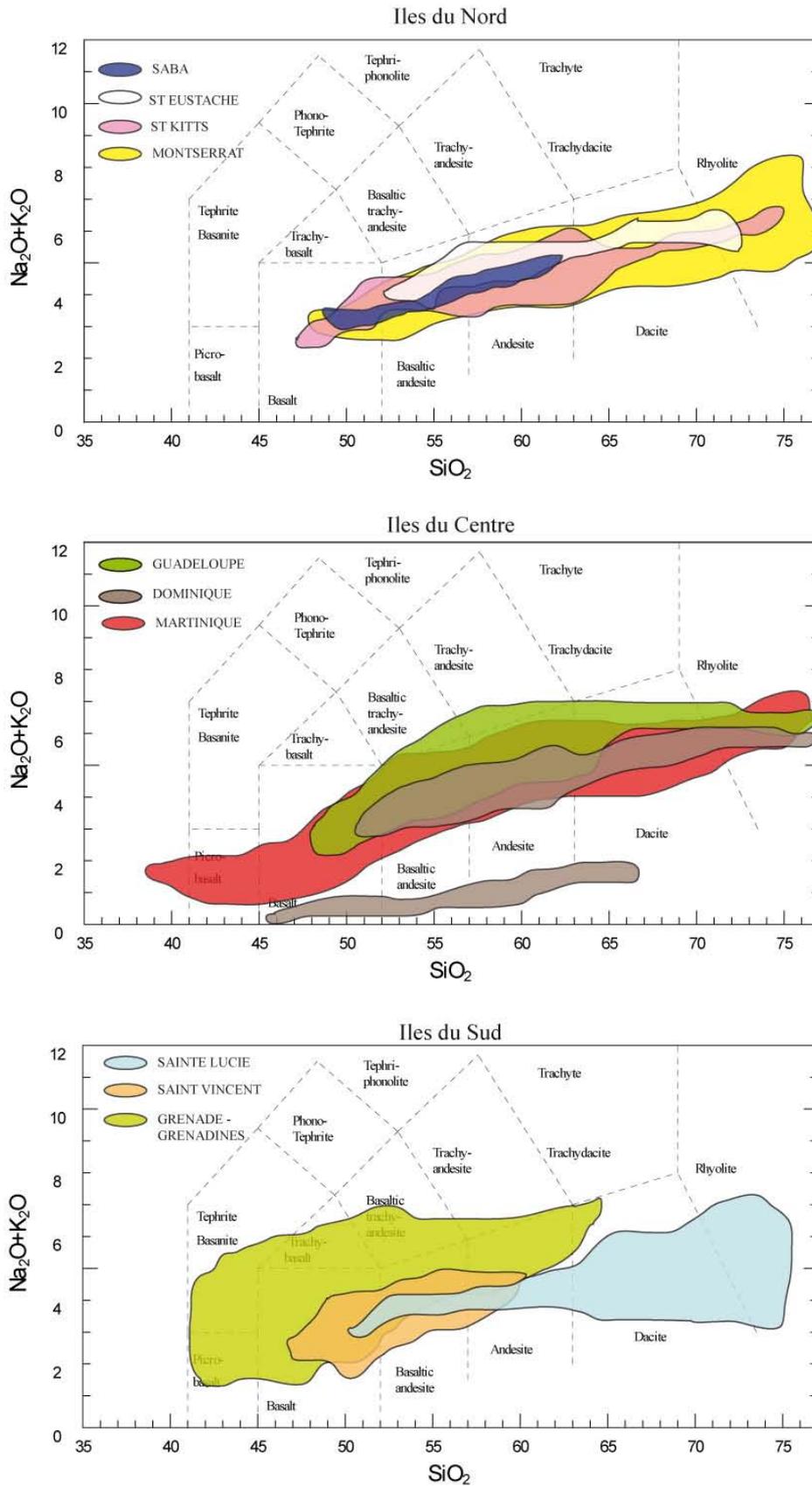
*Bancs des Animaux: An: Anoli, Ag: Agouti, La: Lambi, Cou: Coulirou, Ti: Titiri, Ma: Manicou, Co: Colibri.  
Autres bancs: Fa:Falmouth, Be: Bertrand, DBP: Dien-Bien-Phu, Am: Amériqne.*

## 2.5. Magmatologie

Les laves de l'arc des Petites Antilles appartiennent à la suite calco-alcaline à faible et moyen K, depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites (35 - 82 wt.% SiO<sub>2</sub>, Figure I-8). Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (> 10 wt.%) et CaO (2 - 17 wt.%) sont plutôt élevées, et les teneurs en K<sub>2</sub>O (< 9 wt.%), Rb (< 200 ppm) et Ni (< 500 ppm) sont faibles, mettant en évidence le caractère calco-alcalin faiblement potassique des roches des Petites Antilles (Rea, 1982; Bouysse *et al.*, 1990). La géochimie des laves change progressivement le long de l'arc depuis une suite tholéiitique sur les îles du nord de l'arc actif, à une suite calco-alcaline au centre, puis à des roches alcalines au sud (Smith *et al.*, 1980; Maury et Westercamp, 1985; MacDonald *et al.*, 2000). Cette distribution rappelle les segmentations sismique et tectoniques établies plus haut (Figures I-4 et 5) et peut s'expliquer par le fait que les îles de la branche nord-ouest de l'arc sont beaucoup plus jeunes que celles de sud (Briden *et al.*, 1979). De plus, les îles du nord (Saba à Montserrat) ont émis de faibles volumes de basaltes (3 - 10 %), dacites et rhyolites, alors que la roche dominante est de type andésitique (Rea, 1982; MacDonald *et al.*, 2000). Les îles du groupe central (Guadeloupe à Sainte Lucie) sont celles où les volumes émis ont été les plus importants (Rea, 1982; MacDonald *et al.*, 2000), en relation avec leur âge et/ou la forte production magmatique des derniers 0.1 Ma qui a été plus élevée que dans le reste de l'arc (Wadge et Shepherd, 1984; MacDonald *et al.*, 2000). Les andésites sont là encore les roches dominantes par rapport aux basaltes, dacites et rhyolites (Rea, 1982; MacDonald *et al.*, 2000). Enfin, dans le groupe du sud (Saint Vincent à Grenade), les basaltes dominent par rapport aux andésites. Grenade et les Grenadines semblent plus complexes avec la présence de basaltes et andésites picritiques à ankaramitiques, et dont les roches les plus magnésiennes sont sous-saturées en silice (MacDonald *et al.*, 2000). D'un point de vue isotopique, les laves des petites Antilles présentent un large spectre de compositions en Sr-Nd-Pb, caractérisé par une différence nord-sud le long de l'arc, les rapports en Pb étant les plus élevés et ceux en Nd

les plus faibles dans le sud (Carpentier *et al.*, 2008). Cette différence s'expliquerait par une différence de composition des sédiments subductés (Carpentier *et al.*, 2008).

