

**Chronologie éruptive de l'arc  
intermédiaire et de l'arc récent dans le  
Sud de la Martinique**



## **Introduction**

À la fin de la l'Aquitanién, l'arrivée au front de subduction de rides asismiques modifie les paramètres de la subduction (ralentissement et aplatissement du slab), et le rapprochement des plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud prend la Plaque Caraïbe en étau. Une importante fissuration du substratum au centre de l'arc permet le développement d'essaims de dykes orientés NW-SE et le fonctionnement d'un arc insulaire intermédiaire dont les dépôts sont uniquement reconnus en Martinique, alors que dans la moitié nord l'activité volcanique cesse complètement de 20 à 7 Ma (Briden *et al.*, 1979). Ainsi, la chaîne sous-marine Vauclin-Pitault et le Sud-Ouest martiniquais se sont édifiés au cours du Miocène, entre 17 et 6.5 Ma (Westercamp *et al.*, 1989). Ces terrains du Miocène affleurent seulement en Martinique où ils ne sont pas recouverts par les dépôts ultérieurs. Peu d'âges radiogéniques fiables existent dans cette région, dont l'activité est néanmoins bien contrainte dans le temps grâce à l'intercalation des unités volcaniques avec des dépôts sédimentaires (Andreieff *et al.*, 1988). D'autre part, alors que l'ensemble de l'arc est affecté par un arrêt du volcanisme au cours du Miocène et par le saut du front volcanique depuis l'arc ancien vers l'arc récent (50 km maximum), aucune étude n'a déterminé les taux de migration du front volcanique pour cette période.

Dès la fin du Pliocène, le front volcanique de l'arc récent est définitivement installé le long de sa position actuelle. Dans le sud-ouest de la Martinique, le volcanisme de Trois Ilets est fortement dépendant de la tectonique locale. En effet, des petits volcans monogéniques s'alignent le long de failles formées par la tectonique parallèle à l'arc. Cependant, le peu d'âges disponibles sur ces formations volcaniques ne permet pas de contraindre l'activité de ces volcano-tectoniques.

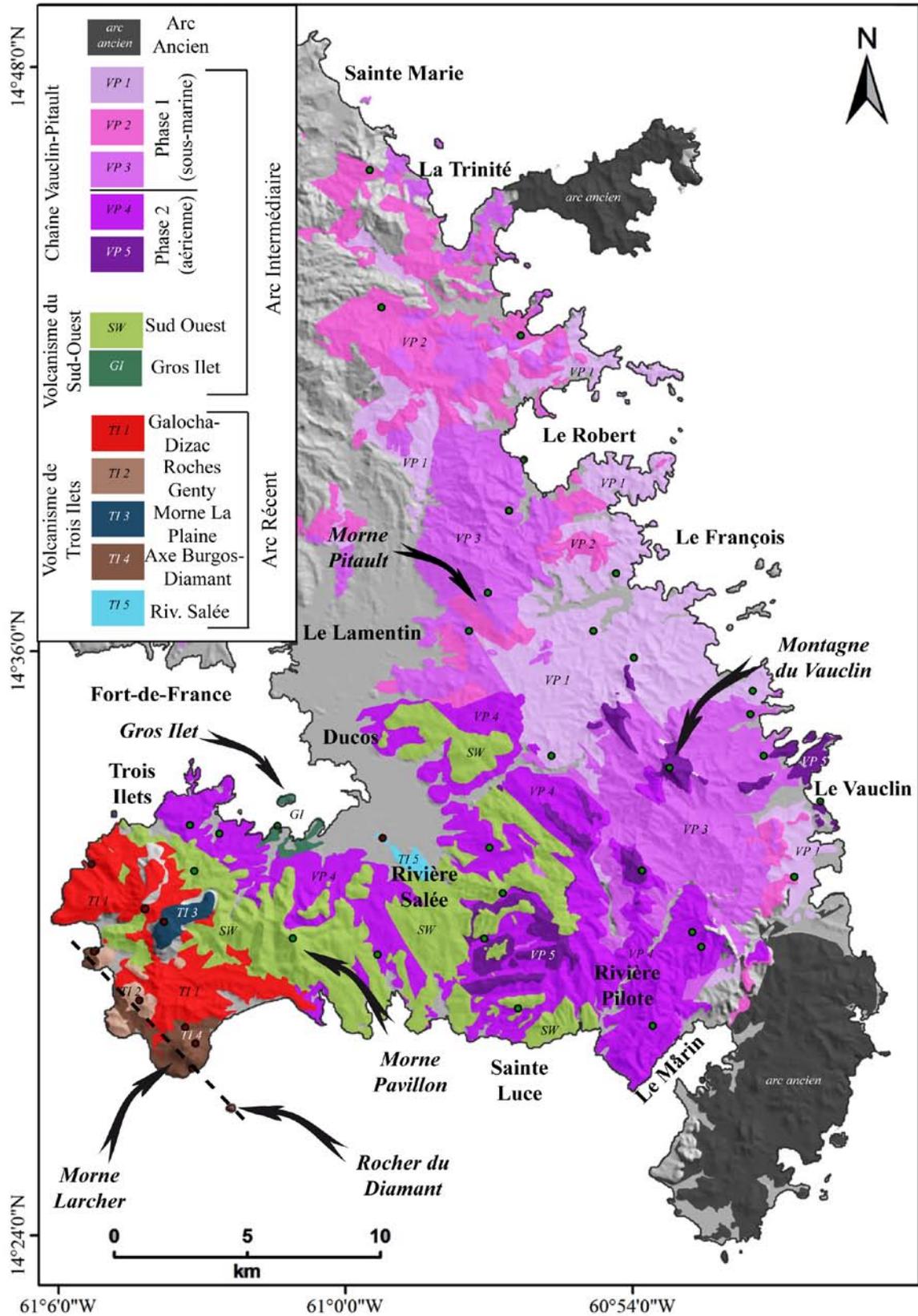
Ce chapitre est destiné à présenter les âges obtenus lors de cette étude sur les échantillons de ces trois systèmes volcaniques (Vauclin-Pitault, Sud-Ouest, Trois Ilets) afin d'établir la chronologie éruptive de l'arc intermédiaire et du volcanisme de Trois Ilets. Dans un deuxième temps, nous discuterons du déroulement de la migration du front volcanique et de ses causes, notamment l'implication de la subduction de la ride de Sainte Lucie dans cette migration, et sur la nature du volcanisme.

## **1. Contexte**

### **1.1. La chaîne sous-marine Vauclin-Pitault**

Pendant plusieurs millions d'années, une grande chaîne sous-marine orientée NW-SE s'édifie au cours de 5 phases distinctes sur la retombée occidentale de l'arc ancien, depuis le Marin au sud, jusqu'à Sainte Marie au nord (Westercamp *et al.*, 1989). Ces cinq phases volcaniques sont entrecoupées de phases de sédimentation qui ont permis de contraindre dans le temps leurs périodes d'activité respectives (Figure IV-1).

La première phase a lieu dans la région du Robert et du François, avec la mise en place de hyaloclastites, lahars sous-marins et coulées de lave, le tout entrecoupé de dykes et intrusions dacitiques orientés NW-SE en réponse à une tectonique extensive NE-SW (Figure IV-1). Cette phase est encadrée par les dépôts sédimentaires, et 3 âges K-Ar (sur roche totale) ont permis de contraindre son activité entre 17 et 16 Ma (Westercamp *et al.*, 1989). La deuxième phase d'activité se caractérise par l'activité



**Figure IV-1**

Carte géologique simplifiée des unités dépôts de l'arc intermédiaire et du volcanisme de Trois Ilets (modifiée d'après Westercamp et al., 1989) et position des échantillons prélevés.

effusive de Sainte Marie au Lamentin vers 15 Ma. Entre 14 et 10 Ma, le complexe le plus important de hyaloclastites et coulées sous marines de la chaîne se met en place dans les secteurs Vauclin-Pitault et Trinité – Fort de France (Westercamp *et al.*, 1989). La phase de sédimentation qui clôt la troisième phase éruptive est accompagnée d'un soulèvement généralisé de la moitié sud de la chaîne, permettant des effusions en milieu aérien au sud (Rivière Pilote, Sainte Luce) alors que la moitié nord de la chaîne est encore subaérienne. La quatrième phase volcanique, qui se met en place sur les reliefs occidentaux de la chaîne entre 11.5 et 10.5 Ma, se caractérise par un dynamisme effusif avec l'épanchement de coulées vers l'ouest jusqu'à l'extrémité actuelle de la presqu'île de Trois Ilets dont elles constituent le soubassement. L'activité, contrôlée là encore par une tectonique extensive NE-SW et la mise en place d'essaims de dykes de direction NW-SE, s'achève par l'édification de la montagne du Vauclin vers 9.8 Ma (Westercamp *et al.*, 1989).

## **1.2. Volcanisme fissural du sud et du sud-ouest martiniquais**

L'activité se déplace progressivement vers l'ouest où ont lieu des éruptions effusives le long d'un axe Ducos-Rivière Pilote (9 Ma), puis le long d'un axe Rivière Salée-Sainte Luce, où l'activité débute avec deux éruptions phréatomagmatiques et se termine de manière effusive (8.4 Ma). Enfin, les éruptions se concentrent au niveau du morne Pavillon, avec à nouveau le passage d'un dynamisme phréatomagmatique à effusif (Figure IV-1).

## **1.3. Volcanisme à Grenat de Gros Ilet**

Le dôme de Gros Ilet se met en place vers 6.5Ma (Westercamp *et al.*, 1989). Il s'agit d'une dacite à 64.5% de SiO<sub>2</sub>, à minéralogie particulière caractérisée par la présence de

phénocristaux de grenat almandin. C'est une roche très porphyrique (Westercamp, 1976), avec 55% de phénocristaux de taille comprise entre 1 mm et 1 cm (32 % de plagioclase, 17% de quartz, 5% de biotite, 2 % de hornblende) emballés dans une pâte microgrenue (44% plagioclase, labrador, quartz et biotite), et marquée par la présence de minéraux accessoires particuliers (1% de grenat, 1% d'opacques, sphène, zircon et apatite). La phase de Gros Ilet traduit un ralentissement de l'activité volcanique et annonce une période de récession complète du volcanisme en Martinique, qui permet la sédimentation de calcaires (tuffites azoïques) de se déposer sur les produits volcaniques les plus récents, dans le secteur de Ste Marie et de Fort de France (Westercamp *et al.*, 1989). Cette phase semble marquer la fin de l'activité de l'arc intermédiaire.

