



HAL
open science

Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques

Aurélie Germa

► **To cite this version:**

Aurélie Germa. Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques. Géologie appliquée. Université Paris Sud - Paris XI, 2008. Français. NNT: . tel-00447342

HAL Id: tel-00447342

<https://theses.hal.science/tel-00447342>

Submitted on 25 Jan 2010

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

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



UNIVERSITÉ
PARIS-SUD 11



UNIVERSITE PARIS XI
UFR SCIENTIFIQUE D'ORSAY

Ecole Doctorale 143
Dynamique et Physico-chimie de la Terre et des Planètes

THESE

présentée en vue de l'obtention du grade de Docteur ès Sciences de l'Université
Paris XI Orsay

Spécialité Sciences de la Terre

par

GERMA Aurélie

**EVOLUTION VOLCANO-TECTONIQUE DE L'ILE
DE LA MARTINIQUE (ARC INSULAIRE DES
PETITES ANTILLES):
NOUVELLES CONTRAINTES
GEOCHRONOLOGIQUES ET
GEOMORPHOLOGIQUES**

Soutenance le 4 Décembre 2008 devant la
Commission d'Examen:

ARNAUD Nicolas	Rapporteur
BOUDON Georges	Rapporteur
FEUILLET Nathalie	Examinatrice
WEIS Dominique	Examinatrice
GILLOT Pierre-Yves	Examinateur
QUIDELLEUR Xavier	Directeur de thèse

Résumé

Nous présentons ici un travail qui combine des études de géochronologie, géochimie et géomorphologie sur l'île de la Martinique afin de contraindre l'évolution de l'activité volcanique de l'île. L'arc insulaire des Petites Antilles, double dans sa moitié nord, résulte de la subduction vers l'ouest de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe à 2 cm/an. Grâce à sa position centrale où les deux branches nord se rejoignent, la Martinique est la seule île des Petites Antilles où l'histoire la plus complète de l'arc affleure. Nos âges K-Ar montrent que l'Arc Ancien a été actif de 25 à 21 Ma. L'Arc Intermédiaire s'est ensuite mis en place en milieu sous-marin puis subaérien entre 16 et 7 Ma. Au cours du Miocène, l'activité volcanique s'est déplacée vers l'ouest avec la mise en place de petits volcans monogéniques, alignés le long de failles, entre 3 Ma et 340 ka. Au même moment, le compartiment septentrional s'est édifié au niveau du volcan bouclier du Morne Jacob (5.5 – 1.5 Ma), du Complexe du Carbet (1 Ma – 322 ka), du Mont Conil (550 – 190 ka) et enfin de la Montagne Pelée. Nous avons mis en évidence l'étroite relation de l'évolution chimique des laves et des taux d'éruption avec les modifications de surface, ainsi que l'influence de la subduction de rides asismiques sur la migration et la répartition de l'activité volcanique à travers et le long de l'arc. En conclusion, notre compilation de 56 nouveaux âges K-Ar entre 26 Ma et 190 ka, nous permet de mieux contraindre les différentes phases volcaniques de l'île de la Martinique, et d'identifier des épisodes de forte production magmatique liés aux changements géodynamiques régionaux et/ou les événements d'effondrement de flanc.

Mot clés : Martinique, Petites Antilles, Géochronologie K-Ar, Volcanisme, Subduction, Géomorphologie

Volcano-tectonic evolution of Martinique Island (Lesser Antilles Island arc): new geochronological and geomorphological constraints

Abstract

This thesis combines geochronological, geochemical and geomorphological studies on Martinique Island to constrain the evolution of its volcanic activity. The Lesser Antilles Island arc, which is double in its northern part, was built in response to the subduction of the Atlantic plate under the Caribbean plate. Due to its central position where the two northern arcs merge, Martinique is the island where the most complete history of the arc can be found. Our K-Ar ages show that the Older Arc has been active from 25 to 21 Ma. Then, the intermediate arc was emplaced in a submarine and then subaerial context between 16 and 7 Ma. During the Miocene, volcanic activity migrated westward and small monogenetic volcanoes erupted along faults, between 3 Ma and 340 ka. Simultaneously, the northern compartment has been built within the Morne Jacob shield volcano (5.5 – 1.5 Ma), the Carbet Complex (1 Ma – 322 ka), Mont Conil (550 – 190 ka), and finally the Mount Pelée. We have shown the relationship between the chemical evolution of the lavas and of the time-average eruptive rates with surface changes, as well as the influence of subducted aseismic ridges on the volcanic migration and volcano spacing along and across the arc. To conclude, our dataset of 56 new K-Ar ages ranging from 26 Ma to 190 ka allow us to better constrain the different building stages of Martinique Island, and to identify high magmatic production rates linked to regional geodynamic changes or flank collapse events.

Keywords: Martinique, Lesser Antilles, Geochronology K-Ar, Volcanism, Subduction, Geomorphology.

Je tiens à remercier en tout premier lieu Xavier Quidelleur qui a dirigé cette thèse après m'avoir encadrée lors de mon stage de Master 2. Tout au long de ces années, il a su orienter mes recherches aux bons moments et a toujours été disponible pour toutes les questions que je me posais. Il a été présent pour m'apprendre le travail de terrain et de laboratoire relatifs à la méthode Cassagnol-Gillot. Pour tout cela et sa confiance, je le remercie vivement.

J'adresse également mes remerciements aux rapporteurs de ce manuscrit, Georges Boudon et Nicolas Arnaud, pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Merci également aux autres membres du jury, Nathalie Feuillet, Dominique Weis et Pierre-Yves Gillot pour avoir accepté de juger ce travail.

Merci à tous les membres du Laboratoire de Géochronologie :

Je remercie Pierre-Yves Gillot pour m'avoir accueillie dans son laboratoire dès le Master 2 et qui m'a permis de poursuivre dans la Recherche en Volcanologie.

Je suis extrêmement reconnaissante envers Pierre Lahitte qui s'est montré particulièrement motivé à participer à ce travail, tout d'abord en nous accompagnant sur le terrain en 2007, puis ces derniers mois, voire ces tous derniers jours, pour les études de géomorphologie. Je le remercie de m'avoir initiée aux SIG et de m'avoir aidée à reconstruire les édifices récents de la Martinique.

Merci à Jean-Claude Lefèvre pour sa disponibilité et ses conseils pour l'utilisation de la machine infernale (Hadès), ainsi que son infinie culture générale ;

Merci à Anthony Hildenbrand; Guillaume Delpéch ; Gilles Guérin et Raphaël Visocekas pour les discussions et conseils stimulants que j'ai pu recevoir de leur part à tous. Une pensée pour Jean-Pierre Vilotte et sa rapidité à réaliser toutes les lames minces et découper la plupart des échantillons, ainsi qu'à François Elie pour la fabrication des pièces indispensables à nos lignes d'analyse.

J'ai eu beaucoup de plaisir à collaborer avec Shasa Labanieh et Catherine Chauvel, du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, à Grenoble. Merci à Catherine pour sa gestion des programmes DiYeti et ANR Antilles et les échanges bénéfiques qui ont découlé de nos rencontres. Un TRES grand merci à Shasa, que j'ai rencontrée lors de notre première mission en Martinique, pour sa bonne humeur et son entrain sur le terrain, qui ont apporté de la gaieté aux deux missions et à nos rencontres de travail.

Je remercie également les membres de l'Observatoire Volcanologique de la Montagne Pelée qui nous ont accueillis lors de nos séjours en Martinique.

Je n'oublie pas non plus mes camarades étudiants du 504 avec qui j'ai partagé séries de potassium, recharges des fours, mesures, thé, café, bureau, repas, soirées, etc etc. Merci à Agnès pour tous les échanges qu'on a pu avoir concernant les Antilles ou tout autre sujet. Merci à Virgile qui fait preuve d'une incroyable disponibilité pour m'apprendre les joies du quadropole et des tests d'expérimentation. Merci à Tiffany pour sa compagnie dans le bureau et les salles de manip'. Merci à Erell, Julie et Maud

pour toutes nos discussions, mais surtout pour leur allégresse et leurs sourires de tout instant. Les garçons, Amer, Thomas et Sébastien, et les différents étudiants de M1 et M2 qui se sont succédé au laboratoire. Une pensée pour la famille Izard, Mylène et les amis de Gruissan. Une pensée amicale à Eline que je connais depuis maintenant 6 ans. J'espère savourer encore très longtemps sa convivialité et son amitié sans faille !

Enfin, et SURTOUT, je remercie ceux qui m'accompagnent au jour le jour.

En tout premier lieu, évidemment, mes parents, mon frère et ma sœur qui ont toujours été là depuis 26 ans maintenant, pour m'aider à prendre le bon chemin et me soutenir dans cette voie que j'ai choisie. Les autres membres de ma famille, grands-parents, oncles, tantes, cousins et cousines, ainsi que Didier, Muriel, Marie et Fanny, Sylvain et sa famille. Sylvain, qui est à mes côtés depuis déjà 5 ans, m'a fait découvrir la Réunion, l'Indonésie, l'Islande, et avec qui j'espère fouler beaucoup d'autres contrées. Merci à vous d'être là !

*il y a des volcans qui se meurent
il y a des volcans qui demeurent
il y a des volcans qui ne sont là que pour le vent
il y a des volcans fous
il y a des volcans ivres à la dérive
il y a des volcans qui vivent en meutes et patrouillent
il y a des volcans dont la gueule émerge de temps en temps
véritables chiens de la mer
il y a des volcans qui se voilent la face
toujours dans les nuages
il y a des volcans vautrés comme des rhinocéros fatigués
dont on peut palper la poche galactique
il y a des volcans pieux qui élèvent des monuments
à la gloire des peuples disparus
il y a des volcans vigilants
des volcans qui aboient
montant la garde au seuil du Kraal des peuples endormis
il y a des volcans fantasques qui apparaissent
et disparaissent
(ce sont jeux lémuriens)
Il ne faut pas oublier ceux qui ne sont pas les moindres
Les volcans qu'aucune dorsale n'a jamais repérés
Et dont de nuit les rancunes se construisent
il y a des volcans dont l'embouchure est à la mesure
exacte de l'antique déchirure.*

Aimé Césaire, « Dorsale Bossale », Moi Laminare, 1982.