Deux groupes principaux de laves ont été reconnus par Maury et Westercamp (1985): la série des basaltes magnésiens ( $MgO > 8\%$ ,  $Ni > 100$  ppm,  $Cr > 200$  ppm) et celles des basaltes alumineux ( $MgO = 5 - 8\%$ ,  $Cr < 200$  ppm,  $Ni < 100$  ppm). Les basaltes riches en Mg et la suite associée présentent des caractères alcalins dans l'archipel de Grenade et des Grenadines et subalcalins dans le reste de l'arc (Bouysse *et al.*, 1990). La série des basaltes subalcalins à olivine ( $SiO_2 = 46 - 49\%$ ,  $Al_2O_3 = 20\%$ ,  $CaO = 10 - 12\%$ ) a été reconnue au niveau de petits volcans monogéniques, notamment en Martinique le long d'accidents tectoniques NE-SO (Westercamp, 1979). En revanche, la série alcaline est exclusivement présente à Grenade et dans les Grenadines (Westercamp, 1979). La nature picritique des basaltes magnésiens et leur lien avec les accidents tectoniques transverses suggèrent une remontée rapide des magmas depuis le manteau supérieur, sans lien avec le processus de subduction (Maury et Westercamp, 1985). Le deuxième groupe, prédominant, est associé aux basaltes riches en Al et montre les caractéristiques de laves orogéniques. Il peut être subdivisé en trois séries volcaniques selon des critères pétrographiques, pétrochimiques et géochimiques, dont l'occurrence dépend du stade de maturité du complexe volcanique auquel les laves appartiennent, mais aussi de la tectonique (Westercamp et Mervoyer, 1976; Westercamp, 1979; Westercamp et Tomblin, 1979; Escalant, 1988; Bouysse *et al.*, 1990). La série des tholéïtes d'arc, l'équivalent des basaltes sursaturés à olivine, caractérise le début de fonctionnement de l'arc (Westercamp, 1979). Ce groupe s'individualise par des spectres de terres rares plats, des teneurs en  $K_2O$  inférieures à 0,5%, des compositions isotopiques proches de celles des MORB (Bouysse *et al.*, 1990) et un enrichissement important en fer des termes basiques (Westercamp, 1979). La série calco-alcaline primaire, à faible teneur en potassium ( $K_2O \approx 0.5\%$ ), englobe les basaltes et andésites basaltiques à deux pyroxènes qui ont des teneurs plus élevées en éléments incompatibles et rapports de Sr et Pb. Elle succède



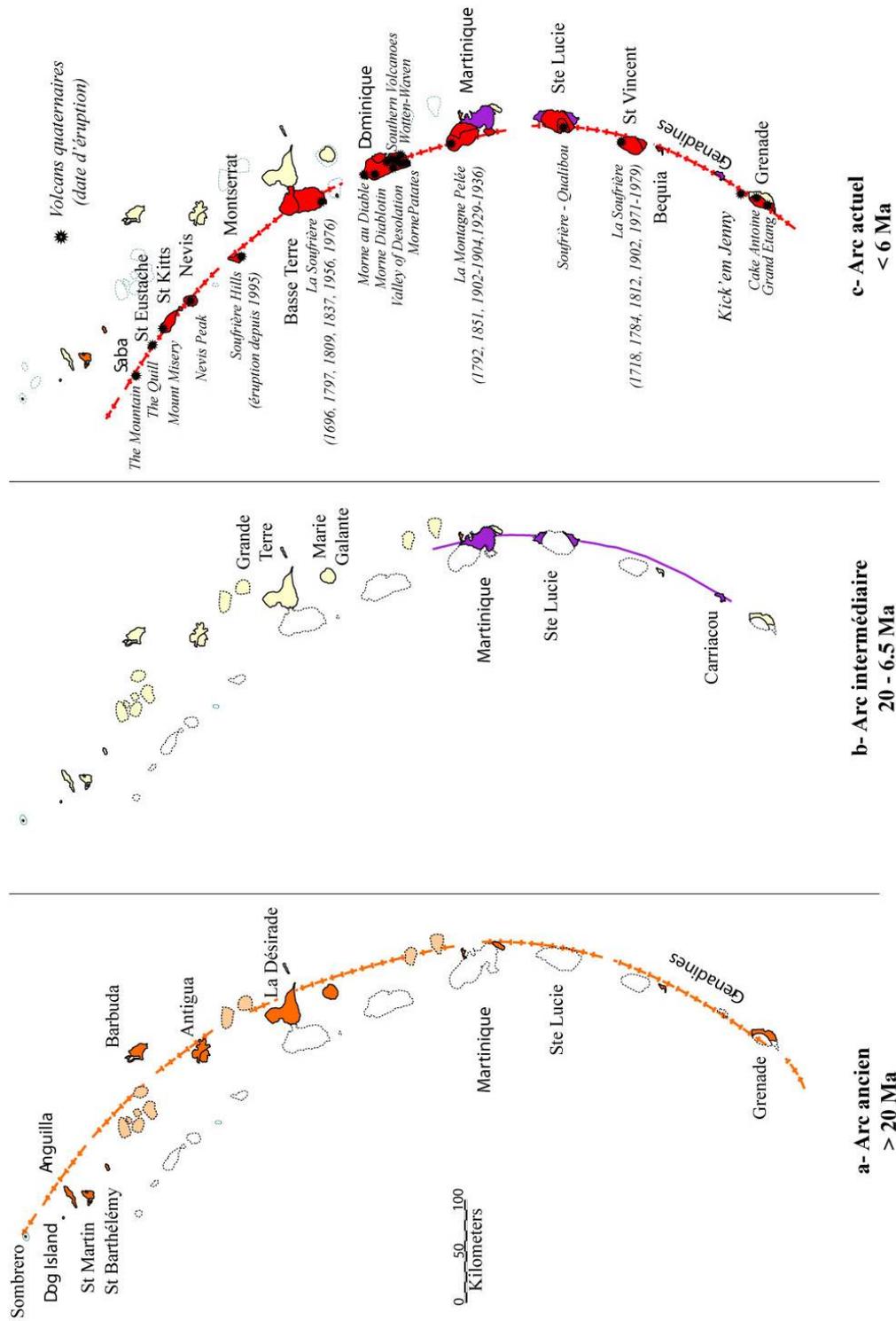
**Figure I-8**

Diagrammes TAS des laves de l'arc des Petites Antilles  
(compilations des données issues de GEOROC)

aux tholéiites et caractérise le stade de maturité du complexe volcanique actif. La série calco-alcaline secondaire, avec des laves très variées, porphyriques, est facilement reconnaissable à la présence de quartz rhyolitique en phénocristaux (Pitons du Carbet, Soufrière Sainte Lucie) (Westercamp, 1979). Cette série est principalement reconnue dans les derniers stades d'activité des complexes où elle a été identifiée (Westercamp, 1979).