#### **1.4. Volcanisme Plio-Pléistocène de la presqu'île des trois îlets**

Après une période de repos de quelques millions d'années, l'activité reprend sur le flanc septentrional de la chaîne, avec la première phase d'activité du Morne Jacob (voir chapitres I, II et V). Puis, vers 3 Ma, le volcanisme s'exprime à nouveau dans le sud, au niveau de la presqu'île de Trois Ilets. Toute une série de volcans monogéniques va s'édifier, caractérisée par la diversité des dynamismes et des faciès pétrographiques et minéralogiques (Figure IV-1). L'activité est tout d'abord explosive avec l'émission des coulées pyroclastiques de Galocha puis des coulées ponceuses de la Dizac. Il se trouve que ces laves possèdent encore des traces de grenat almandin, et le cratère d'émission (Morne Yoyo) est situé sur le même accident tectonique que le dôme de Gros Ilet (Figure IV-5). Le dynamisme devient ensuite effusif avec l'éruption des mornes Clochette, Macabou, Réduit et des Roches Genty entre 3 et 2.3 Ma (Westercamp *et al.*, 1989). Un rejeu de la tectonique transverse NE-SW provoque l'émission des laves basaltiques du morne La Plaine, à cheval entre les coulées du

morne Pavillon et du morne Bigot. Finalement, le volcanisme le plus récent de la presqu'île de Trois Ilets (1.72 – 0.97 Ma, Westercamp *et al.*, 1989) est sous le contrôle tectonique d'un axe fissural majeur de direction NW-SE, le long duquel s'alignent quatre appareils aux dynamismes éruptifs et à la pétrographie très différente (Gourgaud, 1985). Il s'agit, du nord au sud, du cône strombolien de la pointe Burgos et sa coulée de basalte aux xénocristaux de quartz; du pipe du morne Jacqueline ; du petit stratovolcan du morne Larcher, et du dôme andésitique du Rocher du Diamant.

Les âges présentés dans la carte géologique ont été obtenus au cours de différentes études (Bellon *et al.*, 1974; Andreieff *et al.*, 1976; Nagle *et al.*, 1976; Briden *et al.*, 1979), mais certains âges incohérents avec la stratigraphie ont été recalculés et/ou rejetés par les auteurs eux-mêmes (Westercamp *et al.*, 1989). Face à l'inconsistance de certains âges et leur incertitude élevée (jusqu'à 40 %), il était nécessaire de dater de nouvelles formations sur l'ensemble de la chaîne.

## **2. Méthodes**

### **2.1. Echantillonnage**

Comme rappelé dans le chapitre II, la chaîne Vauclin-Pitault est composée pour l'essentiel de hyaloclastites et de laves auto-bréchifiées, liées à leur mise en place sous-marine. De plus, l'ensemble de la chaîne est intensément hydrothermalisée. Nous avons échantillonné principalement des coulées de lave mises à l'affleurement au sein de carrières, mais la plupart se sont avérées trop altérées pour pouvoir être datées. Par contre, en ce qui concerne la deuxième phase de cette chaîne et le volcanisme du Sud-ouest martiniquais, l'axe Ducos-Pavillon est constitué de laves massives, porphyriques à grains fins. La plupart des

roches échantillonnées (Figure IV-1) étaient parfaitement saines et répondaient à tous les critères exigés pour la datation K-Ar. L'examen des lames minces nous a permis de sélectionner 12 roches parmi les 32 échantillonnées sur l'ensemble des deux complexes. Notre choix s'est porté sur la qualité des roches mais aussi sur leur répartition spatiale, afin de pouvoir contraindre le taux de migration des événements éruptifs, et en nous assurant que toutes les unités géologiques pouvaient être datées. La nature pétrographique de celles-ci ayant été détaillée dans le chapitre II, nous n'y reviendrons pas ici.

## **2.2. Géochronologie**

Ici encore, nous avons utilisé la méthode de datation K-Ar Cassinot-Gillot. Les principes sont détaillés en annexe I, et résumés (en anglais) dans les chapitres III et V. Les résultats sont présentés dans la Table 1 et sur la figure IV-3, et sont détaillés dans le texte (section 3.2.).

## **2.3. Géochimie**

Toutes les laves échantillonnées ici ont également été analysées par Shasa Labanieh, dans le cadre de sa thèse (LGCA, Grenoble), afin de déterminer la composition en éléments majeurs, traces et isotopes de l'île de la Martinique. Nos deux approches sont complémentaires et font l'objet d'une collaboration étroite (programme INSU puis ANR Antilles), et c'est ainsi la première fois que des échantillons de la Martinique sont systématiquement datés et analysés chimiquement. Les données géochimiques présentées dans ce chapitre sont issues des résultats que Shasa a obtenus et présentés dans son manuscrit (en cours).

### 3. Résultats

#### 3.1. Géochimie

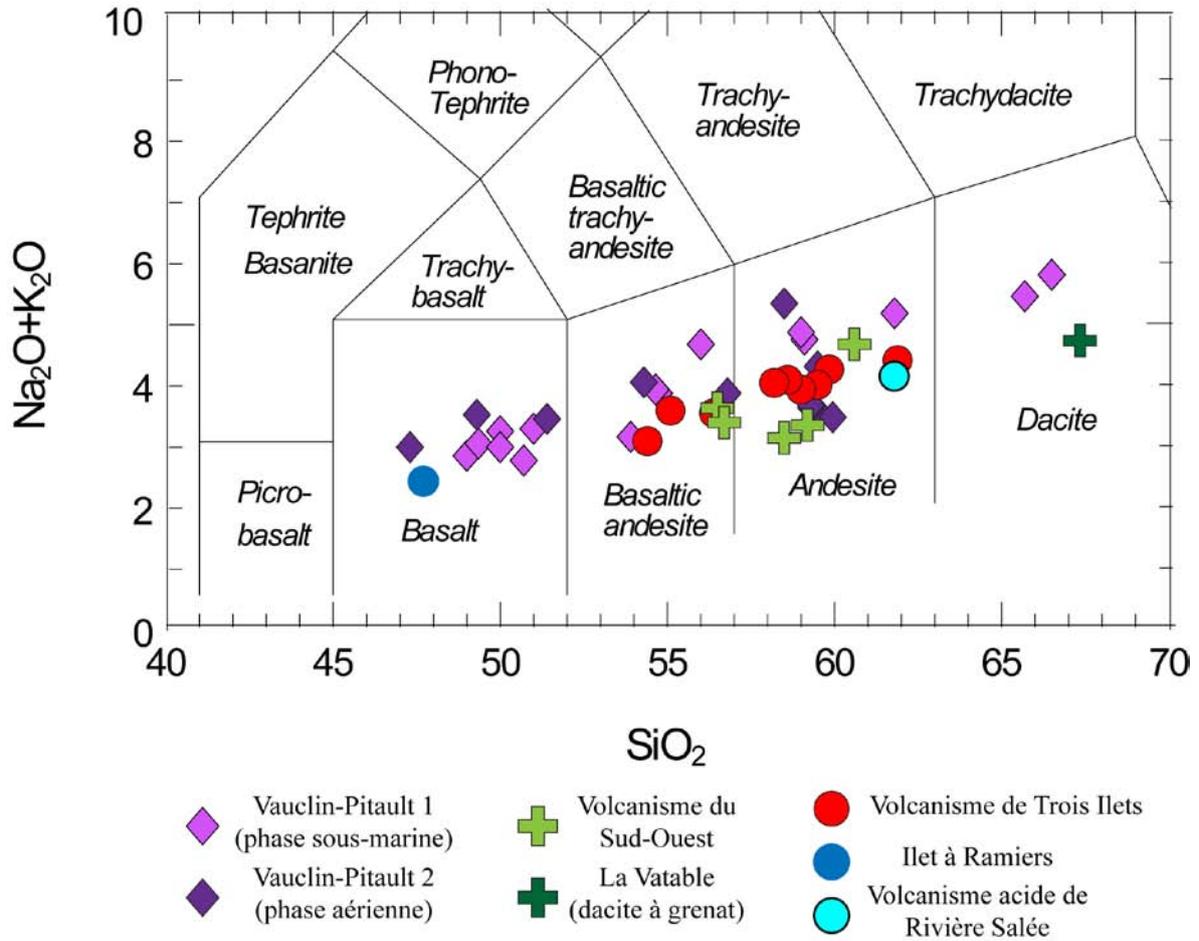


Figure IV-2a

Diagramme TAS des laves de l'arc intermédiaire et du volcanisme de Trois Ilets.

Analyses réalisées par Shasa Labanieh dans le cadre de sa thèse.

### 3.1.1. L'arc intermédiaire

Les laves de la chaîne Vauclin-Pitault sont variées, depuis les basaltes jusqu'aux dacites, avec des teneurs en silice allant de 47.3 à 66.5 % (Figure IV-2a). Il faut toutefois noter que les laves de la dernière phase, mises en place en milieu aérien, sont moins variées, avec des compositions de basaltes à andésites. Les spectres de terres rares (Figure IV-2b) permettent de distinguer les deux phases, la première étant caractérisée par un spectre large mais plat, la deuxième par un spectre plus étroit mais plus pentu mettant en évidence une différenciation plus poussée. Dans le détail, on peut distinguer cinq groupes d'échantillons qui présentent les mêmes spectres. Ces groupes correspondent aux cinq phases d'édification de la chaîne Vauclin-Pitault, dont 3 sont regroupées dans la Phase 1 (groupes 1 à 3, phase VP1 sous-marine), et 2 pour la Phase 2 (4 et 5, phase VP2 aérienne).

Les laves du volcanisme du Sud-Ouest sont plus monotones d'un point de vue géochimique (Figure IV-2a), ce qui est en accord avec les observations pétrographiques (chapitre II), les laves étant majoritairement andésitiques (56.5 – 60.6 %), à l'exception de la dacite à grenat de Gros Ilet (67.3 %). Les spectres de terres rares (Figure IV-2b) montrent le fort degré de différenciation des échantillons depuis une même source. Là encore, seule la dacite à grenat a un comportement différent des autres laves.