Préambule11

CHAPITRE I : Généralités et données antérieures sur le contexte géodynamique de la Martinique17

<u>Introduction</u>	19
1. <u>La Plaque Caraïbe</u>	19
2. <u>L'arc insulaire des Petites Antilles</u>	25
2.1. Généralités	25
2.2. Segmentation de l'arc et modèle tectonique	27
2.3. Dissymétrie croisée	30
2.4. Arc double	32
2.5. Magmatologie	35
2.6. Evolution géologique	38
3. <u>La Martinique</u>	42
3.1. Généralités	42
3.2. Géologie	44
3.2.1. <i>Evolution géologique</i>	45
3.2.2. <i>Séries volcaniques</i>	48
<u>Conclusions</u>	51

CHAPITRE II : Matériel : échantillonnage et pétrographie53

<u>Introduction</u>	55
1. <u>Arc ancien</u>	62
2. <u>Arc intermédiaire</u>	65
2.1. La chaîne Vauclin-Pitault	65
2.2. Volcanisme du Sud-Ouest martiniquais : Axe Ducos-Pavillon	68
3. <u>Arc récent</u>	70
3.1. Volcanisme de la presqu'île de Trois Ilets	70
3.2. Le volcan bouclier du Morne Jacob	74
3.3. Le complexe du Carbet	78
3.4. Le complexe du Mont Conil	81
3.5. La Montagne Pelée	83
<u>Conclusions</u>	85

CHAPITRE III : Chronologie de l'arc ancien en Martinique (Article) 87

***“First radiometric (K-Ar) ages of the oldest volcanism of Martinique Island: Insights about the onset of arc volcanism in the Lesser Antilles, and calibration of the Oligocene / Miocene boundary”*; Germa A., Quidelleur X., Labanieh S., Chauvel C.**

Submitted to International Journal of Earth Sciences.....89

<u>Abstract – Keywords</u>	90
1. <u>Introduction</u>	91
2. <u>Geologic setting of the Lesser Antilles Island arc</u>	91
2.1. The Limestone Caribbees	92
2.2. Martinique Island	93
3. <u>Material and method</u>	95
3.1. Sampling	95
3.2. Geochronology: K-Ar dating	96
4. <u>Results</u>	97
4.1. Petrology and geochemistry	97
4.2. K-Ar ages	97
5. <u>Discussion</u>	98
5.1. Onset of the older arc activity in the Lesser Antilles	98
5.2. Insights on the Oligocene-Miocene Boundary	99
6. <u>Conclusions</u>	103
<u>Acknowledgements</u>	104
<u>References</u>	104
<u>Figures and table captions</u>	111
<u>Figures and table</u>	113

CHAPITRE IV : Chronologie éruptive de l’arc intermédiaire et de l’arc récent au sud de la Martinique.....

<u>Introduction</u>	121
1. <u>Contexte</u>	122
1.1. La chaîne sous-marine Vauclin-Pitault	122
1.2. Volcanisme fissural du sud et du sud-ouest martiniquais	124
1.3. Volcanisme à Grenat de Gros Ilet	124
1.4. Volcanisme plio-pleistocene de la presqu’île des trois îlets	125
2. <u>Méthodes</u>	126
2.1. Echantillonnage	126
2.2. Géochronologie	127
2.3. Géochimie	127
3. <u>Résultats</u>	128
3.1. Géochimie	128
3.1.1. <i>L’arc intermédiaire</i>	129
3.1.2. <i>Le volcanisme de Trois Îlets</i>	129
3.2. Géochronologie	132
3.2.1. <i>La chaîne Vauclin-Pitault</i>	132
3.2.2. <i>Le volcanisme du Sud-Ouest</i>	133
3.2.3. <i>Le volcanisme de Trois Îlets</i>	133
4. <u>Discussion</u>	136
4.1. Comparaison avec les âges disponibles	136
4.2. Durées d’activité	139
4.2.1. <i>La chaîne Vauclin-Pitault et le volcanisme du Sud-Ouest</i>	139
4.2.2. <i>Le volcanisme de Trois-Îlets</i>	141
4.3. Migrations du front volcanique	144
4.4. Subduction de la ride de Sainte Lucie : implications sur le magmatisme et l’activité volcanique	146
<u>Conclusions</u>	149

CHAPITRE V : Chronologie de l'arc récent dans le compartiment nord de la Martinique (Article).....151

“The eruptive history of Plio-Pleistocene volcanism in northern Martinique Island (French West Indies): new K-Ar ages and volume calculations”;

Germa A., Quidelleur X., Labanieh S., Chauvel C.;

To be submitted to Journal of Volcanology and Geothermal Research.....153

Abstract- Keywords154

1. Introduction.....155

2. Geological setting.....156

2.1. Lesser Antilles Island arc 156

2.2. Martinique Island 157

2.2.1. *Morne Jacob Volcano* 158

2.2.2. *Carbet complex* 158

2.2.3. *Conil complex and Montagne Pelée* 159

3. Materials and methods160

3.1. Sampling technique 160

3.2. Geochronology: K-Ar dating 161

3.3. Volume estimations 162

4. Results...163

4.1. Macro- and microscopic identification 163

4.2. Morne Jacob Volcano 165

4.2.1. *K-Ar ages* 165

4.2.2. *Volumes and eruptive rates* 165

4.3. Carbet complex 166

4.3.1. *K-Ar ages* 166

4.3.2. *Volumes and eruptive rates* 167

4.4. Conil complex 167

4.4.1. *K-Ar ages* 167

4.4.2. *Volumes and eruptive rates* 168

5. Discussions.....169

5.1. Morne Jacob 169

5.1.1. *Spatio-temporal evolution* 169

5.1.2. *Chemical evolution* 171

5.1.3. *Creeping of the northeastern sector* 171

5.2. Carbet complex 173

5.3. Conil Complex and Montagne Pelée 174

5.4. Reconstruction of northern Martinique Island 175

6. Conclusions.....176

Acknowledgements 177

References 177

Figures and Tables captions 184

Figures and Tables 186

CHAPITRE VI : Synthèse, conclusions et perspectives.....197

Introduction199

1. Apports de la géochronologie K-Ar Cassignol-Gillot.....200

1.1. Ages disponibles avant cette étude 200

1.2. Nouvelles données K-Ar 201

1.2.1. *Fiabilité des mesures* 201

1.2.2. <i>Comparaison des âges obtenus sur phases minérales différentes</i>	202
1.2.3. <i>Problèmes posés par les mélanges de magma</i>	204
1.2.4. <i>Excès d'argon</i>	207
1.3. Conclusions et perspectives sur les nouvelles datations K-Ar	208
2. <u>Edification de l'île de la Martinique</u>	210
2.1. L'arc Ancien : Complexe de Base et Série de Sainte Anne	212
2.2. L'Arc Intermédiaire : la chaîne Vauclin-Pitault et le volcanisme du Sud-Ouest	214
2.3. L'Arc Récent	215
2.3.1. <i>Le Morne Jacob</i>	215
2.3.2. <i>Le volcanisme de Trois Ilets</i>	217
2.3.3. <i>Le Complexe du Carbet</i>	217
2.3.4. <i>Le Complexe du Conil et de la Montagne Pelée</i>	218
2.4. Taux de construction	220
2.4.1. Le Morne Jacob	221
2.4.2. Le Complexe du Carbet	223
2.4.3. Le Complexe du Conil	225
2.4.4. Conclusions et perspectives sur la géomorphologie des édifices	228
3. <u>Evolution spatiale</u>	231
3.1. Migration des centres éruptifs	231
3.2. Espacement des volcans actifs	234
3.3. Subduction des rides asismiques et évolution spatiale de l'activité volcanique	238
<u>Conclusions et perspectives</u>	244

BIBLIOGRAPHIE.....**247**

ANNEXES.....**267**

I- Datation K-Ar, méthode Cassignol-Gillot : principes et techniques.....**269**

II- Tableau récapitulatif des âges K-Ar**303**

III- Article : "Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina)".....**311**

Germa A., Quidelleur X., Gilot P.-Y., Tchilinguirian P., Submitted to Journal of South American Earth Sciences, under review.

IV- Article: "Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): Contributions to Time Average Field models".....**351**

Quidelleur X., Carlut J., Tchilinguirian P., Germa A., and Gillot P.-Y., Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2008.

Préambule

Ce manuscrit est destiné à présenter une soixantaine de nouvelles datations obtenues par la méthode K-Ar Cassignol-Gillot sur des laves massives de l'île de la Martinique, ainsi que de nouvelles analyses géomorphologiques sur les complexes et les édifices volcaniques. Cette étude a pour but de proposer un scénario d'évolution spatio-temporel pour le volcanisme en Martinique et dans les Petites Antilles en apportant de nouvelles contraintes géochronologiques, ainsi que des données volumétriques, des taux d'éruption et de migration des centres éruptifs.

De 1970 à 1989, des levés géologiques, des analyses géochimiques et géochronologiques ont abouti à la publication d'une carte géologique (Westercamp *et al.*, 1989). Des études récentes s'appuyant sur des données de géochronologie et paléomagnétisme (Blanc, 1983 ; Carlut *et al.*, 2000 ; Harford *et al.*, 2002 ; Samper *et al.*, 2007) ont montré que les âges précédemment publiés sur les formations volcaniques de Guadeloupe et de Montserrat avaient des barres d'erreur importantes et présentaient des incohérences, principalement à cause d'une mauvaise qualité d'échantillonnage et de préparation des roches, ainsi que des analyses en roche totale. De plus, Samper *et al.* (2008) ont daté sept échantillons provenant du Morne Jacob et des Pitons du Carbet en Martinique, en démontrant l'inexactitude des âges proposés par Westercamp *et al.* (1989). On peut donc se demander quel crédit attribuer aux âges actuellement disponibles en Martinique, d'autant plus que les auteurs eux-mêmes ont rejetés certains âges des laves de l'arc intermédiaire sur l'île car ils ne correspondaient pas à la biostratigraphie apportée par les dépôts sédimentaires (Westercamp *et al.*, 1989). Par ailleurs, les deux presque îles de Sainte Anne et de La Caravelle, formées par le volcanisme de l'arc ancien, n'ont jamais pu être datées précédemment, et certains points important à la compréhension de la chronologie du volcanisme martiniquais, comme l'estimation des volumes des édifices récents ainsi que les

taux d'éruption, n'ont jamais été abordés. Il en est de même pour les taux de migration du front volcanique, qui est pourtant une caractéristique importante de l'arc des Petites Antilles. En effet, l'arc des Petites Antilles est double dans sa moitié nord suite à un saut vers l'ouest du front volcanique au Miocène, alors qu'il y aurait eu une migration progressive en Martinique et inexistante dans la moitié sud de l'arc.