## **2.6. Evolution géologique**

À partir de l'Eocène inférieur, tout l'arc des Petites Antilles est actif, en réponse à la subduction de la plaque Atlantique et la ride d'Aves devient inactive (Bouysse et Martin, 1979). L'arc externe s'édifie depuis Grenade jusqu'à Sombrero (Figure I-9a), de l'Oligocène au Miocène inférieur (Briden *et al.*, 1979). Bouysse et Westercamp (1988) proposent qu'à la fin de l'Oligocène inférieur, l'arrivée au front de subduction d'un relief présent sur la plaque Atlantique, une ride plus ou moins flottable, provoque un blocage tout le long de l'arc par placage. L'arrêt du mouvement de subduction induit un arrêt du volcanisme qui aurait duré 10 Ma (Maury *et al.*, 1990). Le relief de la ride provoque le basculement de la moitié nord de l'arc vers l'ouest, ainsi que la surrection et la fracturation de la croûte selon une direction parallèle à la direction de convergence. En revanche, aucune ride n'étant présente au sud de la Guadeloupe, l'activité volcanique se poursuit au même endroit, principalement en Martinique et certainement à Grenade et Carriacou (Figure I-9b). Puis le phénomène de subduction s'initie à nouveau avec un angle plus faible, provoquant le saut du front volcanique quelques kilomètres plus à l'ouest. Le hiatus de 8 Ma dans le nord s'explique par le fait qu'il a fallu attendre que le slab atteigne à nouveau une profondeur de 140 km pour initier la production magmatique. Ainsi, le front volcanique se trouve plus à l'ouest dans la moitié nord et occupe quasiment son ancienne place dans la moitié sud qui n'a pas été perturbée (Figure I-9c).



**Figure I-9**

Evolution de l'arc des Petites Antilles, modifié d'après Westercamp, 1979 et Maury et al., 1990.

Ce n'est qu'à partir de la Guadeloupe, vers le nord, que l'on peut parler de saut du front volcanique, puisqu'il semble n'y avoir aucune trace d'activité volcanique dans la dépression de Kalinago. Les dernières manifestations volcaniques de l'arc externe ont eu lieu à Antigua vers 20 Ma (Nagle *et al.*, 1976; Briden *et al.*, 1979), et les premières expressions du volcanisme sur la branche récente ont été datées à 7.7 Ma à St Kitts (Briden *et al.*, 1979). Les roches émises entre 20 et 6 Ma n'apparaissent qu'en Martinique, excepté quelques laves datées vers 10 et 7 Ma à Sainte Lucie, Bequia, Cariacou et Grenade (Briden *et al.*, 1979).

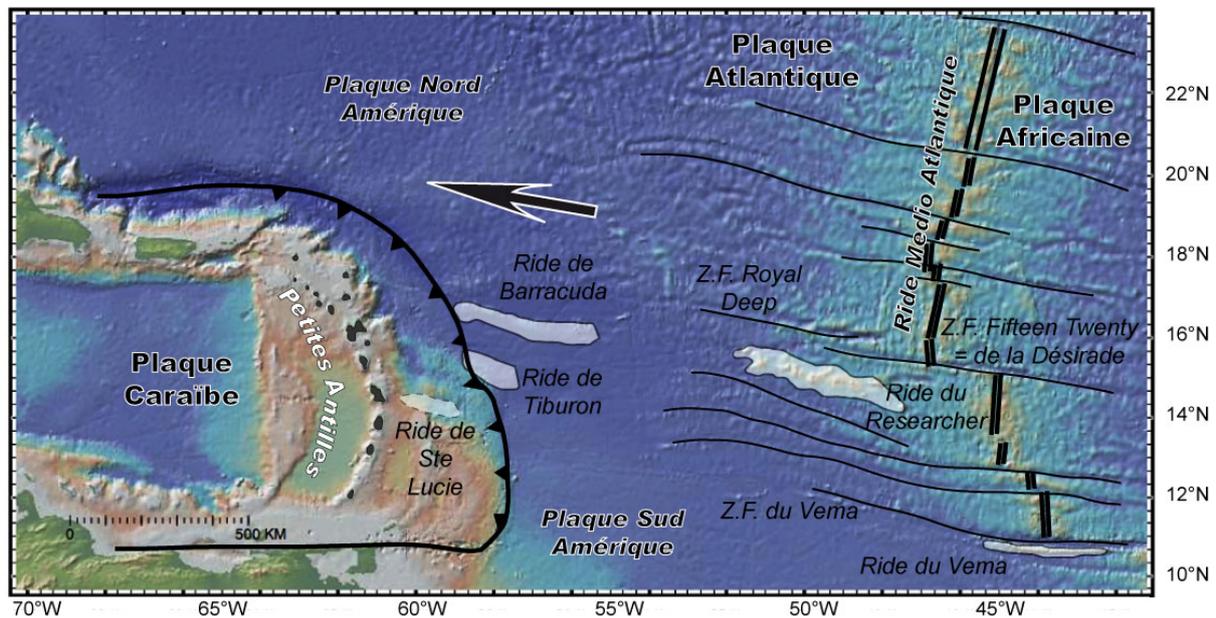


Figure I-10a

Localisation des rides asismiques sur le plancher océanique atlantique d'après Bouysse et Westercamp, 1988

*Bathymétrie mondiale (Smith et Sandwell, 1997; GeoMappApp).*

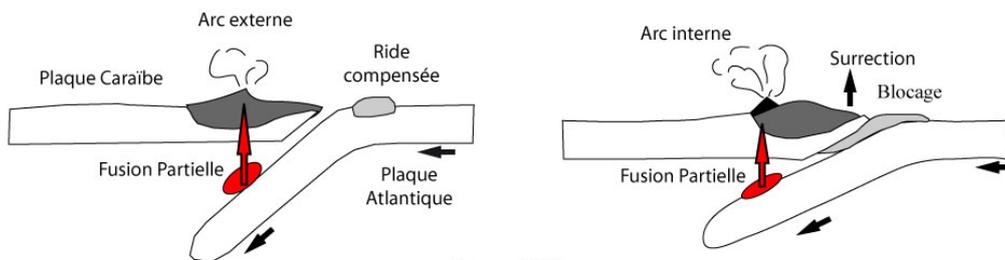


Figure I-10b

Chronologie du saut du front volcanique de l'arc externe à l'arc interne dans la moitié nord de l'arc insulaire des Petites Antilles sous l'effet de la subduction d'une ride asismique  
(d'après Bouysse et Westercamp, 1988)