### 3.1.2. Le volcanisme de Trois Ilets

Les laves du Volcanisme de Trois Ilets sont variées (Figure IV-2a), depuis les basaltes (47.7 %) aux andésites (61.8 %). Le spectre de terres rares présente de larges variations en LREE (Figure IV-2b) où on peut distinguer un groupe à LREE moyennement élevées, un échantillon à spectre plat et faibles teneurs en LREE (Ilet à Ramiers, basalte magnésien), et un

échantillon qui a des teneurs élevées en LREE (07MT77, volcanisme acide de Rivière Salée). En faisant abstraction de ces deux échantillons dont il a été démontré qu'ils sont issus d'un volcanisme particulier, mis en place en relation avec des accidents tectoniques (Westercamp et al., 1989), nous voyons que l'ensemble des laves de Trois Ilets semblent assez homogènes.

Concernant les compositions isotopiques des laves de la Martinique, Labanieh *et al.* (2008) ont mis en évidence deux lignes de mélange dans les espaces Sr et Pb, dont une sur laquelle s'alignent les échantillons de l'arc récent, et sur l'autre les échantillons de l'arc ancien et de l'arc intermédiaire. Les deux courbes ont chacune un pôle mantellique non radiogénique et un pôle sédimentaire enrichi (Labanieh *et al.*, 2008), avec des rapports isotopiques de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  équivalents ( $\sim 0.7037$ ) mais différents en  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (respectivement 37.95 et 38.1). Ces deux lignes de mélanges s'observent aussi dans tous les espaces isotopiques (Sr, Nd, Hf, Pb) et permettent de calculer la part de sédiments qui entrent en jeu dans la fusion partielle.

Ainsi, pour l'arc intermédiaire, Labanieh *et al.* (2008) ont estimé entre 0.1 et 6 % le pourcentage de sédiments contaminant le manteau ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 37.95$ ). Ces sédiments ont des rapports isotopiques en  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de l'ordre de 39.87. Les laves du Sud-Ouest martiniquais sont les plus radiogéniques de l'île, traduisant une contribution plus importante des sédiments dans la source, donnant ainsi des rapports isotopiques élevés aux laves, et traduisant des changements de composition mantellique (Labanieh *et al.*, 2008).

Les rapports isotopiques du volcanisme de Trois Ilets sont moins radiogéniques que ceux des laves de l'arc intermédiaire, et semblent démontrer que la contribution de sédiments moins radiogéniques ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 39.52$ ) est variable (0.1 à 5%) dans un manteau plus radiogénique ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 38.1$ ; Labanieh et al., 2008).

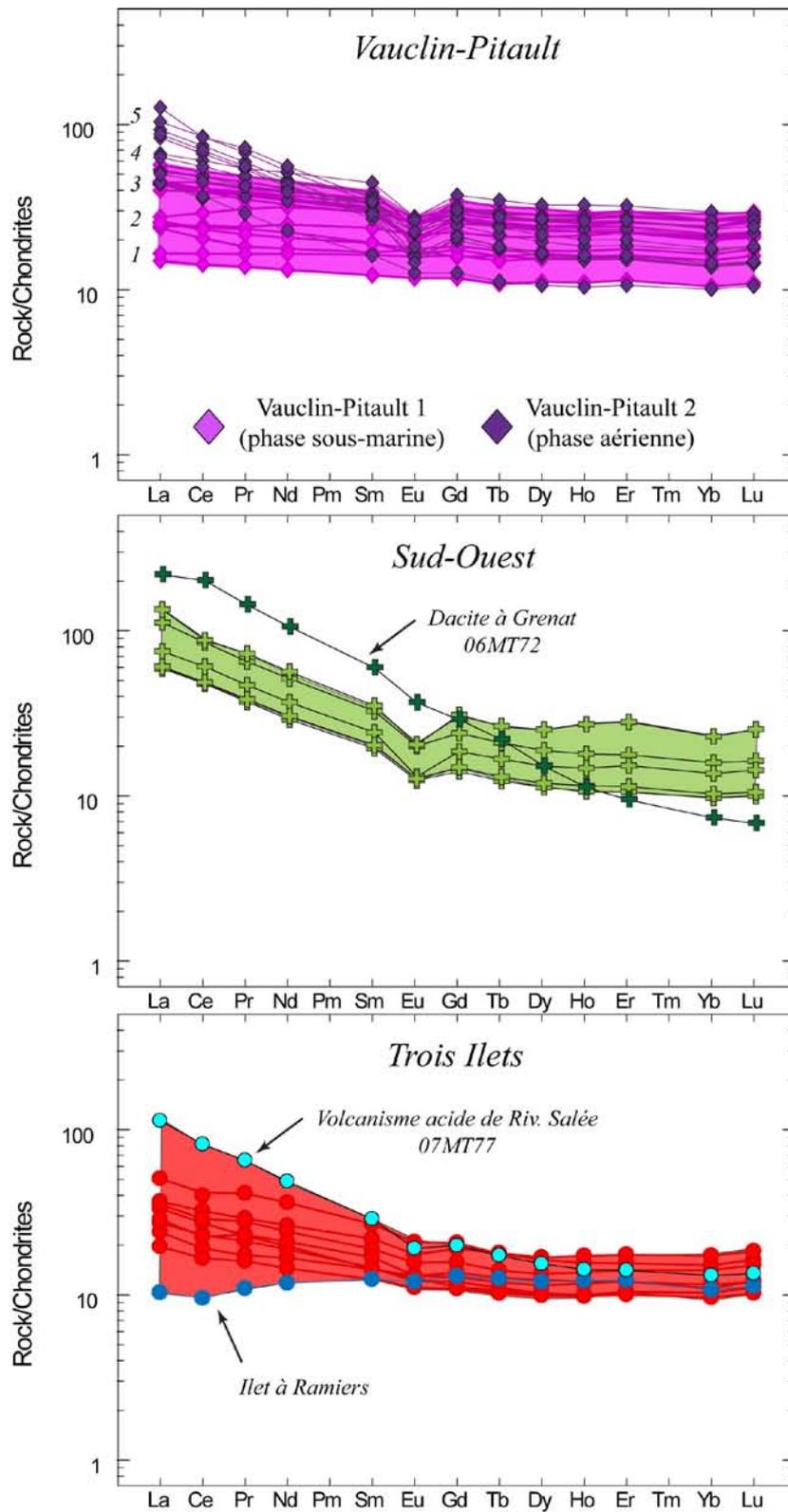


Figure IV-2b

Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les laves de l'arc intermédiaire et du volcanisme de Trois Ilets.

Analyses réalisées par Shasa Labanieh dans le cadre de sa thèse.

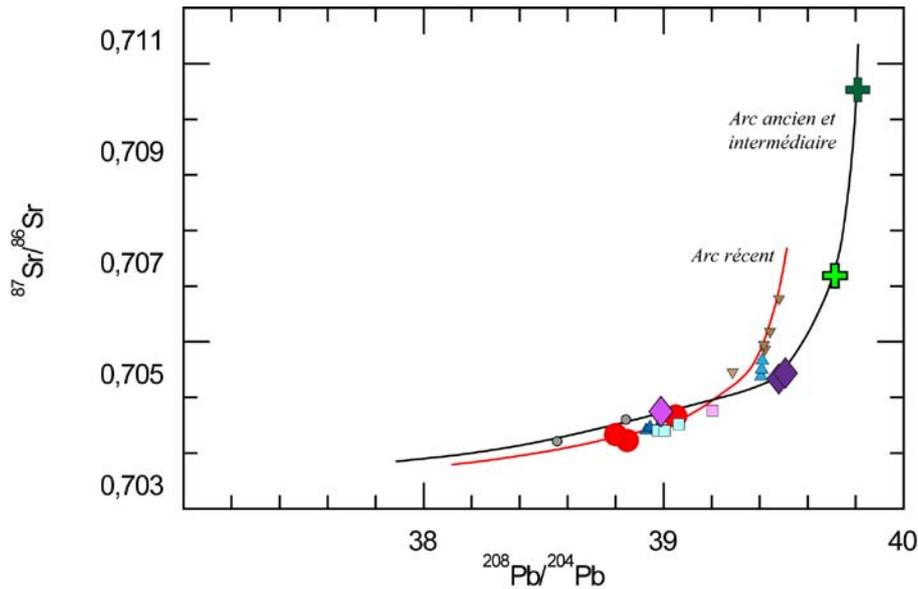


Figure IV-2c

Compositions isotopiques des laves de l'arc intermédiaire et du volcanisme de Trois Ilets.

*Analyses réalisées par Shasa Labanieh dans le cadre de sa thèse.*

## 3.2. Géochronologie

### 3.2.1. La chaîne Vauclin-Pitault

Concernant la première phase d'activité, 3 âges ont été obtenus sur des coulées laves massives et 1 sur un dyke (Figure IV-3 et Table 1). L'échantillon 06MT73, provenant de la carrière de Bois Soldat, donne un âge de  $16.12 \pm 0.23$  Ma (Figure IV-3 et Table 1). Entre le François et le Vauclin, à Fond Marguerite, des coulées de lave massive sont intercalées dans des hyaloclastites. Une de ces coulées a été datée à  $11.98 \pm 0.39$  Ma (07MT96). Le dyke 07MT97 (Benguette) est une lave basaltique aphyrique que nous avons daté à  $9.03 \pm 0.15$  Ma. Enfin, le Morne Pitault a été daté à  $8.48 \pm 0.14$  Ma (07MT105). Nous avons daté 5 formations de la deuxième phase de la chaîne Vauclin-Pitault (Figure IV-3 et Table 1). Le sommet de la Montagne du Vauclin a été daté à  $10.86 \pm 0.17$  Ma sur mésostase. Une double

préparation de cet échantillon nous a permis d'extraire les microlithes de la pâte dans une fraction plus petite (63-125  $\mu\text{m}$ ). L'âge obtenu sur cette phase ( $10.46 \pm 0.15$  Ma) confirme l'âge obtenu sur mésostase. Il en est de même pour le Morne Gommier (06MT65) daté à  $8.44 \pm 0.12$  Ma sur mésostase, confirmé par un âge de  $8.42 \pm 0.12$  Ma sur plagioclases. Entre la Montagne du Vauclin et le Morne Gommier, Le Morne Vent a un âge de  $9.89 \pm 0.14$  Ma (07MT94). Enfin, plus à l'ouest, l'échantillon 07MT75 a un âge de  $8.76 \pm 0.14$  Ma, et celui issu de la coulée de lave du Collège de Trois Ilets est daté à  $8.98 \pm 0.18$  Ma (07MT90).