La compréhension des processus magmatiques en relation avec la subduction requiert de connaître au mieux la distribution spatiale du volcanisme et ses modes d'éruption en surface. Ainsi, on peut se poser les questions suivantes :

- Les âges publiés en Martinique sont-ils utilisables compte-tenu de la méthode avec laquelle ils ont été obtenus et de leur imprécision ?
- Quand est-ce que le volcanisme en Martinique a-t-il débuté ?
- Combien de temps la phase correspondant à l'activité de l'arc ancien a-t-elle duré ?
- A quelle vitesse le front volcanique s'est-il déplacé ?
- Comment l'activité volcanique a-t-elle évolué au cours du temps ? Quelles sont les relations entre cette évolution et celle du contexte géodynamique ?
- Est-ce que les taux d'éruption et les durées d'activités ont varié au cours du Plio-Pléistocène ?

Afin de répondre à ces interrogations, différentes méthodes d'investigation ont été menées sur le terrain (échantillonnage rigoureux) et au laboratoire. Ainsi, nous avons obtenu une soixantaine de nouveaux âges K-Ar sur l'ensemble de l'île, depuis les formations les plus anciennes (Complexe de Base et Série de Sainte Anne) jusqu'aux laves du Mont Conil précédant l'édification de la Montagne Pelée.

En couplant notre base de données géochronologiques à des études de géomorphologie des édifices (distances entre complexes, volumes, érosion), nous avons pu quantifier les taux de migration du front volcanique en Martinique et estimer les taux d'éruption des complexes Plio-Pleistocènes du nord de l'île.

Une étroite collaboration avec Shasa Labanieh et Catherine Chauvel (LGCA, Grenoble), qui ont étudié la géochimie des laves échantillonnées lors de nos deux missions de terrain, nous a permis de comprendre les modifications des laves au cours du temps et de les relier au contexte géodynamique (subduction, rides, tectonique...).

Ce manuscrit s'organise en six chapitres. Le premier chapitre est une présentation du contexte géologique dans lequel se situe l'île de la Martinique. Je rappelle les caractéristiques générales de la Plaque Caraïbe, de l'arc des Petites Antilles, et enfin de la Martinique. Dans un deuxième chapitre, je fais une description générale des terrains rencontrés et je présente les sites échantillonnés (situation, pétrographie). Les trois chapitres suivants sont destinés à présenter la chronologie éruptive des trois arcs volcaniques présents en Martinique (ancien, intermédiaire et récent). Enfin, une discussion générale sur l'évolution de l'île et de l'arc des Petites Antilles fait une synthèse des réponses que nous avons apportées aux interrogations présentées plus haut. En conclusion, nous présentons brièvement l'état des connaissances et les perspectives à l'issue de cette étude.

Chapitre 1 :

**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 km², 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.

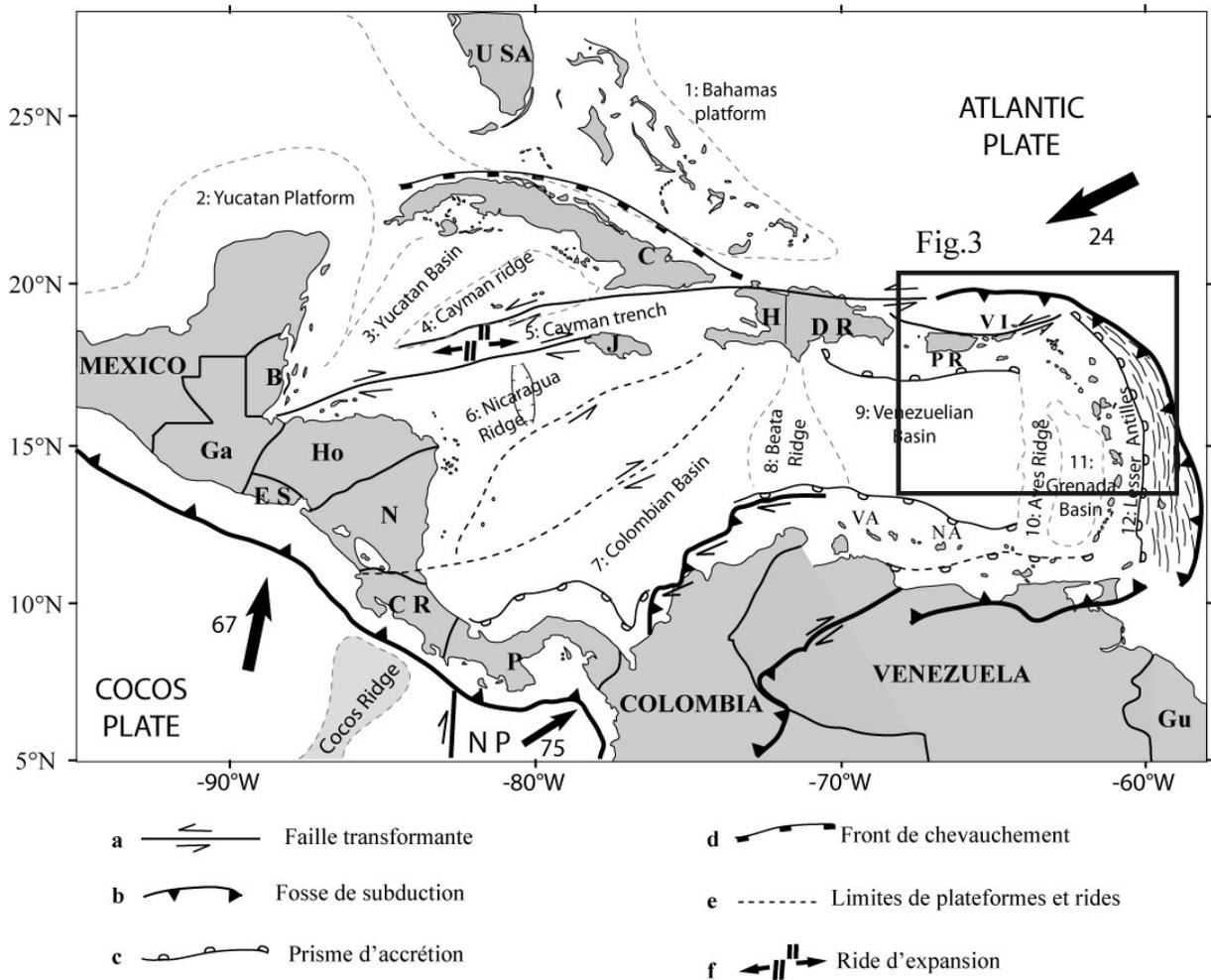


Figure I-1

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-2b₁ et 2b₂). 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 ± 0.1 cm/an, taux estimé par 10 ans d'observations GPS dans le secteur de la République Dominicaine (Dixon *et al.*, 1998).