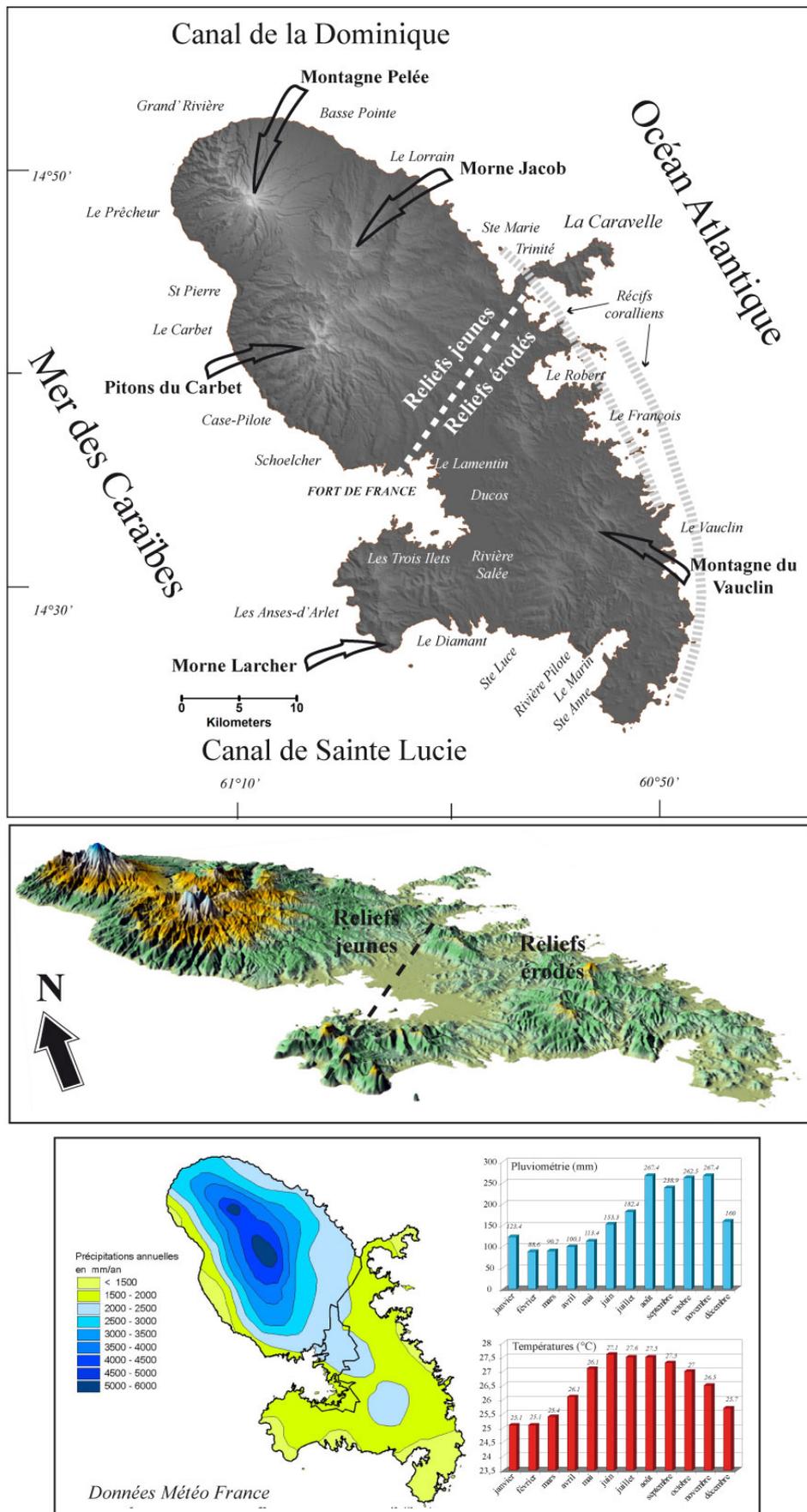
Le saut de l'arc depuis la branche nord-est vers la branche nord-ouest s'explique par la subduction des rides asismiques orientées ONO-ESE (Bouysse et Westercamp, 1988 ; Figure I-10a). On distingue, du nord au sud, les rides de Barracuda (450 km de long, 30 à 50 km de large), Tiburon (150 km de long, 30 à 40 km de large) et de Sainte (McCann et Sykes, 1984; Bouysse et Westercamp, 1988; Terrier *et al.*, 2002). Seules les deux premières sont visibles sur la bathymétrie (Figure I-10a), la ride de Sainte Lucie étant en voie de subduction sous le prisme de la Barbade. Elles se seraient formées au niveau de la ride médio-atlantique, en bordure des grandes failles transformantes, formant des reliefs importants de croûte océanique épaissie (Bouysse et Westercamp, 1988). Les effets majeurs induits par ces rides (Figure I-10b) sont, entre autres, un blocage de la subduction pouvant aller jusqu'à un arrêt régional du volcanisme, le placage de la ride et la surrection de l'avant arc par rebond isostatique (Bouysse et Westercamp, 1988). La plaque subductée peut également s'aplatir légèrement sous l'effet de la flottabilité de la ride provoquant le déplacement vers l'ouest de la production magmatique, ce qui explique la migration du front volcanique comme il a été observé au niveau de 10 % des marges actives (Gutsher *et al.*, 2000 ; van Hunen *et al.*, 2002).

D'autres migrations des centres éruptifs, transverses et longitudinales, ont été mises en évidence sur toutes les îles de l'arc récent (Bouysse *et al.*, 1985; Wadge, 1986; Westercamp, 1988). Concernant les premières, Westercamp (1988) a estimé entre 1 et 3 km / Ma le taux de migration du front volcanique d'est en ouest au sein d'un même compartiment d'arc en relation avec le processus de subduction. Cet auteur met également en évidence des migrations parallèles à l'arc à des taux de 4 à 10 km / Ma (Wadge, 1986; Bouysse et Westercamp, 1988; Westercamp, 1988). De même, Harford *et al.* (2002) proposent pour Montserrat un taux de migration 6 km / Ma du nord vers le sud, et un taux de 2 km / Ma d'est en ouest, et Samper *et al.* (2007) ont montré que la migration temporelle du volcanisme en Guadeloupe s'effectue du nord vers le sud à une vitesse de 18 km / Ma durant les 2.8 Ma de la construction de Basse Terre, et jusqu'à 25 km / Ma pour les derniers 1.8 Ma.

### **3. La Martinique**

#### **3.1. Généralités**

Située au centre de l'archipel des Petites Antilles, la Martinique (14°40" N, 61°00" W), département français d'Outre-mer, se trouve à 7 000 km de Paris. L'île est bordée par l'Océan Atlantique à l'est, la Mer des Caraïbes à l'ouest, le canal de la Dominique au nord et le canal de Sainte Lucie au sud (Figure I-11). D'une superficie totale de 1128 km<sup>2</sup>, elle est dominée par la Montagne Pelée culminant à 1397 m. Elle s'étire selon un axe NO - SE sur environ 60 km, et peut être divisée en deux régions morphologiques de chaque côté d'un axe Fort-de-France – La Trinité (Figure I-11). Le sud, à la végétation peu abondante, est constitué de collines et de mornes érodés, les plus hauts reliefs étant le Morne Larcher (459 m) et la Montagne du Vauclin (504 m). Le nord est montagneux et constitué des plus gros massifs volcaniques de l'île : la Montagne Pelée (1398 m), les Pitons du Carbet (six sommets dépassant 1000 m) et le Morne Jacob (883 m). Les 350 km de côtes présentent également des diversités marquées. À partir de la Caravelle, vers le sud, une double ligne récifale protège la côte et est constituée de nombreux îlets et hauts fonds au large du Robert et du François. Les côtes à l'ouest sont plus régulières mais surplombées de falaises importantes au nord de Fort-de-France (50 à 100 m). Le climat (Figure I-11), de type tropical, est chaud (26°C de température moyenne annuelle) et humide (hygrométrie de 80 % en mars - avril et 87% en octobre-novembre). La chaleur due à l'ensoleillement est tempérée par l'influence océanique des vents constants, les alizées. Ils règnent sur l'île pendant la majeure partie de l'année, soufflant du NE à l'E de façon régulière. On distingue deux saisons : le Carême, chaud et sec, s'étend de décembre à mai, avec une période de sécheresse de février à avril ; l'ensoleillement est alors maximal, et les vents dominants suivent le régime des alizés.