### 3.2.2. Le volcanisme du Sud-Ouest

L'échantillon le plus à l'est de cet axe repose directement sur les coulées de la phase précédente. Il se situe vers Sainte Luce et donne un âge de  $9.23 \pm 0.14$  Ma (07MT93, Table 1 et Figure IV-3). Le sommet du Morne Pavillon est daté à  $8.76 \pm 0.13$  Ma sur mésostase (06MT60), et le dôme de dacite à grenat de la forêt de la Vatable (face à Gros Ilet) a un âge de  $7.10 \pm 0.10$  Ma sur feldspaths (06MT72).

### 3.2.3. Le volcanisme de Trois-Ilets

Le Morne Bigot, appartenant au cycle Roches Genty –Morne Réduit, a un âge de  $2.36 \pm 0.03$  Ma (06MT62), et une coulée à la base du Morne Clochette (même phase, au sud de la presqu'île) a été datée à  $1.33 \pm 0.03$  Ma (06MT55). La coulée de basalte du Morne La Plaine, qui s'est mise en place entre le Morne Bigot et le Morne Pavillon, a un âge de  $1.17 \pm 0.02$  Ma sur mésostase. Le long de l'axe NW-SE Burgos-Diamant, nous avons daté le Morne Champagne à  $617 \pm 52$  ka (06MT57, extrémité nord de l'axe) et le Morne Larcher à  $346 \pm 27$  ka (06MT59, extrémité sud).

- CHAPITRE IV -  
Chronologie éruptive de l'arc intermédiaire et du volcanisme de Trois Ilets

Nom	Lieu	Lat °N	Lon °W	Phase	K (%)	Spect.	<sup>40</sup> Ar* (%)	<sup>40</sup> Ar* (at/g)	Age ± 1σ (Ma)	Moy. ± 1σ (Ma)
<b>CHAÎNE VAUCLIN-PITAUTL</b>										
06MT73	Bois Soldat	14,35	-60,53	Pâte	0,933	M	65,3	1,599E+13	16,33 ± 0,23	
						M	71,4	1,559E+13	15,93 ± 0,23	16,12 ± 0,23
07MT96	Fond Marguerite	14,34	-60,51	Pâte	0,482	Q	13,6	6,051E+12	11,98 ± 0,39	11,98 ± 0,39
06MT69	Montagne du Vauclin	14,33	-60,53	Plg	0,455	M	36,8	4,987E+12	10,46 ± 0,15	
				Pâte	0,710	Q	30,3	8,082E+12	10,87 ± 0,17	10,65 ± 0,16
07MT94	Morne Vent	14,31	-60,53	Pâte	0,850	M	60,3	8,787E+12	9,87 ± 0,14	
						M	48,2	8,829E+12	9,92 ± 0,14	9,89 ± 0,14
07MT97	Benguette	14,33	-60,51	Pâte	0,580	M	8,1	5,210E+12	8,58 ± 0,16	
						M	7,8	5,469E+12	9,01 ± 0,17	
						Q	9,9	5,722E+14	9,42 ± 0,13	9,03 ± 0,15
07MT90	Coll. Trois Ilets	14,32	-61,02	Pâte	1,169	Q	11,6	1,100E+13	8,98 ± 0,18	8,98 ± 0,18
07MT75	Ravine Chien	14,31	-60,56	Pâte	1,469	Q	16,8	1,348E+13	8,76 ± 0,14	8,76 ± 0,14
07MT105	Morne Pitault	14,37	-60,56	Pâte	0,376	M	10,9	3,345E+12	8,50 ± 0,14	
						M	11,4	3,332E+12	8,47 ± 0,14	8,48 ± 0,14
06MT65	Morne Gommier	14,28	-60,53	Plg	0,124	M	24,1	1,093E+12	8,42 ± 0,12	
				Pâte	2,073	M	68,4	1,850E+13	8,52 ± 0,12	
						M	71,0	1,816E+13	8,37 ± 0,12	8,44 ± 0,12
<b>VOLCANISME DU SUD-OUEST MARTINIQUAIS</b>										
06MT72	Pointe Vatable	14,32	-61,01	Plg	0,303	M	29,3	2,255E+12	7,11 ± 0,10	
						M	40,9	2,247E+12	7,08 ± 0,10	7,10 ± 0,10
07MT93	Morne d'Orient	14,28	-60,56	Pâte	1,559	Q	43,2	1,508E+13	9,23 ± 0,14	9,23 ± 0,14
06MT60	Morne Pavillon	14,30	-61,01	Pâte	2,576	Q	28,1	2,340E+13	8,68 ± 0,13	
						Q	27,8	2,386E+13	8,85 ± 0,13	8,76 ± 0,13
<b>VOLCANISME DE TROIS ILETS</b>										
06MT62	Morne Bigot	14,30	-61,04	Pâte	0,985	M	47,8	2,445E+11	2,38 ± 0,03	
						M	52,9	2,411E+11	2,34 ± 0,03	2,36 ± 0,03
06MT55	Morne Clochette	14,28	-61,03	Pâte	1,316	M	5,3	1,791E+12	1,30 ± 0,03	
						M	5,9	1,868E+12	1,36 ± 0,03	1,33 ± 0,03
06MT61	Morne La Plaine	14,30	-61,03	Pâte	0,739	M	11,0	9,128E+11	1,18 ± 0,02	
						M	11,9	9,018E+11	1,17 ± 0,02	1,17 ± 0,02
06MT57	Mne Champagne	14,29	-61,05	Pâte	1,235	M	1,2	8,112E+11	0,629 ± 0,052	
						M	1,2	7,798E+11	0,604 ± 0,052	0,617 ± 0,052
06MT59	Morne Larcher	14,27	-61,03	Pâte	0,845	M	1,3	2,997E+11	0,339 ± 0,026	
						M	1,3	3,116E+11	0,353 ± 0,028	0,346 ± 0,027

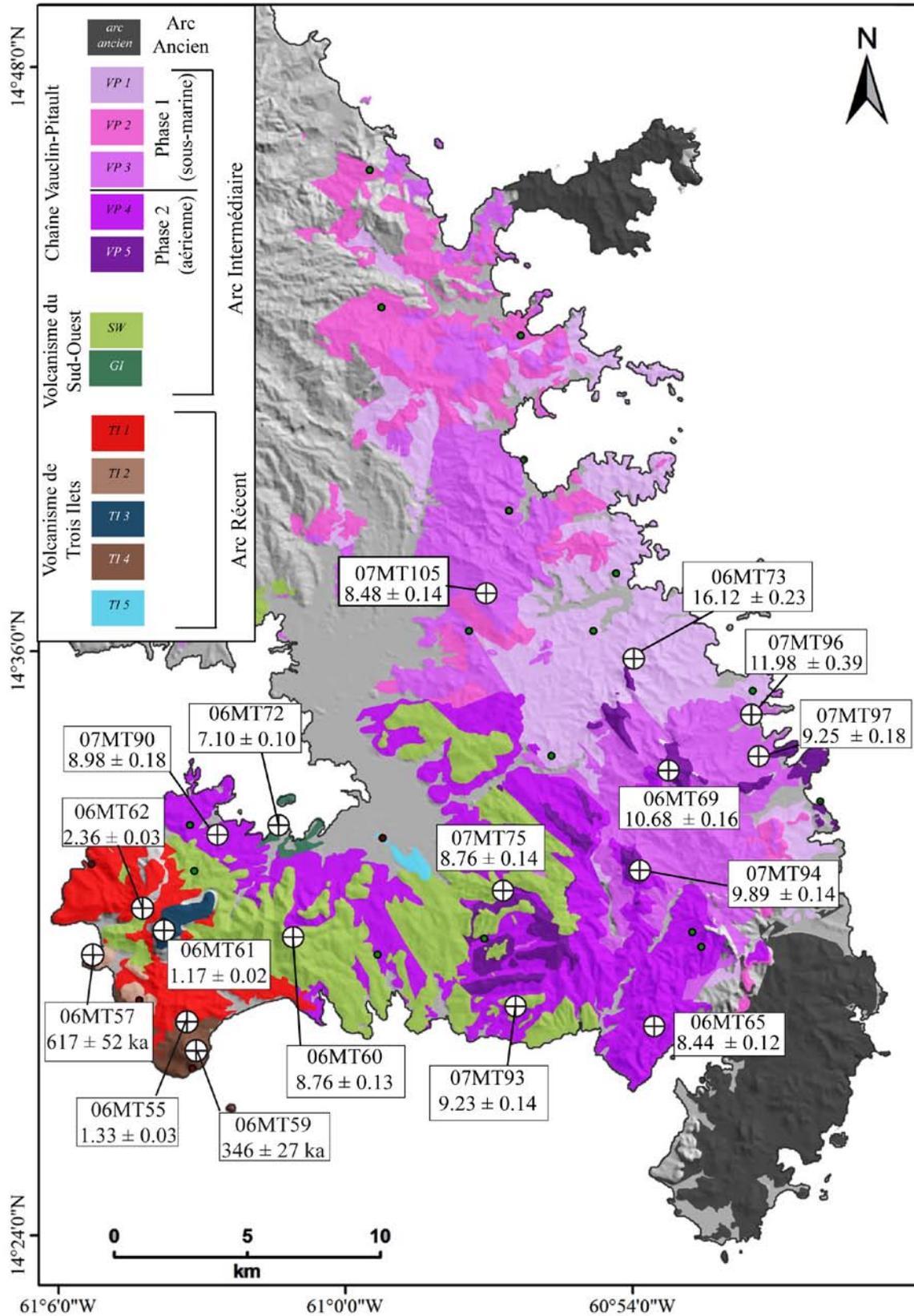
**Table IV-1**

Ages K-Ar des échantillons de la chaîne Vauclin-Pitault, du volcanisme du Sud-Ouest et de Trois Ilets obtenus lors de cette étude.

*Spect.* = Type de spectromètre utilisé (M : à champ magnétique ; Q : quadripolaire). Les échantillons analysés au quadrupole doivent être dupliqués sur le spectromètre à champ magnétique (en cours).

<sup>40</sup>Ar\* : argon radiogénique

$Moy. \pm 1\sigma$  (âge moyen  $\pm$  incertitude moyenne) =  $\Sigma(\hat{a}g.e.^{40}Ar^*) / \Sigma\sigma \pm \Sigma(\sigma.^{40}Ar^*) / \Sigma\sigma$



**Figure IV-3**

Ages K-Ar obtenus lors de cette étude (en Ma, autrement notés en ka).