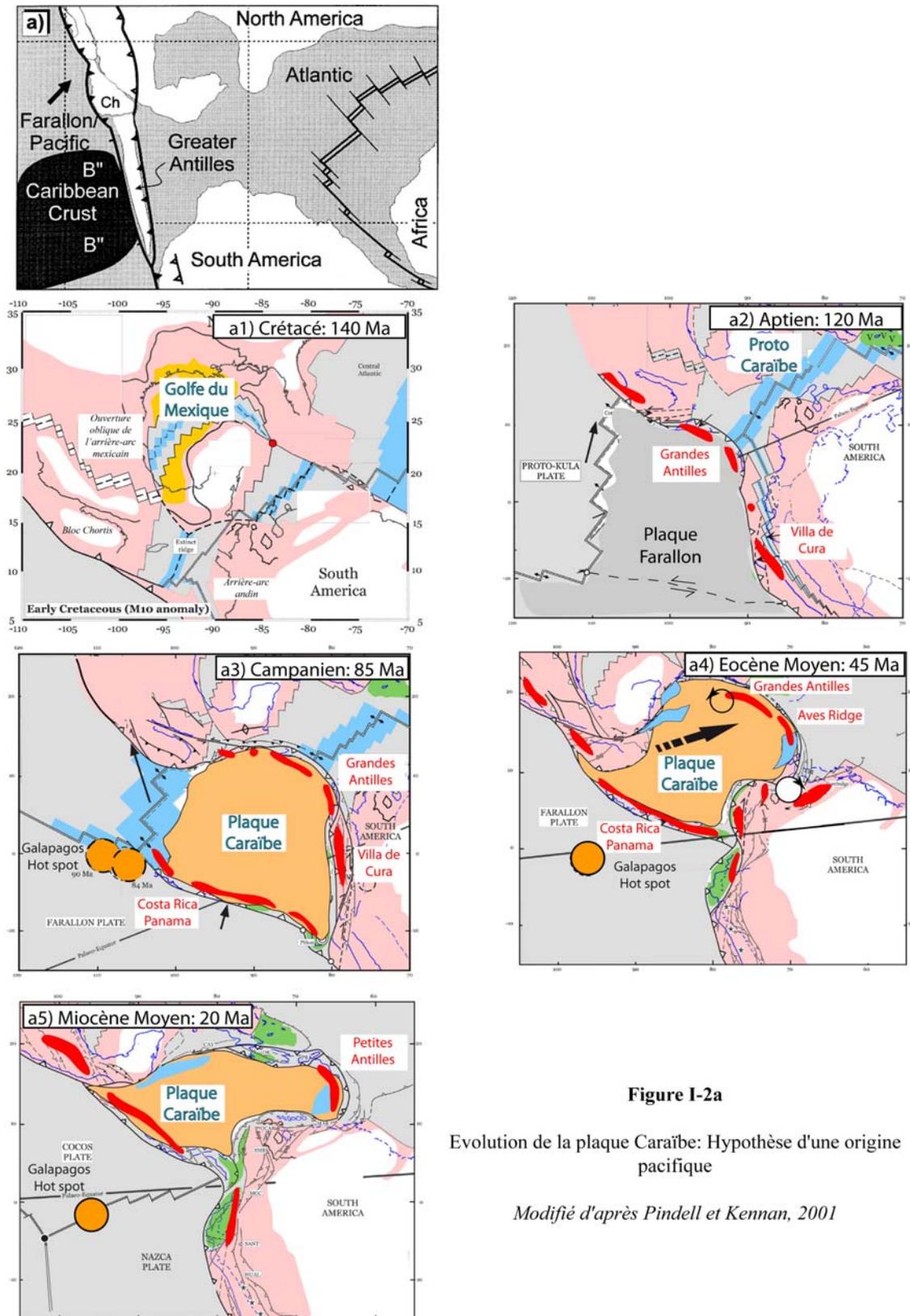


Figure 1-2a

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

Modifié d'après Pindell et Kennan, 2001

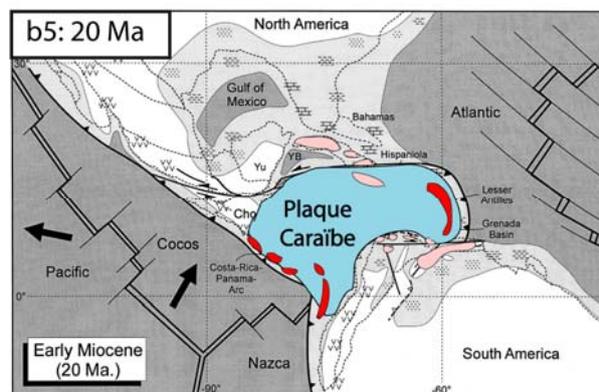
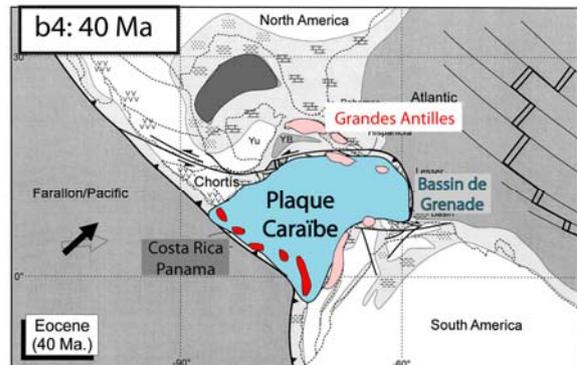
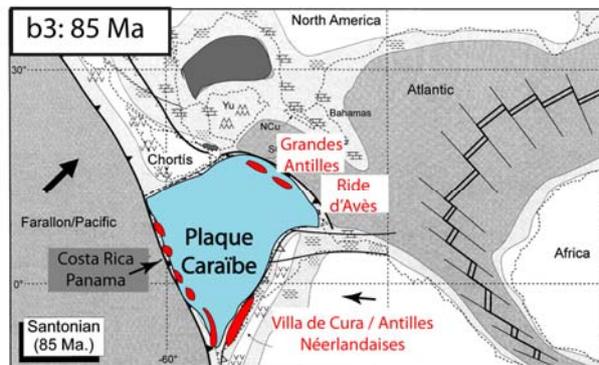
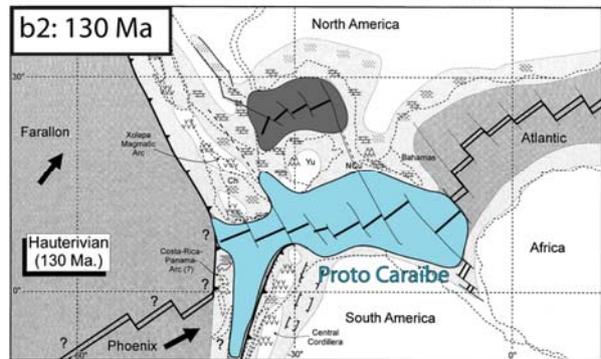
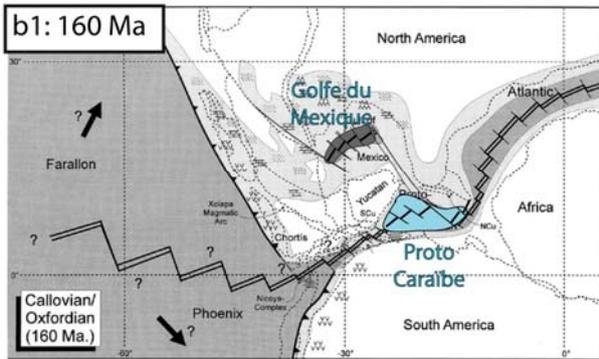
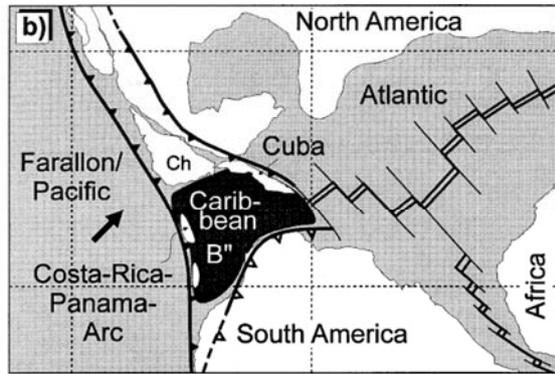


Figure I-2b

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 km³/Ma, soit 5, 3 et 4 km³/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.

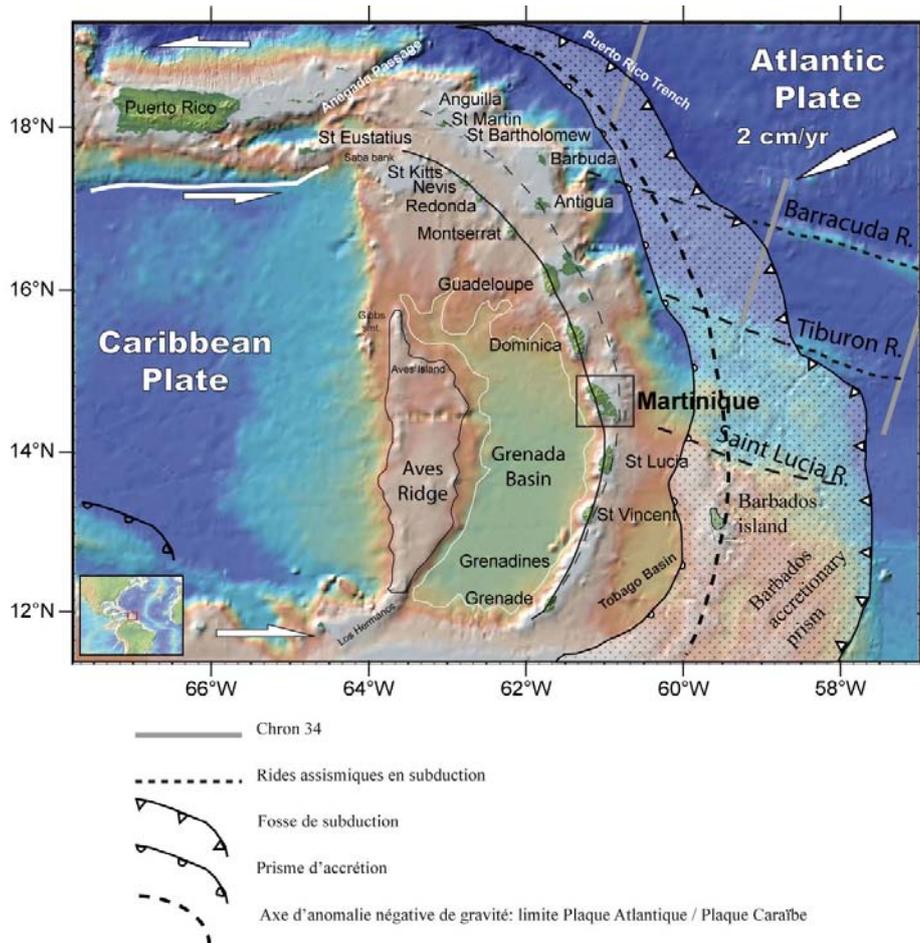


Figure I-3

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 Bénéioff. Ils mettent en évidence une flexure du plan de subduction d'un angle de 130° 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 Bénéioff suit une direction générale de 330°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°N et un pendage de $45 - 50^\circ$ (Maury *et al.*, 1990; MacDonald *et al.*, 2000) (Figure I-4). La répartition des volcans Plio-Pleistocenes (< 2 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.

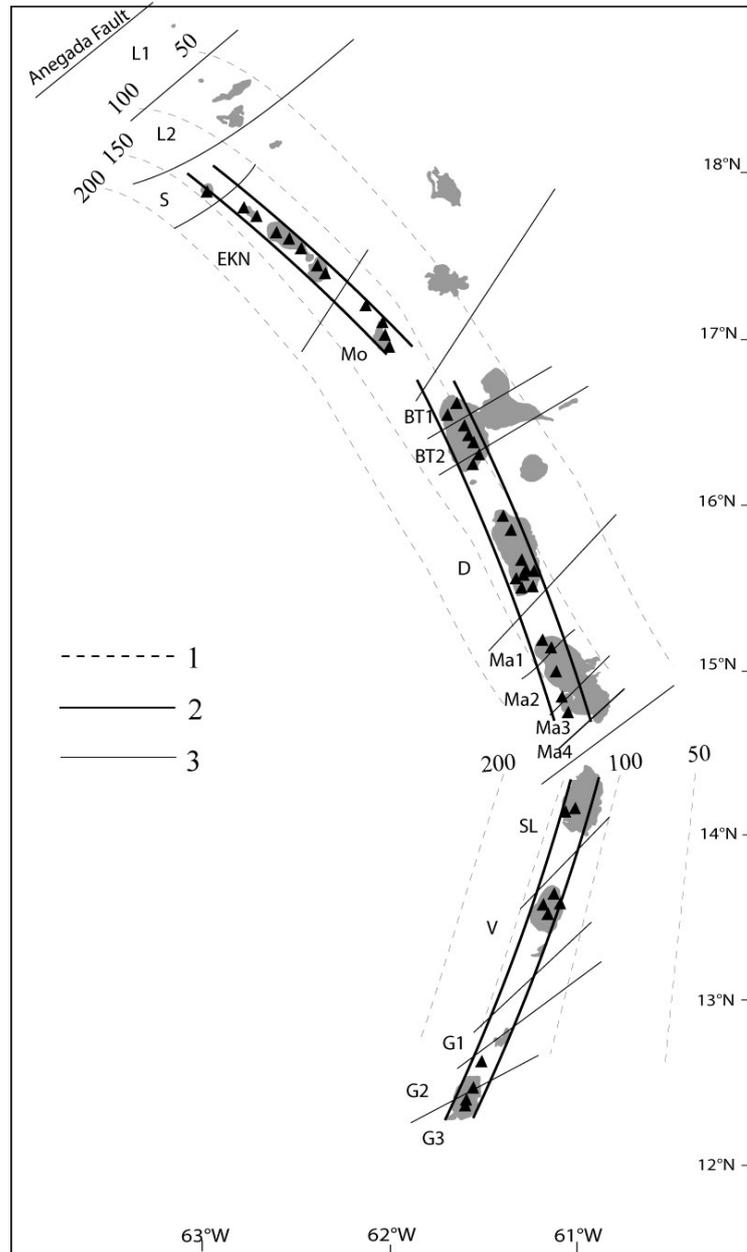


Figure I-4

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).