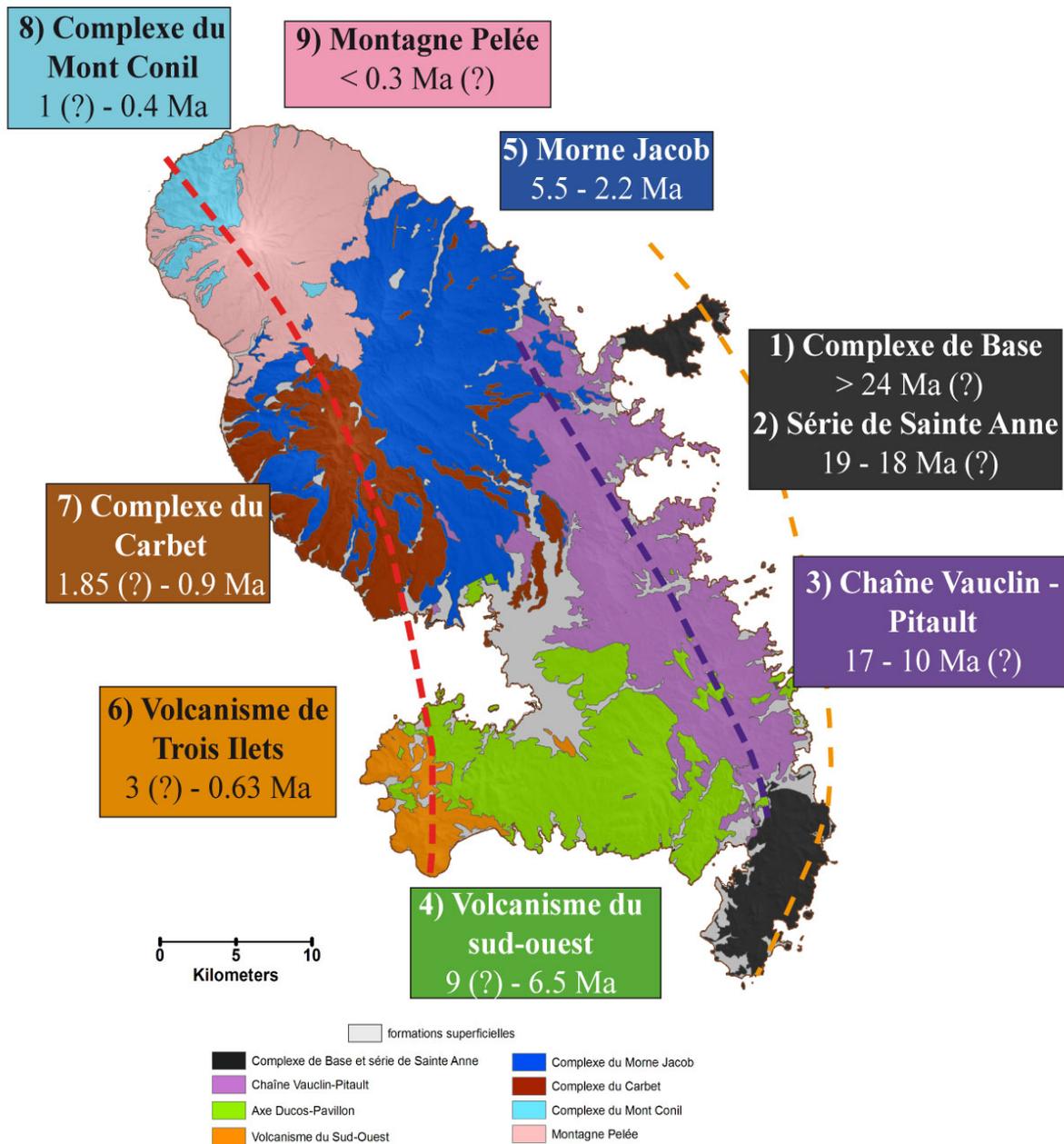
**Figure I-11**

Géographie et climat de l'île de la Martinique

La seconde saison, l'Hivernage, plus humide, dure de juin à novembre. Le régime des vents est beaucoup plus instable, variant de l'ENE à l'O en passant par le sud, et se caractérise par un risque cyclonique important. Les variations de pluviométrie saisonnières entre carême et hivernage sont sensibles sur l'ensemble de l'île. Il tombe en moyenne 80 mm d'eau en mars au Lamentin (plaine centrale située au niveau de la baie de Fort-de-France) et 260 mm d'eau en octobre. Les régions montagneuses du nord connaissent un climat plus frais et plus pluvieux que celui de la côte (Figure I-11). En effet, les massifs forment un obstacle devant l'alizé venu de l'océan Atlantique, provoquant des précipitations orogéniques abondantes (jusqu'à 10 mètres d'eau par an au sommet de la Montagne Pelée).

### **3.2. Géologie**

La Martinique est, avec Grenade, l'île qui a enregistré l'histoire la plus complète de l'arc des Petites Antilles. En effet, les terrains qui affleurent couvrent une période allant de l'Oligocène à l'Actuel (Westercamp et Tazieff, 1980; Westercamp *et al.*, 1989). Les travaux de Grunevald (1965), Westercamp (1972), Andreieff *et al.* (1976), Nagle *et al.* (1976), Briden *et al.* (1979), Westercamp et Tazieff (1980), Andreieff *et al.* (1988) portant sur la géologie, le volcanisme et la géochimie des laves de la Martinique, complétés par des datations géochronologiques et biostratigraphiques, ont été repris pour l'élaboration de la carte géologique au 1 :50000, schématisée sur la Figure I-12, par Westercamp *et al.* (1989). La plupart des travaux se sont depuis concentrés sur la Montagne Pelée, regroupant, entre autres, études stratigraphiques des dépôts, cartographie et pétrologie des magmas émis (Boudon *et al.*, 2005).



**Figure I-12**

Les ensembles volcaniques de la Martinique et leurs âges, (modifié d'après la carte géologique Westercamp et al., 1989).

*Les points d'interrogation indiquent les incertitudes des auteurs quant aux âges obtenus.  
Les trois arcs (ancien, intermédiaire et actuel) sont représentés par les lignes en pointillés.*

### 3.2.1. Evolution géologique

Les péninsules E et SE sont des reliquats du Complexe de Base et de la Série de Sainte Anne (Figure I-12), d'âge Oligocène et Miocène Basal (Grunevald, 1965; Westercamp, 1972; Westercamp et Tazieff, 1980; Andreieff *et al.*, 1988; Westercamp *et al.*, 1989). Ces

formations alternent avec des dépôts calcaires, au sein desquels de nombreux fossiles permettent d'estimer l'âge du Complexe de Base à plus de 24 Ma, et quatre datations K-Ar sur roche totale contraignent la mise en place de la série de Sainte Anne jusqu'à 19 - 18 Ma (Andreieff *et al.*, 1988; Westercamp *et al.*, 1989).