## **4. Discussions**

### **4.1. Comparaison avec les âges disponibles**

Nous avons volontairement échantillonné des formations qui avaient déjà datées par les précédents auteurs (Westercamp *et al.*, 1989) afin de pouvoir comparer les deux techniques et résoudre les problèmes qu'ils avaient rencontrés à cause des mauvaises précisions analytiques de l'époque. Par exemple, il leur était difficile de mesurer des teneurs en argon radiogénique inférieures à 10%, alors que nous sommes à présent capables d'en détecter jusqu'à 0.1 %. Nos âges K-Ar obtenus par la méthode Cassinot-Gillot sur phases minérales séparées nous permettent de nous affranchir des problèmes d'héritage posés par la présence de xénocristaux. Il apparaît que nos âges, bien que proches de ceux qui sont publiés dans certains cas, ont une plus faible incertitude (<2.5 % contre 2.4 à 42%, Table IV-2).

Nos âges sont en accord avec la stratigraphie proposée. Par exemple, nous avons obtenu un âge de  $16.12 \pm 0.23$  Ma pour une coulée de lave dans la carrière de Bois Soldat (06MT73), où un âge de  $15.90 \pm 0.5$  Ma était jusqu'à présent proposé (échantillon P.12.C, Bellon *et al.*, 1974 ; échantillon 81 de la carte géologique, Westercamp *et al.*, 1989). Nous précisons également l'âge du Morne Vent à  $9.89 \pm 0.14$  Ma qui avait été précédemment daté à  $9.48 \pm 0.15$  Ma (Andreieff *et al.*, 1976; Table IV-2). L'âge de  $2.35 \pm 0.03$  Ma que nous obtenons pour le Morne Bigot (06MT62) est compatible avec l'âge publié de  $2.57 \pm 0.08$  Ma (Andreieff *et al.*, 1976). De même, le basalte du Morne La Plaine avait été daté à  $1.15 \pm 0.10$  Ma mais considéré comme non représentatif de l'âge de mise en place car contenant moins de 10 % d'argon radiogénique. Cependant, notre âge sur mésostase confirme une éruption à  $1.17 \pm 0.02$  Ma (environ 11 % d'argon radiogénique, Table IV-1).

En ce qui concerne la Montagne du Vauclin (Table IV-2), sa base avait été datée à  $12.65 \pm 0.15$  Ma (Nagle *et al.*, 1976, échantillon M129), et son sommet à  $9.51 \pm 0.60$  Ma (Bellon *et al.*, 1974, échantillon P.15.H), âge donné à  $14.22 \pm 0.80$  Ma par J.C. Baubron (Westercamp *et al.*, 1989, même échantillon P.15.H renommé n°76). Toutefois, ces deux derniers âges sont considérés comme non représentatifs de l'âge réel de la lave datée car incompatibles avec la stratigraphie. Nous obtenons pour la coulée sommitale de la Montagne du Vauclin un âge de  $10.86 \pm 0.17$  Ma sur la mésostase, confirmé par un âge de  $10.46 \pm 0.15$  Ma sur les microlithes de la pâte, et donc un âge moyen de  $10.65 \pm 0.16$  Ma.

D'autre part, les laves de l'habitation Benguette avaient été datées à  $12.80 \pm 0.30$  Ma (échantillon P.14.0) par Bellon *et al.* (1974), mais un âge de  $19 \pm 4$  Ma pour le même échantillon (renommé n°84 pour la carte géologique) avait été proposé mais rejeté par Westercamp *et al.* (1989), là encore à cause de sa faible teneur en argon radiogénique (4 à 8 %) et de son importante incertitude. De notre côté, nous avons daté un dyke de la même carrière à  $9.03 \pm 0.15$  Ma.

En général, les âges que nous avons obtenus sur plagioclases et microlithes de la pâte confirment ceux obtenus sur mésostase (Table IV-1), comme par exemple l'échantillon 06MT69 au sommet de la Montagne du Vauclin (voir plus haut), ou encore celui du Morne Gommier (06MT65, Table IV-1), ce qui démontre une nouvelle fois la validité de nos mesures et la fiabilité de notre méthode. D'autres exemples d'accord entre âges sur mésostase et sur feldspaths sont présentés dans cette étude et discutés dans le chapitre VI.

Localisation	Echantillon	Référence	Matériel K (%)	Age ± 1σ (Ma)
Bois Soldat	06MT73	cette étude	pâte 0,933	16,12 ± 0,23
	81 / P12C	West 89 / Be 74	R.T. 0,820	15,90 ± 0,50
Montagne du Vauclin	06MT69	cette étude	pâte 0,710	10,86 ± 0,17
	P15H	Be 74	R.T. 0,720	9,51 ± 0,60
	76 / P15H	West 89 / Be 74	R.T. 0,600	(14,22 ± 0,80)
	73 / M129	West 89 / Na 76	R.T. 0,680	12,65 ± 0,15
Morne Vent	07MT94	cette étude	pâte 0,850	9,89 ± 0,14
	58 / MW37	West 89 / And 76	R.T. 0,750	9,48 ± 0,15
Benguette	07MT97	cette étude	pâte 0,580	9,03 ± 0,15
	P14O	Be 74	R.T. 1,080	12,80 ± 0,30
	84 / P14O	West 89 / Be 74	R.T. 0,900	(19 ± 4)
Trois Ilets	07MT90	cette étude	pâte 1,169	8,98 ± 0,18
	66 / M318	West 89 / Br 79	R.T. 0,961	10,60 ± 0,25
Rivière Salée	07MT75	cette étude	pâte 1,469	8,76 ± 0,14
	59 / MW36	West 89 / And 76	R.T. 1,12	9,76 ± 0,20
Morne Pitault	07MT105	cette étude	pâte 0,376	8,48 ± 0,14
	69 / MW42I	West 89 / And 76	R.T. 0,770	11,35 ± 0,50
Morne Pavillon	06MT60	cette étude	pâte 2,576	8,76 ± 0,13
	MW42R	And 76	R.T. 1,300	6,9 ± 10 %
	46 / MW24R	West 89 / And 76	R.T. 1,300	7,04 ± 0,20
Pointe Vatable Gros Ilet	06MT72	cette étude	plagio 0,303	7,10 ± 0,10
	42 / MW17T	West 89 / Be 74	R.T. 2,040	6,30 ± 0,25
	44 / MW17T	West 89 / Be 74	Bt 7,18	6,52 ± 0,20
	45 / MW15B	West 89 / And 76	Fd 0,38	6,67 ± 0,15
Morne Bigot	06MT62	cette étude	pâte 0,985	2,35 ± 0,03
	23 / MW30M	West 89 / And 76	R.T. 0,67	2,57 ± 0,08
Morne La Plaine	06MT61	cette étude	pâte 0,739	1,175 ± 0,02
	8 / MW29R	West 89 / Br 79	R.T. 0,520	(1,15 ± 0,10)
Morne Champagne Pointe Burgos	06MT57	cette étude	pâte 1,235	0,617 ± 0,052
	MW8a	Be 74	pâte 0,840	1,04 ± 0,06
	12 / MW8a	West 89 / Be 74	R.T. 0,700	(1,72 ± 0,10)

**Table IV-2**

Comparaison entre les âges obtenus lors de cette étude et les âges publiés.

*Les parenthèses indiquent que les âges n'ont pas été retenus par Westercamp et al (1989) pour la carte géologique.*

*Les incertitudes de nos âges sont données à 1σ. Pour une meilleure comparaison, nous avons divisé par 2 les incertitudes des âges publiés qui étaient données à 2σ.*

Références:

And 76: Andreieff, P., H. Bellon and D. Westercamp (1976).

Be 74: Bellon, H., B. Pelletier and D. Westercamp (1974).

Br 79: Briden, J. C., D. C. Rex, A. M. Faller and J.-F. Tomblin (1979).

Na 76: Nagle, F., J. J. Stipp and D. E. Fisher (1976).

West 89: Westercamp, D., P. Andreieff, P. Bouysse, S. Cottez and R. Battistini (1989).