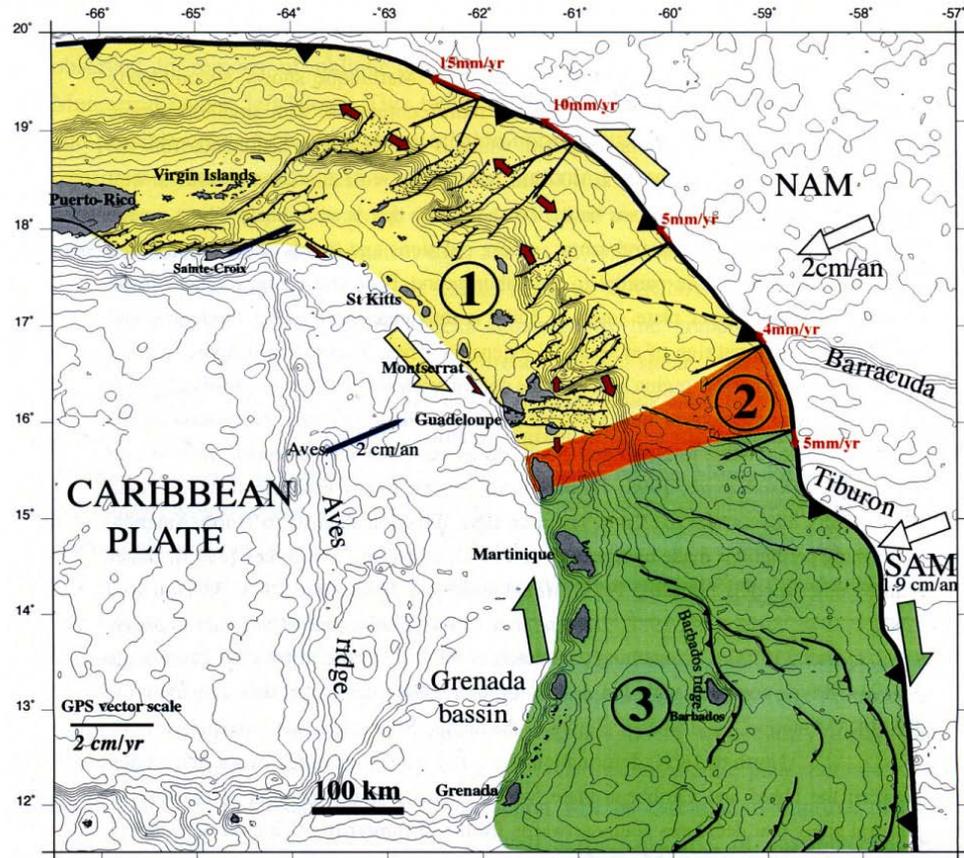


Figure I-5

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).

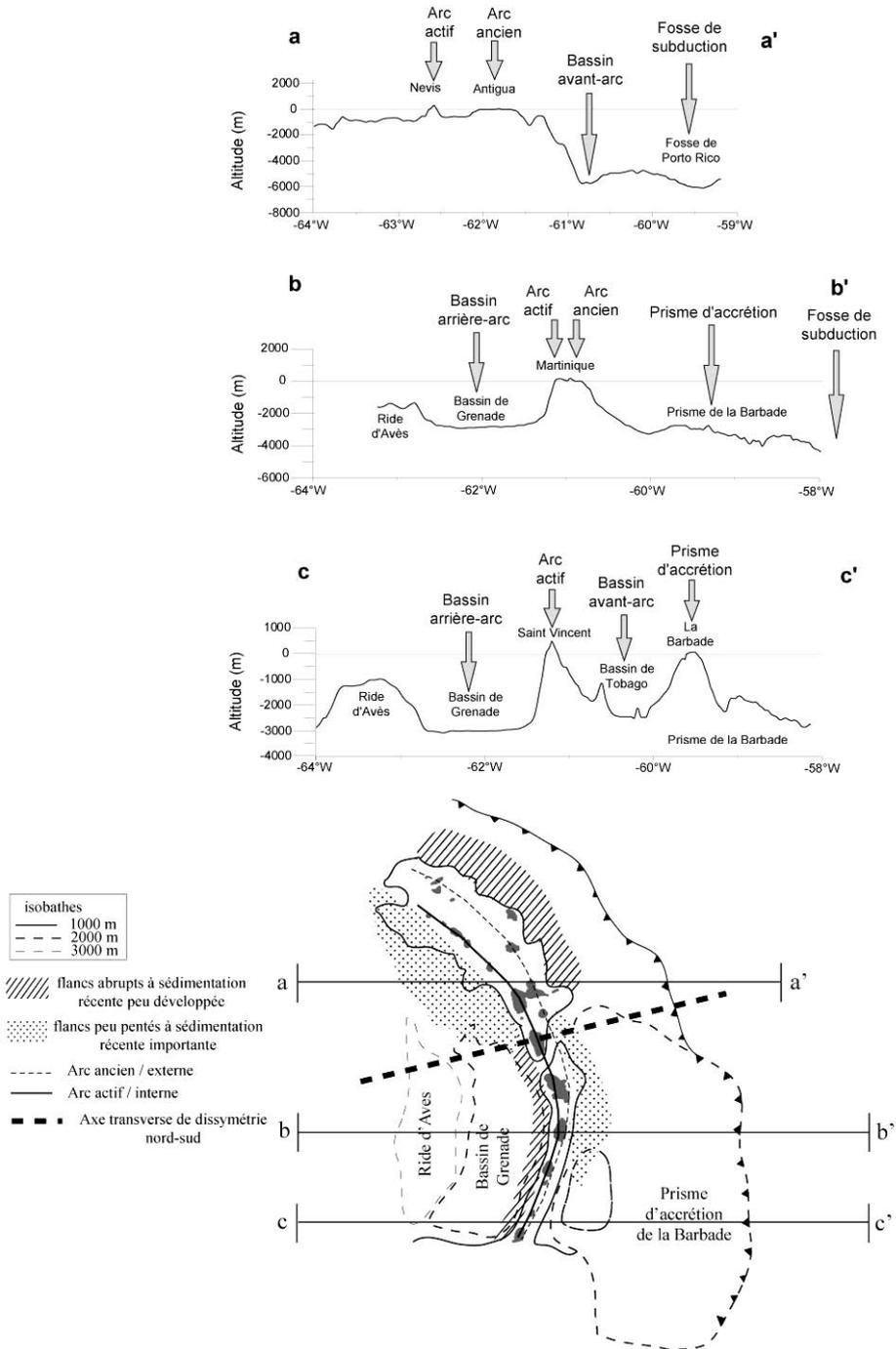


Figure I-6

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 ± 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).