La chaîne sous-marine Vauclin-Pitault (Figure I-12), orientée NO-SE, constitue à l'E l'ossature de l'île. Elle se serait édifiée entre 18 et 9 Ma au cours de plusieurs pulses volcaniques entrecoupés de phases de repos (Bellon *et al.*, 1974; Andreieff *et al.*, 1988; Westercamp *et al.*, 1989). Vers 10 Ma, le volcanisme du sud-ouest (Figure I-12) est aérien et certaines coulées vont s'épancher vers l'O jusqu'à l'extrémité actuelle de la presqu'île de Trois Ilets dont elles constituent le soubassement (Andreieff *et al.*, 1988). Cet axe EO, constitué par la chaîne Ducos - Morne Pavillon (9 – 6 Ma), assure la continuité éruptive entre arc intermédiaire et arc récent dans le SO et son activité s'achève par la mise en place d'un dôme de dacite (64.5 % SiO<sub>2</sub>) à grenat contrôlée par des accidents NE-SO vers 6.5 Ma (Westercamp *et al.*, 1989). Après quelques millions d'années, une série de petits édifices monogéniques alignés, appartenant au volcanisme de Trois Ilets (Figure I-12), vont se construire entre 3 et 0.9 Ma, à l'extrémité ouest de la chaîne ainsi formée (Westercamp *et al.*, 1989).

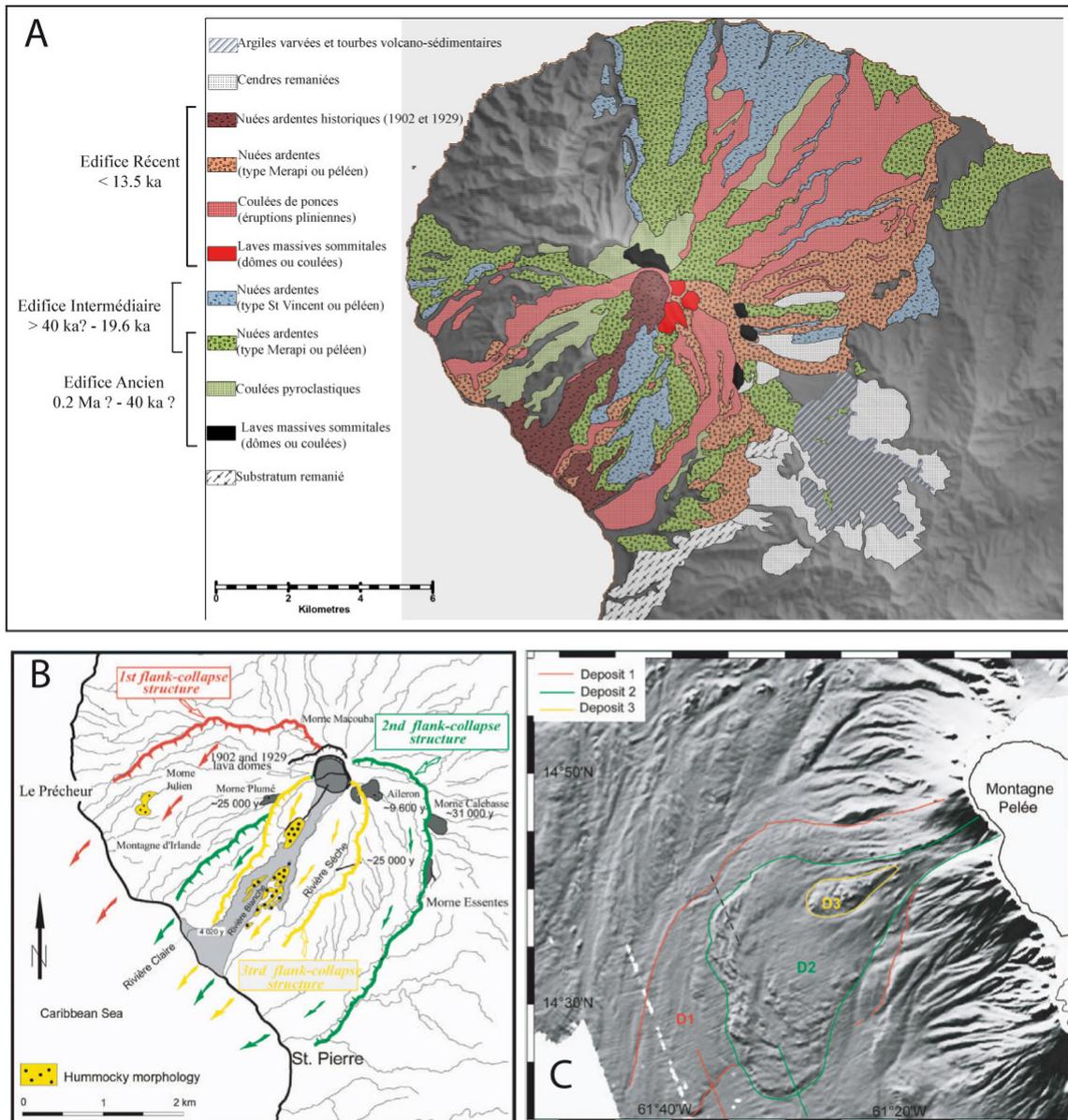
Au nord de la chaîne Vauclin-Pitault, le Morne Jacob (Figure I-12) est le complexe volcanique le plus important de l'île. Il s'agit d'un volcan-bouclier dont l'activité débute par une phase sous-marine basaltique effusive (5.5 – 4 Ma), puis par une phase aérienne de plus grande ampleur (2.8 – 2.2 Ma) qui atteint les côtes caraïbes (Westercamp *et al.*, 1989).

Le complexe des Pitons du Carbet (Figure I-12) s'est édifié sur le flanc ouest du Morne Jacob. Les premières manifestations volcaniques, vers 2 Ma, construisent un édifice andésitique qui est ensuite détruit par un effondrement de flanc d'environ 30 km<sup>3</sup> (Boudon *et al.*, 2007). L'activité s'achève par la mise en place de dômes de lave (Pitons du Carbet s.s.) vers 1 Ma à l'intérieur de la structure en fer à cheval (Boudon *et al.*, 2005; Boudon *et al.*,

2007). Récemment, Samper *et al.* (2007) ont effectué des datations sur des laves à l'extérieur et à l'intérieur de la structure. Il s'avère que la phase ancienne aurait pu durer jusqu'à  $770 \pm 11$  ka, et que les Pitons du Carbet s.s. ont un âge moyen de mise en place de  $337 \pm 5$  ka.

La dernière phase d'activité a lieu sur le compartiment septentrional de l'île avec l'édification du Mont Conil (Figure I-12), volcan pré-Pelée. L'âge de la partie actuellement visible, donné par quatre âges K-Ar effectués sur roche totale, est de 1 à 0.4 Ma (Bellon *et al.*, 1974; Nagle *et al.*, 1976; Westercamp *et al.*, 1989), et le début d'activité de la Montagne Pelée est estimé à 0.3 Ma sur la base de ces seuls âges disponibles (Boudon *et al.*, 2005).