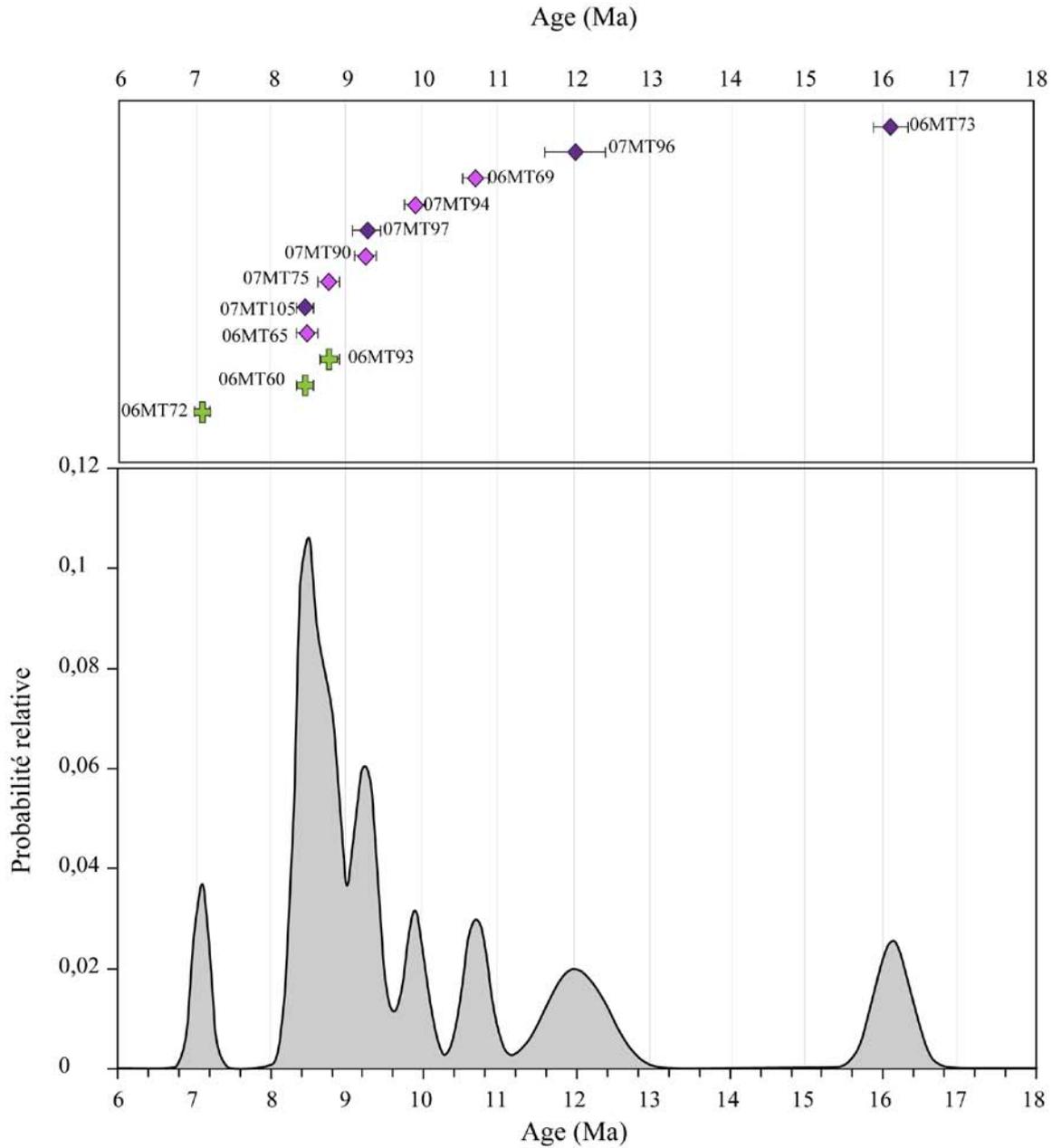
## **4.2. Durées d'activité**

### *4.2.1. La chaîne Vauclin-Pitault et le volcanisme du Sud-Ouest*

Les auteurs de la carte géologique (Westercamp *et al.*, 1989) proposent une activité volcanique entre 17 et 9.8 Ma pour la chaîne Vauclin-Pitault, puis de 9 à 6.8 Ma pour le volcanisme du Sud-Ouest, et s'achevant à 6.5 Ma par la mise en place du dôme de Gros Ilet.

Nos résultats sont en accord avec ceci, puisque nous proposons une activité entre  $16.12 \pm 0.23$  et  $7.10 \pm 0.10$  Ma pour l'ensemble Vauclin-Pitault / volcanisme du Sud-Ouest (Table IV-1). Dans le détail, la phase volcanique sous-marine de la chaîne Vauclin-Pitault se serait déroulée selon un axe allongé NW-SE de  $16.12 \pm 0.23$  à  $8.48 \pm 0.14$  Ma. Ensuite, une activité subaérienne a dominé dans tout le sud de la chaîne de  $10.86 \pm 0.17$  à  $8.44 \pm 0.12$  Ma depuis les côtes atlantiques jusqu'à la presqu'île de Trois Ilets, de façon simultanée avec le volcanisme du Sud-Ouest, qui achève l'édification de cette péninsule de  $9.23 \pm 0.14$  à  $7.10 \pm 0.10$  Ma.

Sur l'idéogramme de la Figure IV-4 (spectre de probabilité d'âge) obtenu d'après la formule proposée par Deino et Potts (1992, voir annexe I), nous observons une longue phase sans activité apparente entre 15.5 et 13 Ma, après un pic d'activité vers 16 Ma, mais ce gap est probablement dû à un biais d'échantillonnage des formations de hyaloclastites qui représentent 43 % ( $130 \text{ km}^2$ ) de la surface de la chaîne Vauclin-Pitault ( $300 \text{ km}^2$ ). Par contre, l'activité aurait été continue dès 13 Ma environ, et il ne semble pas y avoir eu de temps de repos jusqu'à 6.8 Ma (Figure IV-4). D'autre part, nous mettons en évidence un pic d'activité volcanique vers 8.5 Ma affectant l'ensemble des deux complexes dans le sud de la Martinique (Figure IV-4). Malheureusement, ces édifices étant très altérés, il nous est impossible de pouvoir déterminer les taux d'éruption relatifs à ces deux complexes.



**Figure IV-4**

Ages obtenus lors de cette étude et barres d'erreur (1sigma)  
Spectre de probabilité d'âges (ideogramme) d'après la formule de Deino et Potts (1992) tenant compte de  
l'incertitude relative analytique.

*Il s'agit de la somme des distributions des probabilités gaussiennes des analyses individuelles basées sur les  
incertitudes d'analyse.*

$$P = [1 / \text{sqrt}(2 \pi \sigma)]. e^{(-\Delta^2/2\sigma^2)}$$

#### 4.2.2. Le volcanisme de Trois Ilets

En ce qui concerne le volcanisme de Trois Ilets, nos âges sont systématiquement plus jeunes que les âges proposés dans la carte géologique (Table IV-2). Les âges publiés sont basés sur des datations de roches totales, alors que ces laves sont extrêmement porphyriques, avec des phénocristaux d'amphibole pour la plupart, et/ou associées à des dynamismes explosifs qui fragmentent les laves. Ces âges sont considérés trop vieux à cause (1) de la présence de phases minérales héritées au substratum et/ou (2) du lessivage du potassium quand la circulation de fluides est favorisée par la fragmentation des phases explosives. D'autre part, concernant les phases plus anciennes, les unités volcaniques de l'arc intermédiaire et de l'arc ancien étant intercalées avec des dépôts sédimentaires, la fiabilité des âges biostratigraphiques de ces dernières formations avaient autorisé les précédents auteurs à conserver ou rejeter les âges radiochronologiques obtenus (Westercamp *et al.*, 1989). Ainsi, l'absence de formations sédimentaires dans la région de Trois Ilets a empêché les auteurs de vérifier la concordance de leurs âges par rapport à la stratigraphie. Par exemple, le basalte à quartz de la Pointe Burgos, émis à partir du cône strombolien qui s'était ouvert à travers le Morne champagne, avait été daté à  $1.04 \pm 0.06$  Ma par Bellon *et al.* (1974). Cet âge avait été jugé non valide car contenant moins de 2 % d'argon radiogénique, recalculé par J.C. Baubron, et publié à  $1.72 \pm 0.20$  Ma par Westercamp *et al.* (1989), qui finalement le jugeaient trop vieux par rapport à la fraîcheur morphologique du cratère. En effet, nous avons daté le Morne Champagne, plus vieux que la Pointe Burgos, à  $617 \pm 52$  ka, soit deux fois plus jeune que l'âge proposé. Là encore, rappelons que les âges publiés ont été obtenus sur roche totale, alors qu'il est admis que ce basalte à quartz résulte d'un mélange de magmas, traduit par la présence des xénocristaux de quartz hérités du réservoir dacitique (Gourgaud, 1985; Gourgaud et Gerbe, 1991). Notre méthode nous permet de dater la mésostase des laves, ce qui

nous assure d'avoir un système qui a subi une remise à zéro totale du chronomètre avant sa cristallisation. Le cône strombolien de la Pointe Burgos et sa coulée basaltique sont donc plus jeunes que 617 ka.

Le volcanisme de Trois Ilets a eu une durée d'activité de 2 millions d'années environ, concentrée au niveau de nombreux édifices monogéniques entre  $2.36 \pm 0.03$  et  $0.346 \pm 0.027$  Ma. L'activité volcanique a donc eu lieu certainement en « pointillés » et non pas de façon continue comme c'était le cas jusqu'à présent (arc ancien, intermédiaire et Morne Jacob). Chaque centre éruptif permet de localiser, à l'aplomb de celui-ci, un système magmatique, et l'on remarque que ces systèmes semblent s'aligner le long des accidents tectoniques transverses à l'arc qui jalonnent la presqu'île de Trois Ilets (Figure IV-5). En effet, le fait d'observer plusieurs appareils le long de mêmes structures volcano-tectoniques permet d'individualiser des réservoirs superficiels séparés (Gourgaud, 1985). Chaque appareil aurait évolué individuellement, comme en témoignent la nature différente des laves de chaque édifice (Gourgaud et Gerbe, 1991), depuis de petits réservoirs superficiels qui se différencient dans la croûte après des remontées basaltiques. Leur évolution est donc dépendante de ces remontées basaltiques et du processus de mélange qui en découle. Il a été démontré que la pétrographie particulière des laves (laves hétérogènes, déséquilibres minéralogiques) de l'axe Burgos-Diamant serait due à des brassages mécaniques intenses dans une chambre magmatique acide après injections périodiques de magmas basiques (Gourgaud, 1985 ; Gourgaud et Gerbe, 1991). Le contexte tectonique local pourrait expliquer la particularité des laves et des dynamismes éruptifs de la région. On peut penser que la mise en place des réservoirs magmatiques superficiels ainsi que la remontée des magmas auraient été provoqués par l'activité des failles affectant toute la croûte, et les âges nouvellement obtenus pourraient permettre une meilleure compréhension de la tectonique transverse à l'arc.