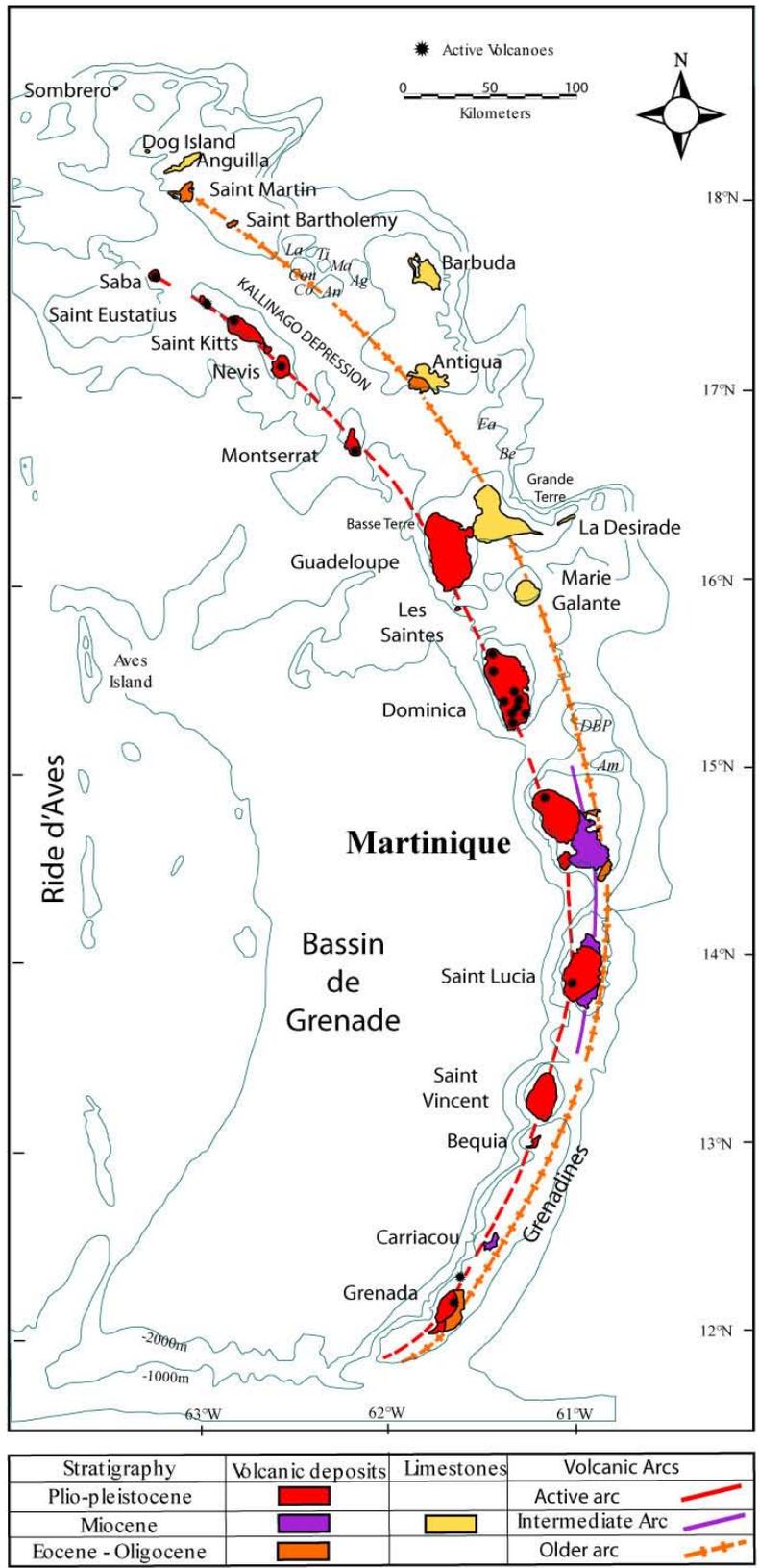


Figure I-7

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.% SiO₂, Figure I-8). Les teneurs en Al₂O₃ (> 10 wt.%) et CaO (2 - 17 wt.%) sont plutôt élevées, et les teneurs en K₂O (< 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

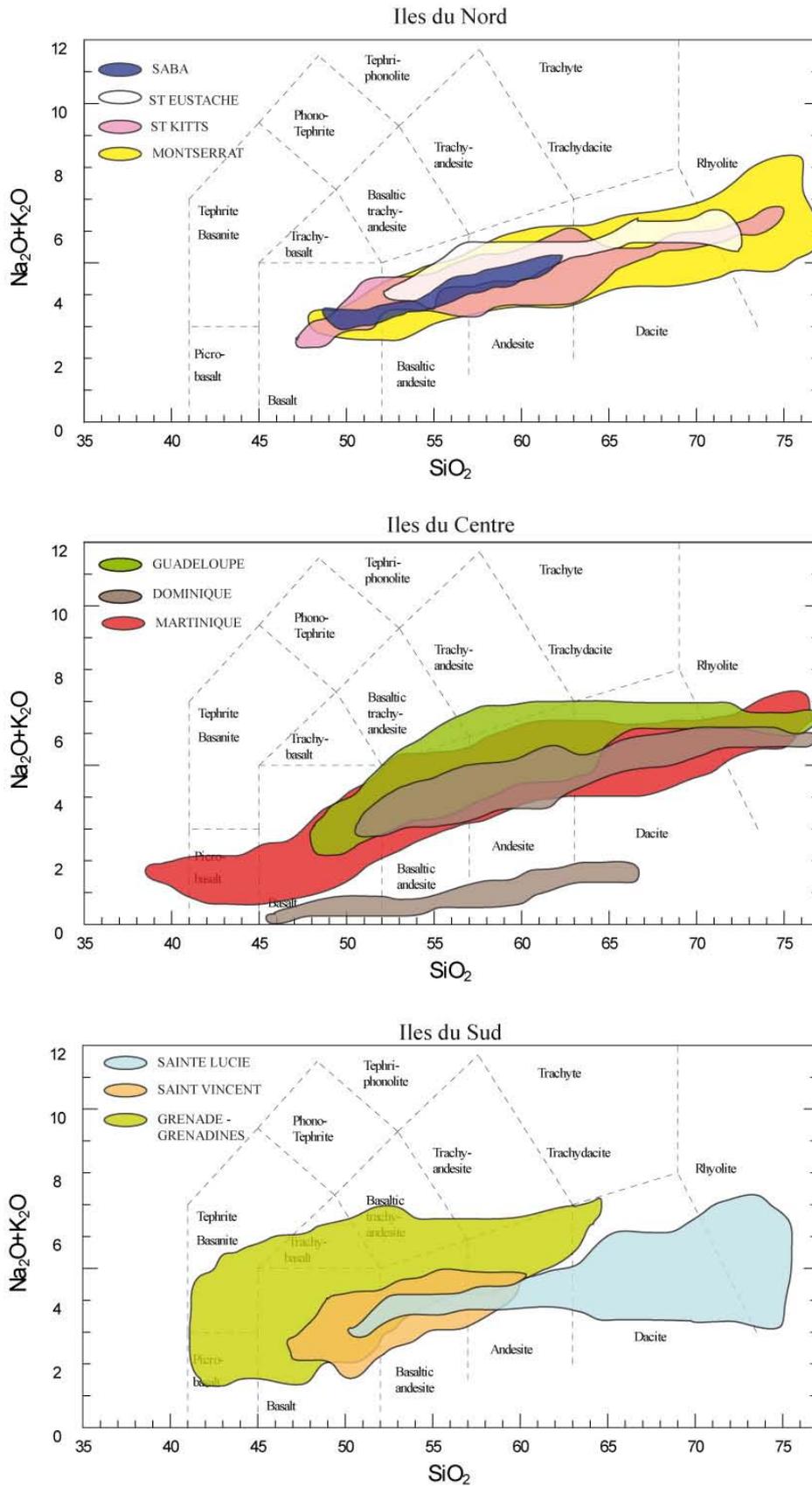


Figure I-8

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).

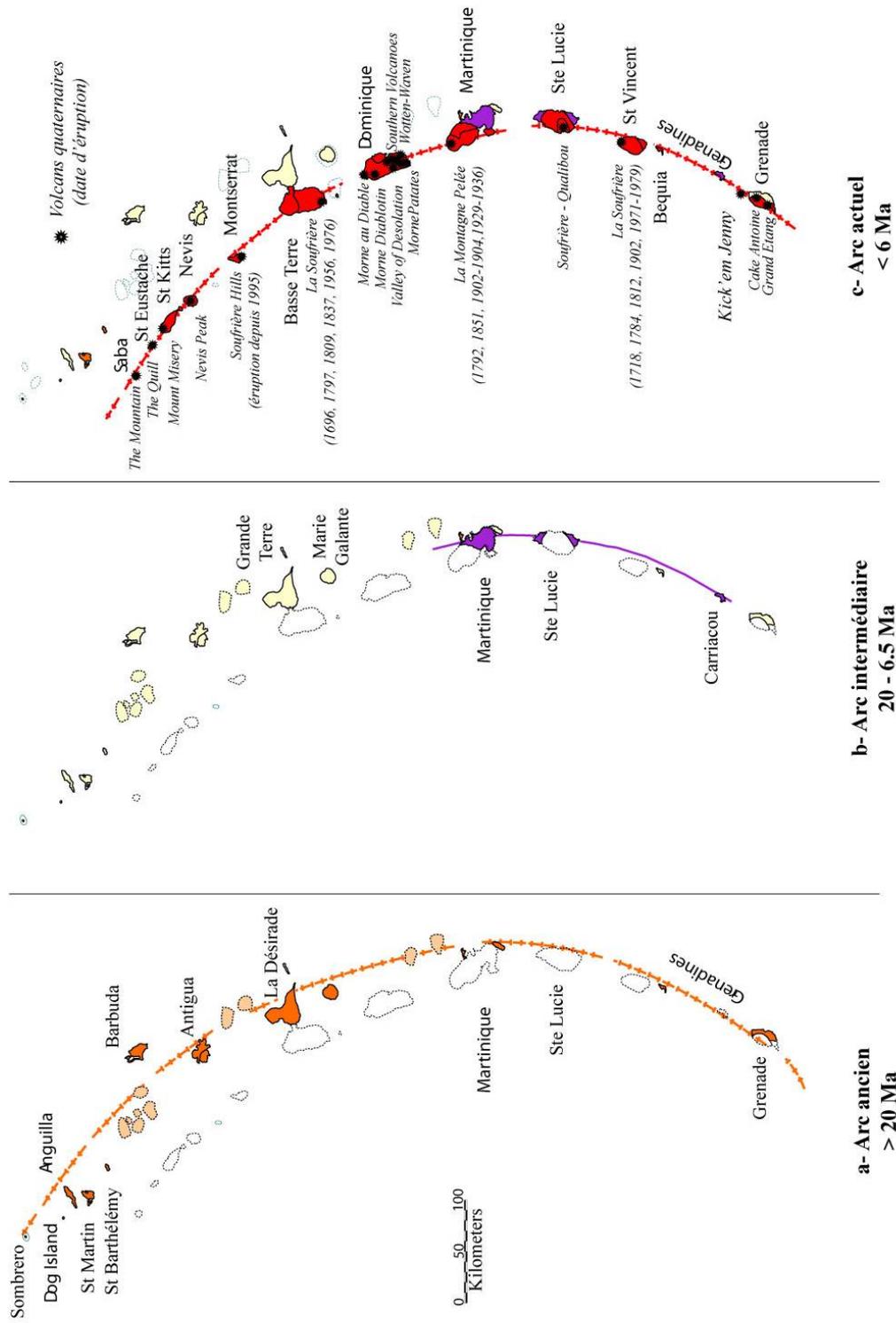


Figure I-9

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).