Le premier stade du volcan primitif (Figure I- 13) consiste en des brèches et dômes de lave visqueux, se terminant vers 200 – 100 ka par un effondrement de flanc volumineux (25 km<sup>3</sup>, évènement du Prêcheur, Le Friant, 2001) qui laisse une structure en forme de fer à cheval de 8 x 6 km ouverte vers l'ouest, et dont seule la cicatrice nord est visible, le long de la rivière du Prêcheur (Figure I-13B et 13C; Vincent *et al.*, 1989; Le Friant, 2001; Le Friant et Boudon, 2003). Le second cycle (Saint Vincent) a permis, entre 100 et 25 ka, la mise en place d'un nouveau cône constitué de coulées scoriacées (Figure I-13B et 13C; Le Friant et Boudon, 2003), à un taux de 3 – 4 éruptions / kyr (Boudon *et al.*, 2005). Un effondrement de flanc aurait démantelé le flanc SO du volcan, formant une structure de 6 x 3.5 km vers 25 ka (évènement de Saint Pierre; Le Friant et Boudon, 2003). Le troisième stade, la Pelée moderne, correspond à la mise en place d'un nouveau cône depuis 14 000 ans B.P., alternant entre éruptions ponceuses pliniennes et mise en place de dômes et coulées pyroclastiques associées (Le Friant et Boudon, 2003). À nouveau, un effondrement de flanc marque la fin de ce stade à 9 ka (évènement de la Rivière Sèche), et l'activité récente se concentre dans la dépression (Le Friant et Boudon, 2003; Boudon *et al.*, 2005). Il y aurait eu 28 éruptions magmatiques depuis moins de 16 ka (10 éruptions pliniennes et 18 à dômes), dont 18 depuis 5 ka (Boudon *et al.*, 2005), et un nombre indéterminé d'éruptions phréatiques.



**Figure I-13**

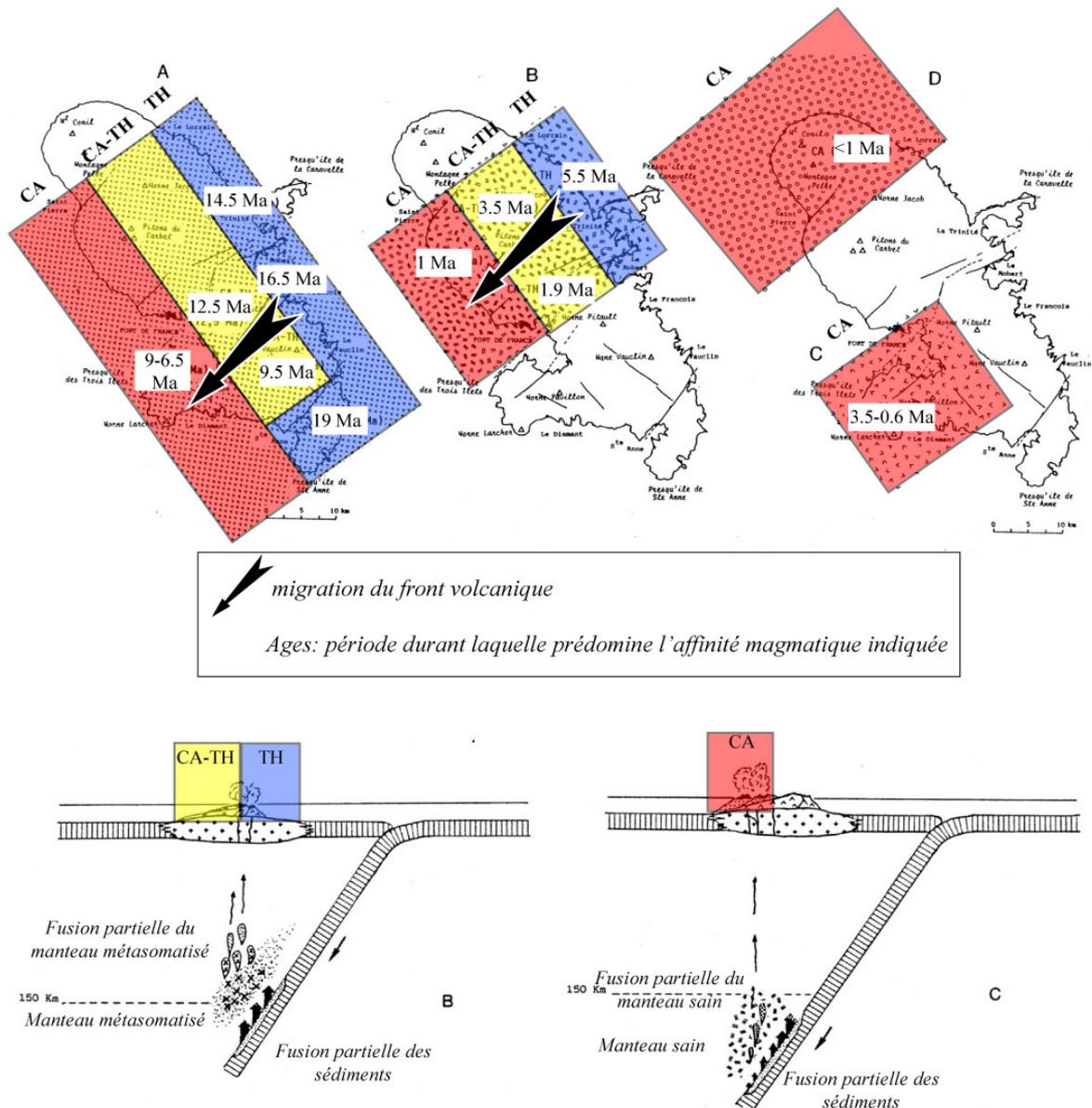
A: Géologie de la Montagne Pelée (*modifiée d'après Westercamp et al., 1989*).  
 B: Structures d'effondrements de flanc qui ont affecté le flanc ouest de la Montagne Pelée à 100 - 200 ka (rouge), 25 ka (vert) et 9 ka (jaune), (*Le Friant et al., 2003*).  
 C: Extension en mer des dépôts d'avalanche de débris associées aux trois effondrements de flanc, (*Le Friant et al., 2003*).