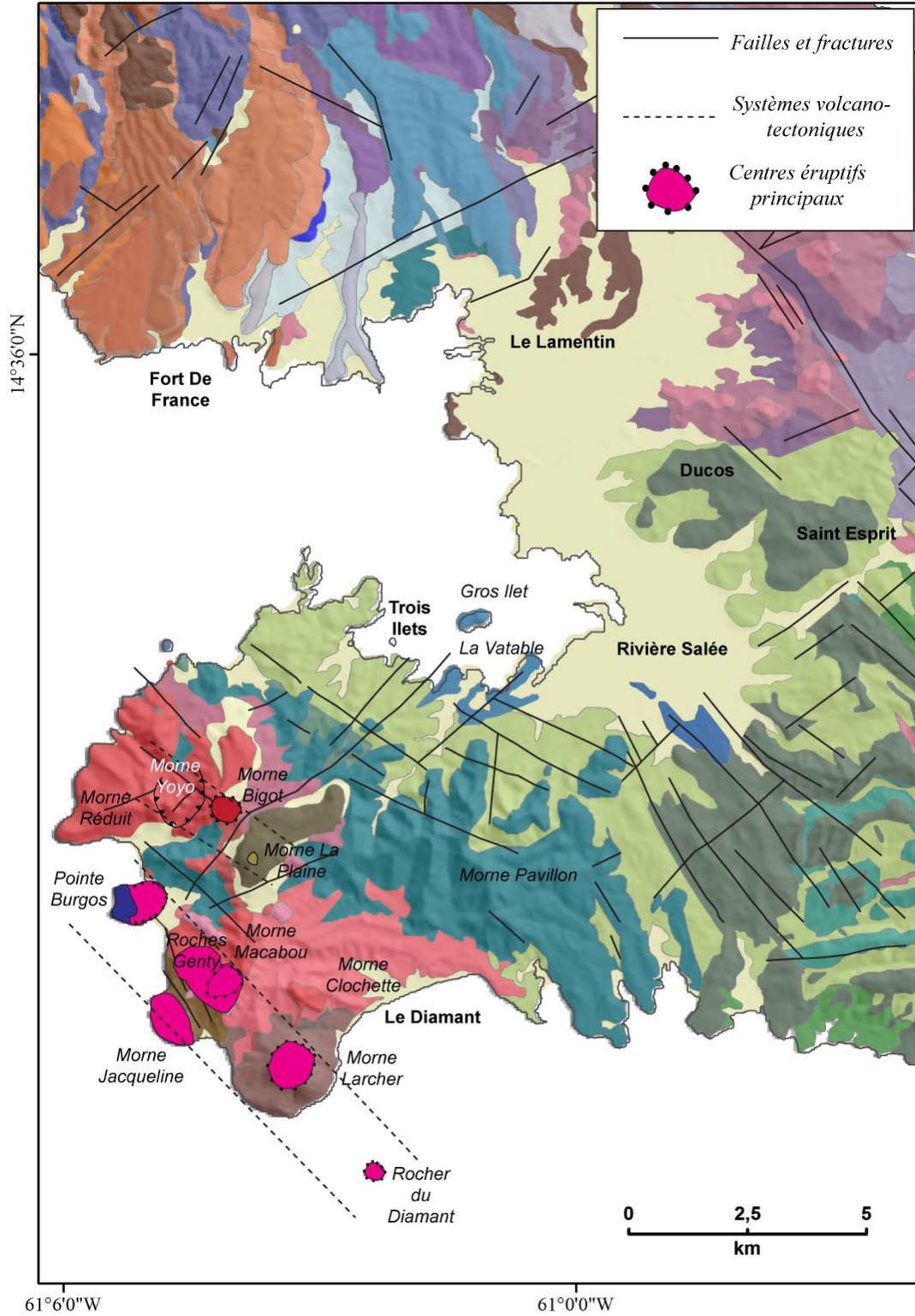


Figure IV-5

*Schéma structural simplifié du sud-ouest de la Martinique (modifié d'après Westercamp et al., 1989)*

### **4.3. Migrations du front volcanique**

Après s'être concentrée le long d'un axe nord-sud au niveau de l'arc ancien, l'activité volcanique aurait migré vers l'ouest pour s'établir le long de la chaîne Vauclin-Pitault orientée NW-SE (Figure IV-6A). Dans le chapitre précédent, nous avons démontré que l'activité de l'arc ancien s'était déroulée entre 25 et 21 Ma en Martinique. Ici, en tenant compte des âges obtenus et en considérant l'axe central de la chaîne Vauclin – Pitault, l'activité a migré de 10 km vers l'ouest pour édifier les premières structures de l'arc intermédiaire, entre 16 et 8 Ma. On en déduit donc une vitesse de migration du front volcanique de l'ordre de 0.8 à 1.1 km / Ma d'est en ouest depuis l'arc ancien vers l'arc intermédiaire (Figure IV-6A). Ceci confirme donc le taux de 1 km / Ma proposé par Wadge (1986) pour la migration du front volcanique vers l'ouest tout au long de l'histoire de l'arc des Petites Antilles.

Ensuite, l'activité volcanique a oscillé durant 3 Myr entre l'est et l'ouest sur environ 20 km de long, et les effusions de lave couvrent une bande de 15 km de large (Figure IV-6B). On ne parle alors plus de migration du front volcanique mais plutôt de déplacement des masses magmatiques (Wadge, 1986) ou des conduits éruptifs dans la croûte, certainement en relation avec l'ouverture de fractures dans le substratum. Si l'on considère que les oscillations E-W ont eu lieu pendant 3 Ma sur 20 km, on en déduit un taux de migration de l'ordre de 6 km / Ma. Wadge (1986) avait estimé le taux des déplacements de corps magmatiques à 4-10 km / Ma, sans direction préférentielle pour l'ensemble de l'arc, en accord avec nos résultats pour le Sud-Ouest Martiniquais.

A la fin du Miocène, l'activité de l'arc intermédiaire s'achève à 6.5 Ma par la mise en place du dôme de Gros Ilet, et le volcanisme de l'arc récent s'initie 1 Ma plus tard, 25 km plus au nord, au niveau du volcan bouclier du Morne Jacob (Figure IV-6C). Durant 2 Ma, l'activité

volcanique y est intense, avec l'éruption de volumineuses coulées de lave basaltique à andésitique. Cependant, vers 3 Ma (Westercamp *et al.*, 1989), alors que l'activité s'intensifie dans le compartiment nord, une nouvelle phase éruptive démarre dans la presqu'île de Trois Ilets, à nouveau 26 km plus au sud. Ainsi, dès 3 Ma, l'activité volcanique est simultanée au sein de 2 complexes différents, séparés de 26 km selon un axe NE-SW (Figure IV-6D).

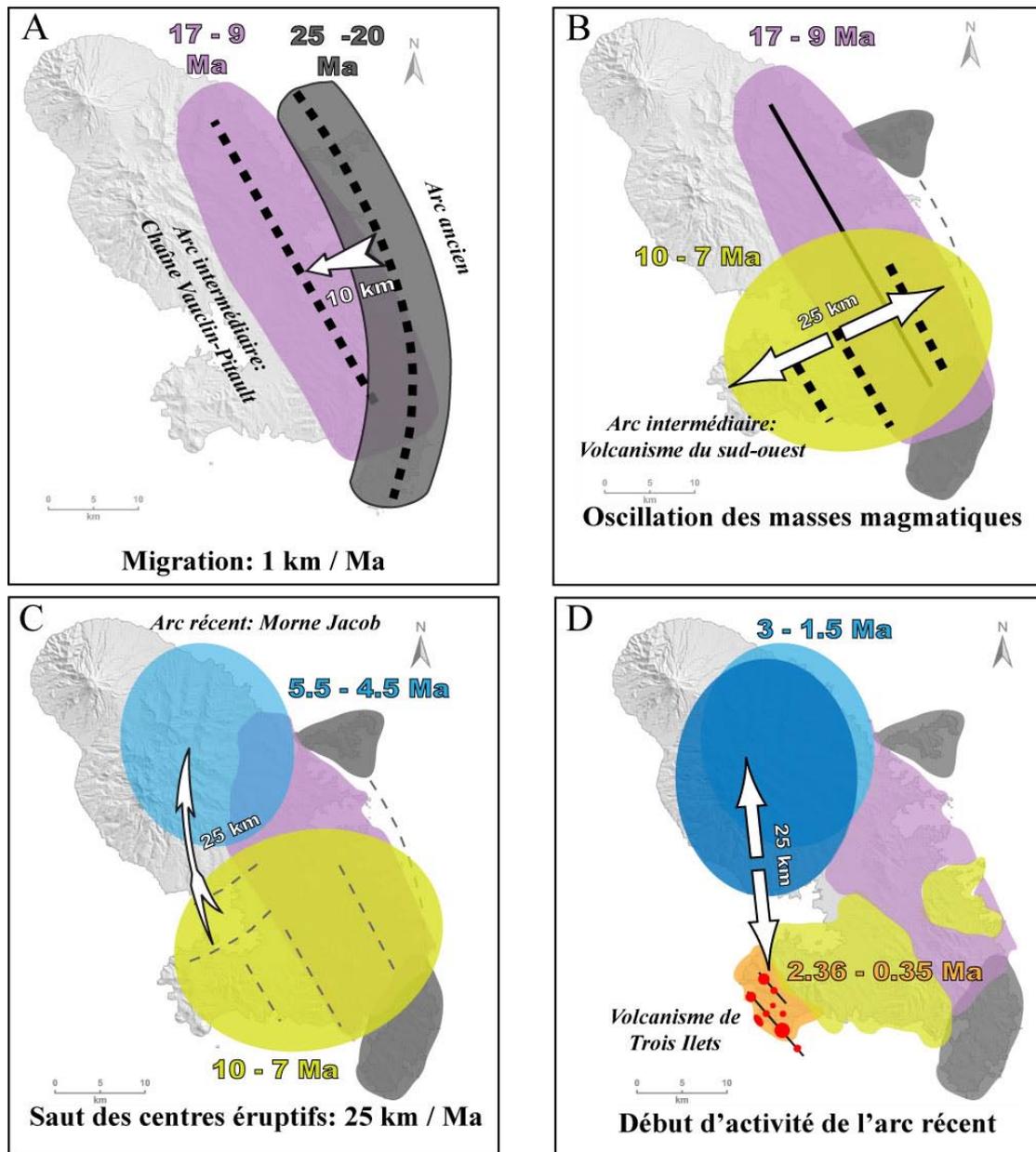


Figure IV-6

Migration du front volcanique et des centres éruptifs depuis l'arc ancien (25 Ma) jusqu'au volcanisme de Trois Ilets (350 ka).

#### **4.4. Subduction de la ride de Ste Lucie : implications sur le magmatisme et l'activité volcanique**

Afin d'expliquer les oscillations des centres éruptifs et les modifications chimiques des laves, reprenons l'hypothèse de Bouysse et Westercamp (1988, 1990) qui attribuaient la migration du front volcanique à la subduction de rides asismiques.

Les rides asismiques sont des reliefs allongés sur le plancher océanique atlantique, et peuvent être des reliefs de croûte épaissie (e.g. le plateau d'Ontong Java dans le Pacifique), d'alignements de monts sous-marins (e.g. la chaîne des monts Emperor dans le Pacifique) ou de rides bordant les zones de fractures transformantes (e.g. ride du Véma, Atlantique Central), qui vont poinçonner l'arc résultant de la subduction de la croûte océanique sur laquelle elles se trouvent (Bouysse et Westercamp, 1988 ; Dominguez *et al.*, 1998). Au large des Petites Antilles, on remarque une concentration de grandes zones de fractures (Z.F.) ayant pour origine la ride médio-atlantique entre 10 et 16°N : la zone de Royal Deep, celle de Fifteen-Twenty (ou de la Désirade) et celle du Vema (Bouysse et Westercamp, 1988). Ces zones se prolongent par les rides du Researcher, de Barracuda, Tiburon, et Sainte Lucie (Figure IV-7).

Divers auteurs ont observé des oscillations ouest-est et nord-sud sur les îles de Guadeloupe (Gadalia *et al.*, 1988; Samper *et al.*, 2007), Montserrat (Rea *et al.*, 1974; Harford *et al.*, 2002) et Saint Kitts (Baker, 1984), qui auraient pu avoir lieu en réponse à la subduction des rides Barracuda et Tiburon à ces latitudes (Bouysse et Westercamp, 1988).