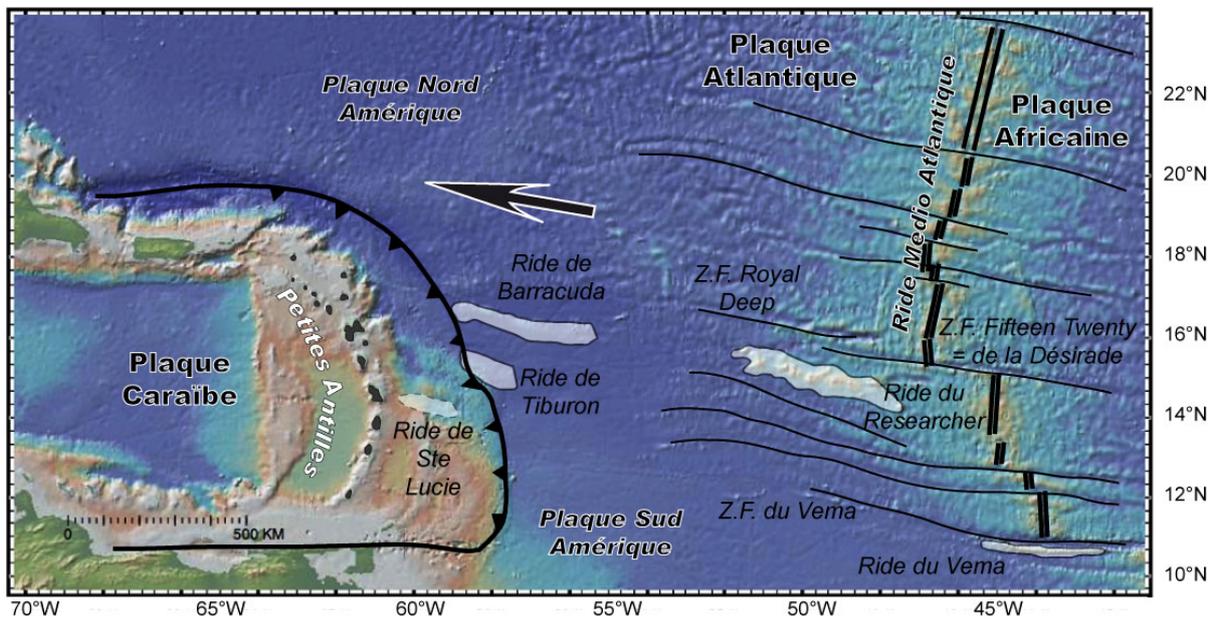


Figure I-10a

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

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

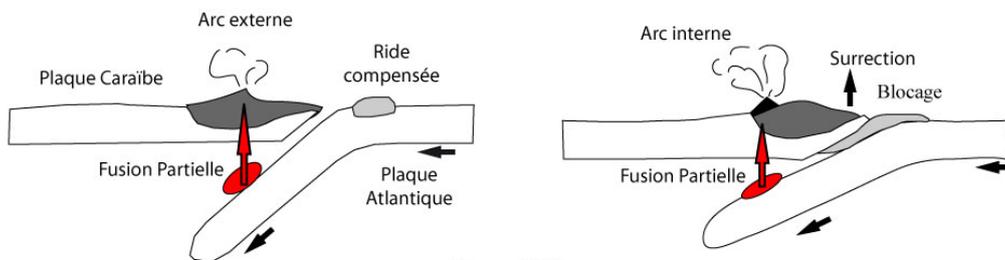


Figure I-10b

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 km², 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.

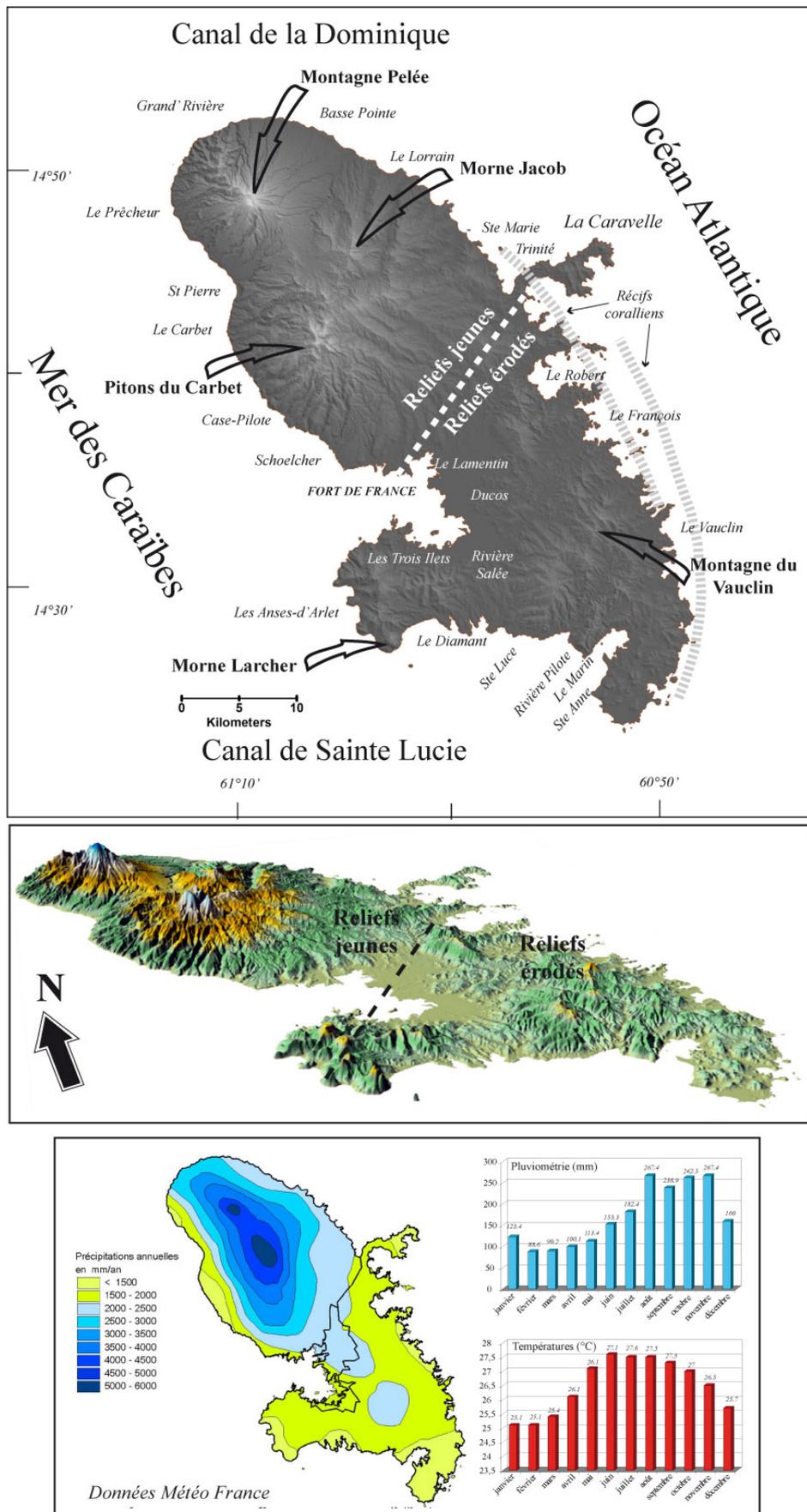


Figure I-11

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).

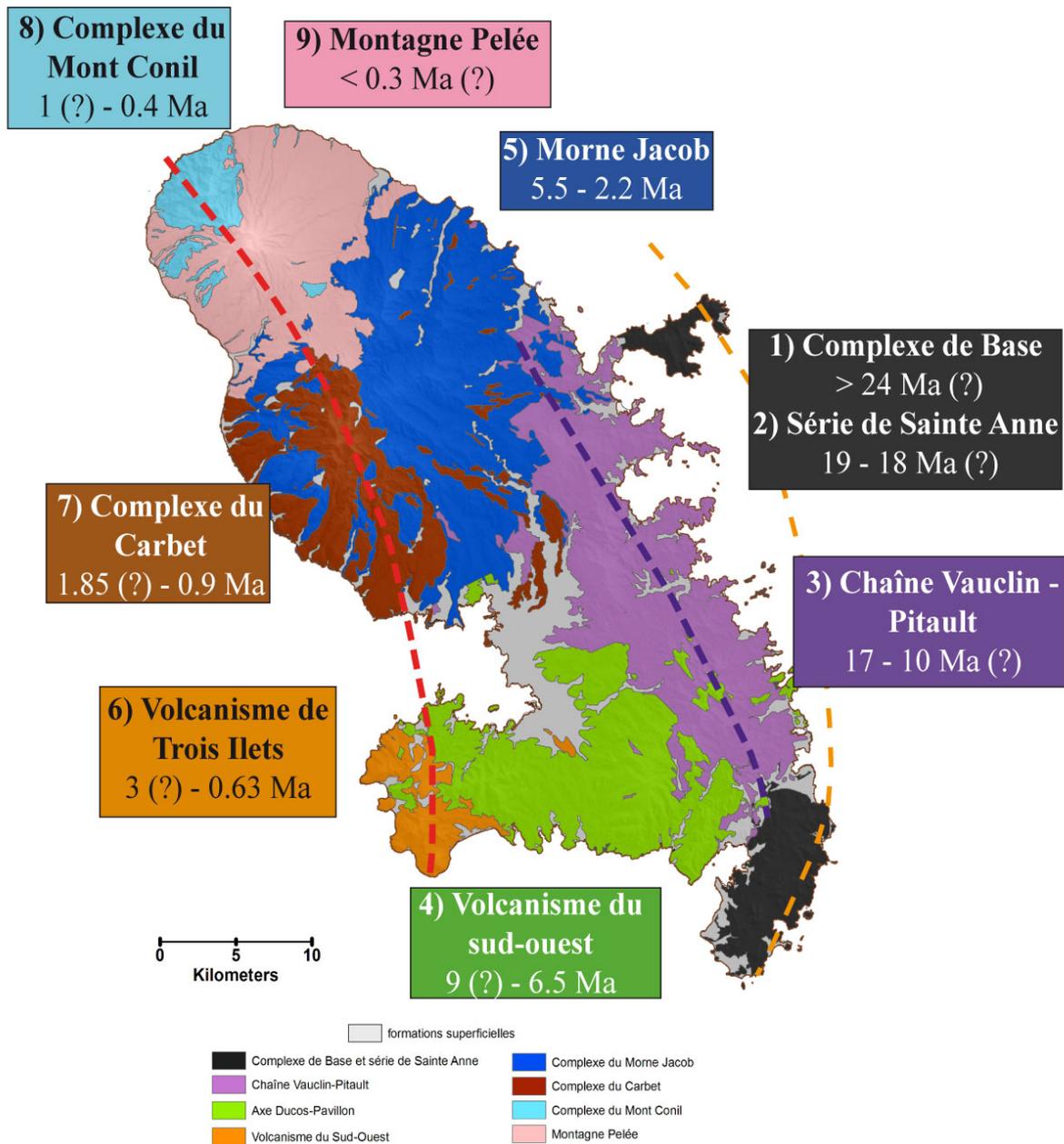


Figure I-12

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 % SiO₂) 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 km³ (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 ± 11 ka, et que les Pitons du Carbet s.s. ont un âge moyen de mise en place de 337 ± 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^3 , 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.