### 3.2.2. Séries volcaniques

Les laves émises en Martinique durant l'activité des arcs anciens et récents varient en composition depuis des basaltes jusqu'aux dacites, et exceptionnellement aux rhyolites (Figure I-8). Les andésites acides (55 à 61 % en masse) sont prédominantes. Ces laves appartiennent aux domaines tholéiitiques et calco-alcalins et ont les mêmes caractéristiques

que l'ensemble des laves de l'arc des Petites Antilles: de faibles teneurs en alcalins,  $\text{TiO}_2$  (<1,5%) et des teneurs élevées en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17 – 20 %) et CaO (8 – 10 %) pour des teneurs en silice inférieures à 57 % (Escalant, 1988). On retrouve donc en Martinique les séries volcaniques des basaltes alumineux, des tholéïtes, et des laves calco-alcalines faiblement potassiques (Westercamp et Mervoyer, 1976; Westercamp *et al.*, 1989). Les deux premières séries sont illustrées sur les parties correspondant à l'arc ancien et une partie des arcs intermédiaire et récent (Complexe de Base, Série de Sainte Anne, Mornes Jacob et Pavillon, Vauclin – Pitault, Figure I-14, Westercamp et Mervoyer, 1976 ; Escalant, 1988). En revanche, la série des laves calco-alcalines faiblement potassiques est une caractéristique exclusive de l'arc récent (Figure I-14), marquée par la présence d'hyperstène, hornblende, biotite et quartz en phénocristaux au niveau des complexes du Mont Conil, Montagne Pelée, Pitons du Carbet, le Diamant, Ducos - Pavillon (Westercamp et Mervoyer, 1976)

L'évolution chimique des laves a été marquée par deux cycles au cours desquels se sont produit des changements majeurs, de 25 à 6.5 Ma puis de 5.5 Ma à l'actuel (Escalant, 1988). Chaque cycle débute par la mise en place de laves tholéïtiques puis calco-alcalines à minéralogie tholéïtique, et enfin calco-alcalines franches. Cette progression chimique est accompagnée d'un changement de milieu, de type sous-marin basaltique à aérien explosif andésitique, avec migration de l'activité vers l'ouest (Figure I-14, Escalant, 1988). Néanmoins, vers 9.5 Ma, période à laquelle l'activité de la chaîne Vauclin-Pitault cesse, on constate un arrêt de l'enrichissement en fer, titane, phosphore et certains éléments de transition (Escalant, 1988). Entre 6.5 et 5.5 Ma, les laves du sud cessent de s'enrichir en K, Rb, Li, Ba et isotopes radiogéniques du Pb, Sr et O, alors que ces éléments sont enrichis dans les laves du nord (Escalant, 1988). A partir de 2 Ma, ces éléments s'appauvrissent de plus en plus. Escalant (1988) propose que les deux premiers changements soient en relation avec la migration du volcanisme d'est en ouest, alors que le dernier changement serait dû à des modifications de chimie dans les réservoirs magmatiques (Figure I-14).



**Figure I-14**

Evolution magmatique de la Martinique dans les compartiments d'arc et modèle pour la genèse des magmas  
(d'après Escalant, 1988)

*TH: laves tholéitiques; CA-TH: laves calco-alcalines à minéralogie tholéitique, CA: laves calco-alcalines*

Afin d'actualiser les connaissances quant à l'évolution des laves de la Martinique, notre étude géochronologique est couplée à une étude géochimique (majeurs, traces et isotopes) grâce à une étroite collaboration avec S. Labanieh et C. Chauvel (LGCA, Grenoble) grâce aux programmes INSU (DyETI) et ANR Antilles. Ceci nous permet de quantifier la composition géochimique de toute lave datée.

## **Conclusions : problématiques et objectifs**

Dans ce chapitre, nous avons vu que l'histoire de l'île de la Martinique était étroitement liée au contexte géodynamique dans lequel elle se situe. Elle est au centre de l'arc insulaire des Petites Antilles qui forme la limite est de la plaque Caraïbe par subduction de la plaque Atlantique sous celle-ci depuis l'Oligocène. Alors que dans la moitié sud de l'arc, l'activité volcanique a été plus ou moins continue le long d'un seul axe NE-SO, la moitié nord a subi un saut du front volcanique depuis l'arc ancien à l'est vers l'arc récent plus à l'ouest. Ainsi, aucune trace d'activité volcanique n'a été repérée dans la dépression de Kallinago, large au maximum de 50 km au nord, entre Saba et Saint Barthélémy.

En raison de sa position au centre de l'arc insulaire où les deux arcs nord convergent, la Martinique est l'île qui a enregistré l'histoire volcanique la plus complète des Petites Antilles. En effet, l'activité volcanique y a été continue depuis l'Oligocène, sans hiatus important, ni superposition des produits. Ainsi, on retrouve d'est en ouest et du sud au nord, la succession la plus complète des unités volcaniques, depuis les produits de l'arc ancien (Oligocène-Miocène) aux produits historiques de la Montagne Pelée. L'intérêt de la Martinique réside dans le fait qu'il y affleure des produits du Miocène ayant entre 20 et 7 Ma. Ces unités constituent un arc intermédiaire, défini par Westercamp *et al.* (1988), qui n'est reconnu dans aucune autre des îles des Petites Antilles. De plus, contrairement aux îles du sud ou de la branche nord-est, les produits volcaniques de l'activité ancienne sont accessibles car non recouverts par des dépôts calcaires ou volcaniques plus récents. La Martinique se situe également à la jonction des deux styles tectoniques régionaux et on y retrouve les deux directions de failles régionales, parallèles et transverses à l'arc.

En revanche, la plupart des datations qui étaient disponibles jusqu'alors ont été obtenues sur roche totale. Or, on sait que ce genre de technique implique des erreurs à cause de la datation de phases minérales plus anciennes. En effet, des travaux récents sur Basse-Terre,

Montserrat, Sainte Lucie et la Dominique, se basant sur des études de paléomagnétisme, K-Ar Cassignol-Gillot, et Ar-Ar (Carlut et al., 2000; Harford et al., 2002; Samper et al., 2008) ont montré que les âges précédemment obtenus par K-Ar roche totale étaient souvent erronés. De plus, au niveau de la Martinique, 32% des âges K-Ar publiés avaient été discutés et rejetés par leurs auteurs eux-mêmes lorsqu'ils avaient été obtenus sur des blocs remaniés, en désaccord avec la biostratigraphie, ou possédant moins de 10% d'argon radiogénique (limite de détection à l'époque des mesures) (Andreieff et al., 1976, Nagle et al., 1976, Briden et al., 1979, Andreieff *et al.*, 1988, Westercamp *et al.*, 1989). Ainsi, il n'y a aucune datation radiométrique disponible pour les parties anciennes de l'île, et les phases d'activité volcaniques qui ont eu lieu depuis le Miocène sont mal contraintes dans le temps.

Cette étude a donc pour but de mieux contraindre la chronologie éruptive de la Martinique afin de proposer un scénario d'évolution spatio-temporelle de l'activité volcanique en Martinique, en intégrant de nouvelles datations K-Ar sur phases minérales séparées, associées à de nouvelles analyses géochimiques permettant de connaître la composition chimique des laves datées en éléments majeurs et traces, ainsi que leurs compositions isotopiques (thèse de Shasa Labanieh, Grenoble). Nous avons aussi souhaité compléter les récentes études de géomorphologie réalisées sur Montserrat (Harford, 2000) et Basse-Terre (Samper et al., 2007) par des estimations de volumes des édifices afin de calculer des taux de construction, mais aussi des calculs de taux de migration des centres éruptifs.

A plus grande échelle, les relations entre activité volcanique et contexte géodynamique identifiées au cours de cette étude au niveau de la Martinique pourront nous permettre d'intégrer son évolution à celle de l'arc des Petites Antilles depuis l'Oligocène jusqu'à l'actuel.