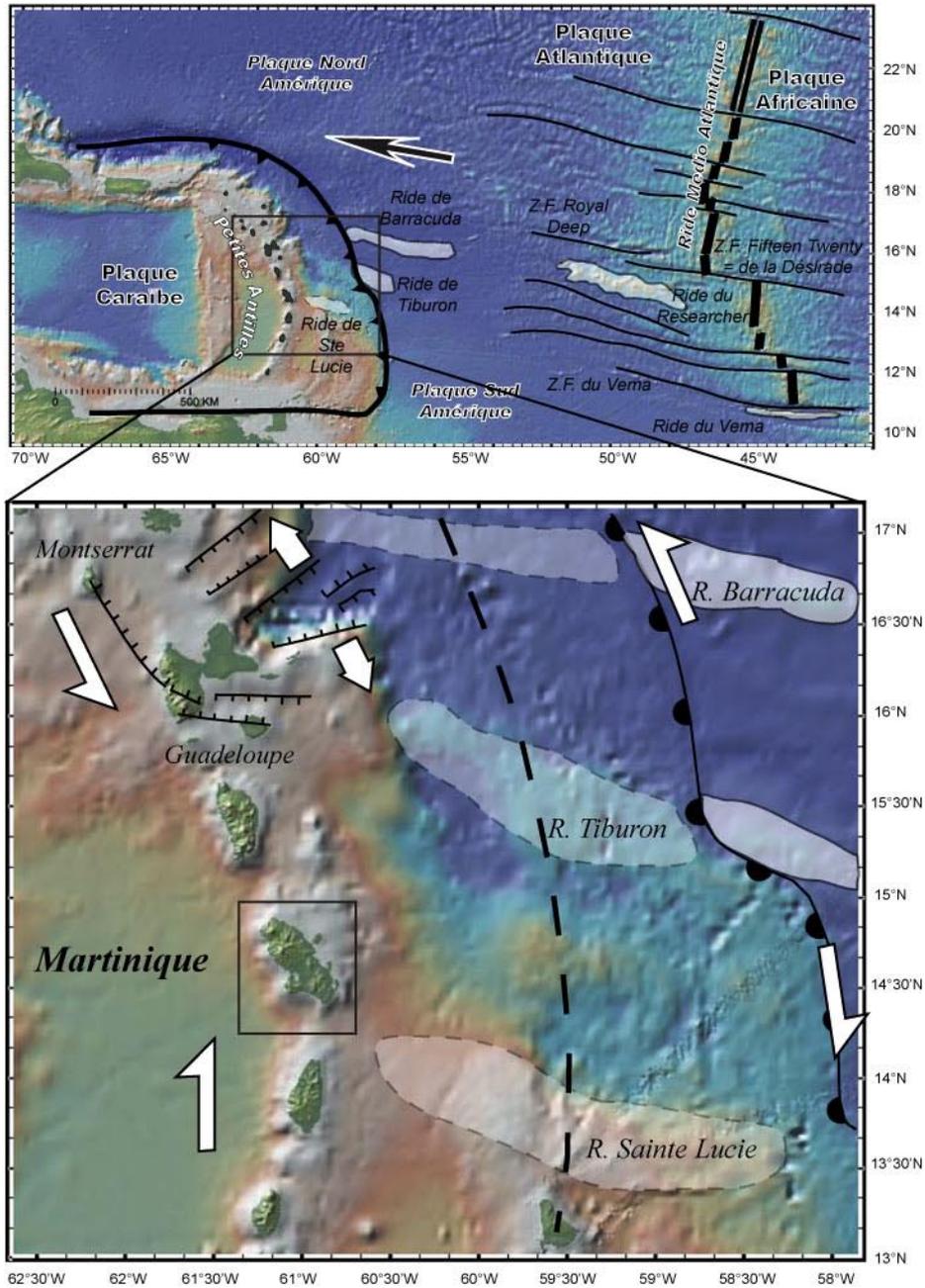


Figure IV-7

Localisation des rides asismiques sur le plancher océanique atlantique  
(d'après Bouysse et Westercamp, 1988).  
Tectonique active (d'après Feuillet et al., 2002).

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

Si l'arrivée au front de subduction de la ride de Sainte Lucie a eu lieu vers 20 Ma, ceci pourrait expliquer la migration vers l'ouest qui a eu lieu de l'arc ancien vers l'arc intermédiaire entre 20 et 16 Ma (voir chapitre I, figure I-10b). En effet, le relief de la ride au contact avec la base de la plaque caraïbe ainsi que l'augmentation de la flottabilité du slab pourraient avoir ralenti la subduction et donc l'activité volcanique en surface. De plus, le fait d'aplatir le slab déplace vers l'ouest les sites de la production magmatique qui se fait à profondeur constante. D'autre part, de la même façon que cela a été suggéré par Dominguez *et al.* (1998) d'après des expériences analogiques, la subduction de ces reliefs provoque de nombreuses déformations de la plaque supérieure, notamment des failles normales et de failles décrochantes.

D'après Bouysse et Westercamp (1988), la ride de Sainte Lucie serait la cause des laves porphyriques à minéralogie complexe et enclaves basiques du volcanisme récent (2 Ma – 350 ka) en Martinique (Carbets, Trois Ilets), ainsi que des basaltes magnésiens (Ilet à Ramier, Morne La Plaine) et des manifestations hydrothermales (Lamentin) dans les zones intensément fracturées du sud-ouest martiniquais. Le matériel qui constitue les rides est différent de celui constituant la croûte océanique Atlantique, car il s'agit de reliefs de croûte océanique épaissie, possédant moins de sédiments que la croûte située de part et d'autre de la ride (Bouysse et Westercamp, 1989). Le matériel participant à la fusion partielle est modifié par l'apport de ces fluides, ce qui se traduit par des modifications de la chimie des laves en surface. Pour que la ride de Sainte Lucie ait une influence sur la chimie des magmas, il faut qu'elle se déplace jusqu'à la zone où a lieu la fusion partielle, soit 150 km à l'ouest de la fosse de subduction. En profondeur, la ride va relâcher des fluides qui vont contaminer les magmas en formation. Mais les modifications géochimiques (laves plus radiogéniques) et les oscillations ne se manifestent en surface que tardivement, car il faut prendre en compte les temps de production magmatique et de remontée des magmas à travers le manteau puis la

croûte. En effet, la contribution des sédiments subductés et des fluides du slab sur les sources ont lieu entre 350 ka et 4 Ma avant leur éruption, et les vitesses de remontée ont été estimées à 1.8 km /j (Turner, 2000 ; 2002). La ride de Sainte Lucie est actuellement en subduction à l'aplomb du sud de la Martinique et du nord de Sainte Lucie (Figure IV-7a). Le volcanisme du Sud-Ouest semble être à l'aplomb de la limite septentrionale actuelle de la ride, ce qui expliquerait la chimie particulière des laves du sud par l'implication des fluides relâchés il y a quelques millions d'années par les sédiments qui la constituent (Labanieh *et al.*, 2009). Si l'on considère que les premières laves porphyrique à minéralogie complexe ont été émises dès 2,5 Ma, cela signifie que la contamination des magmas par les fluides relâchés par la ride doit avoir eu lieu entre 6 et 3 Ma maximum. En tenant compte de la vitesse de convergence de la plaque Atlantique de 2 cm/an vers le WSW, la ride de Sainte Lucie se trouvait entre 60 et 120 km au ENE de sa position actuelle il y a 3 et 6 Ma respectivement. D'après ces reconstructions, et si, comme les rides de Barracuda et Tiburon, la ride de Sainte Lucie est large de 30 à 50 km, il est tout à fait probable qu'elle ait pu influencer la chimie des magmas émis dans le sud de la Martinique entre 6 Ma et 350 ka.

## **Conclusion**

Ce chapitre nous permet d'établir la chronologie éruptive suivante pour l'activité volcanique en Martinique au cours du Miocène.

Après s'être concentrée le long de l'arc ancien entre 25 et 20 Ma, l'activité volcanique a migré de 10 km vers l'ouest, soit à un taux de 1 km / Ma, pour reprendre quelques millions d'années plus tard le long de la chaîne Vauclin-Pitault. Les résultats obtenus au cours de cette étude concernant les formations de l'arc intermédiaire nous permettent de contraindre son

activité entre 16 et 10 Ma. Vers 9 Ma, une augmentation du taux d'éruption aurait permis l'édification de l'axe Ducos-Pavillon (Volcanisme du Sud-Ouest martiniquais), où les centres éruptifs auraient oscillé sur 20 km entre l'ouest et l'est durant 3 Ma. Les oscillations est-ouest seraient reliées à l'arrivée de la ride de Sainte Lucie près de la zone de production des magmas qui modifie le champ de contraintes dans la croûte supérieure. Elle pourrait être responsable de la formation des accidents transverses à l'arc et de l'éruption de la dacite à grenat de Gros Ilet qui clôt l'activité de l'arc intermédiaire.

Finalement, les masses magmatiques vont migrer quelques 25 km plus au nord où le Morne Jacob va commencer à s'édifier (voir chapitre V) avec des caractéristiques géochimiques différentes de celles émises jusqu'à présent. Vers 3 Ma, alors que l'activité volcanique est enclenchée au nord, de nouvelles manifestations explosives puis effusives reprennent au sud, à l'extrémité occidentale de la presqu'île de Trois Ilets. L'activité magmatique va alors être contrôlée par les accidents tectoniques NW-SE et NE-SW, avec l'éruption de petits édifices monogéniques alignés le long de ces failles, et souvent caractérisés géochimiquement par des mélanges de magma, là encore imputables à la présence de la ride de Sainte Lucie sur la plaque Atlantique. La chimie particulière des laves de Trois Ilets est attribuable aux fluides de la ride qui modifient le manteau et les sources magmatiques, et aux mélanges de magmas dans la croûte supérieure.

Il semblerait qu'à partir de 600 ka, le front volcanique de l'arc récent se soit définitivement installé à l'ouest des formations précédentes, où l'on observe l'activité simultanée des complexes de Trois Ilets, du Carbet et du Mont Conil jusqu'à 346 ka, avant que l'activité ne se concentre finalement que dans le compartiment nord de l'île.

Nous détaillerons dans le chapitre suivant l'histoire éruptive de ce compartiment, depuis le début d'activité du Morne Jacob (5.5 Ma) à l'activité récente de la Montagne Pelée.