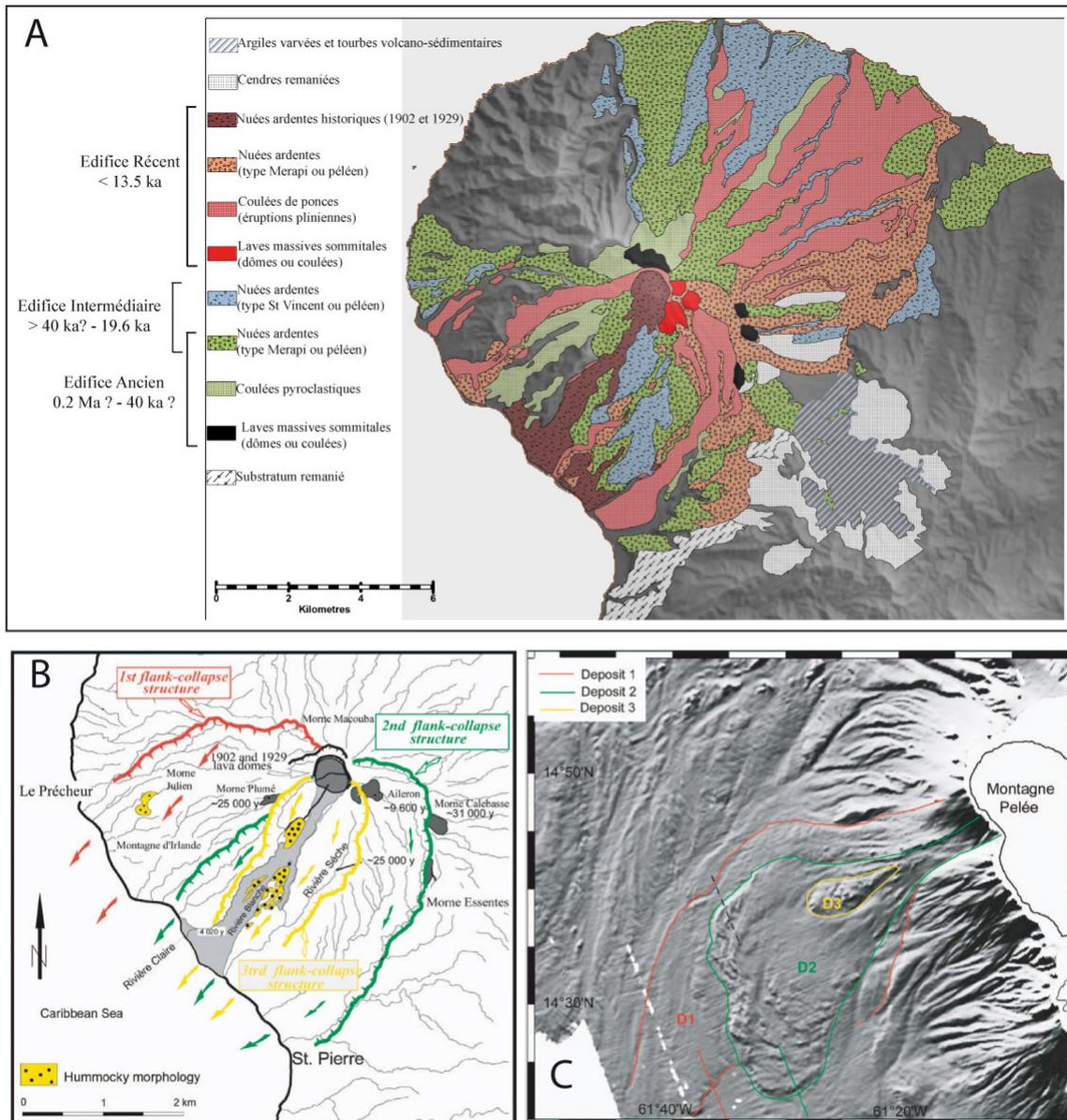


Figure I-13

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, TiO_2 (<1,5%) et des teneurs élevées en Al_2O_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).

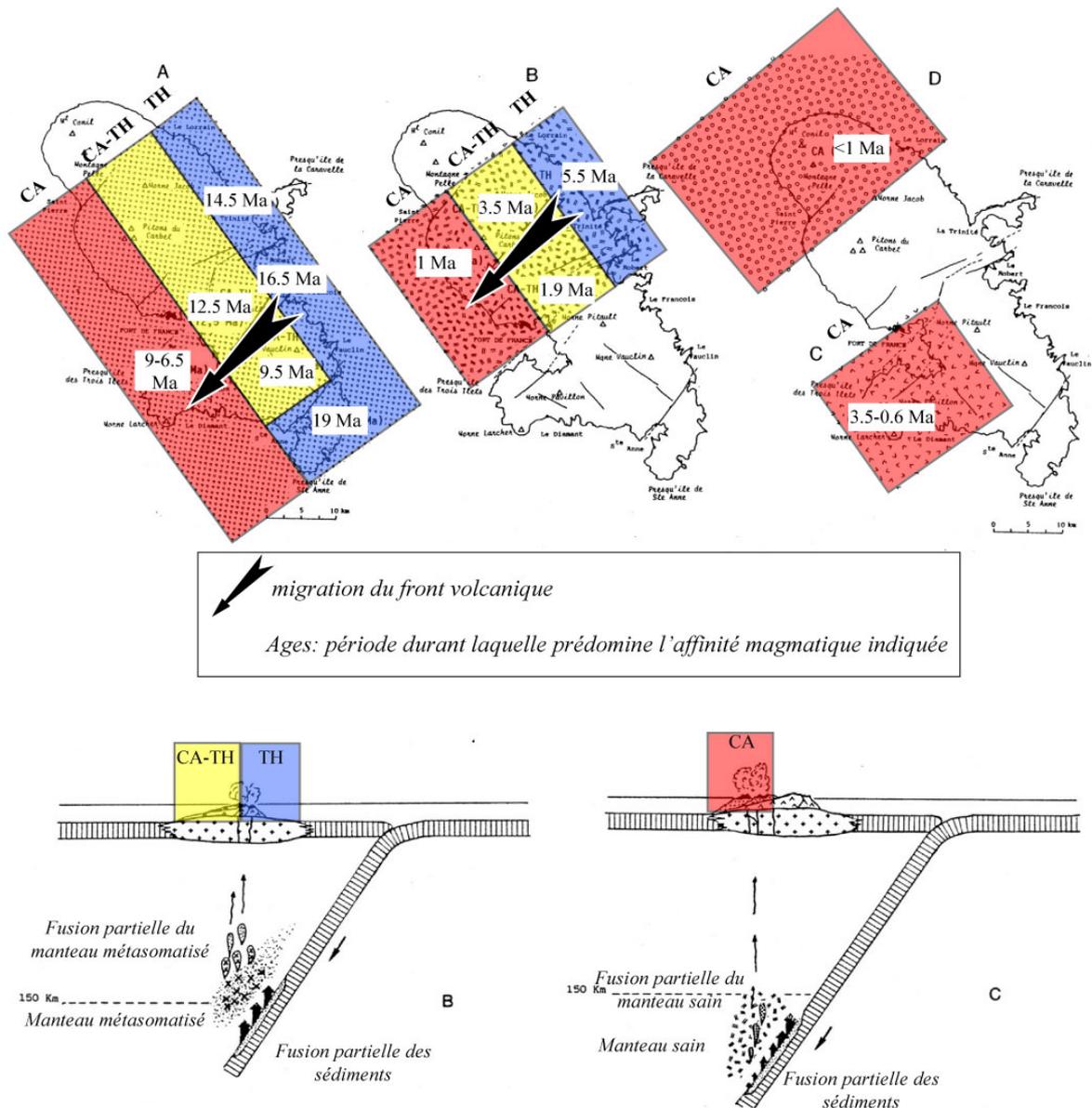


Figure I-14

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

TH: laves tholéïtiques; CA-TH: laves calco-alcalines à minéralogie tholéïtique, 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.

Chapitre 2 :

Matériel : échantillonnage et
pétrographie

Introduction

Cette étude a nécessité une méthodologie appropriée à la technique de datation K-Ar Cassinol-Gillot (Cassinol et Gillot, 1982), c'est-à-dire une reconnaissance préalable du terrain grâce aux MNT, cartes topographiques et géologiques disponibles, puis à un échantillonnage appliqué. Deux missions de trois semaines sur le terrain ont eu lieu en février-mars 2006 puis en mars-avril 2007, avec Shasa Labanieh (doctorante au LGCA, Grenoble), Xavier Quidelleur, Pierre Lahitte, Sylvain Charbonnier (doctorant à Keele, UK).

La carte géologique (1 :50 000, Westercamp et al., 1989) superposée au MNT (1 :50000) est représentée sur la figure II- 1, avec la localisation des échantillons étudiés au cours des études précédentes (Westercamp *et al.*, 1989). J'ai réalisé une synthèse de cette carte afin de la rendre utilisable sous des logiciels de SIG et pouvoir ainsi exploiter les données géologiques comme la nature des terrains, leur attribution stratigraphique, etc... Pour cela, j'ai redessiné l'ensemble des unités géologiques auxquelles j'ai attribué un code couleur RVB propre à chacune d'elles. Cette carte vectorielle a été exportée et géoréférencée sous le logiciel ARC GIS 9.1 (ESRI©) afin d'être superposable aux cartes IGN, géologique et au MNT (figure II- 2).

Nous allons à présent nous appuyer sur cette figure pour détailler les terrains échantillonnés, des plus anciens à ceux de la Montagne Pelée. La pétrographie des lames minces est résumée dans la Table II-1. À cause de leur nature, ou plus certainement de leur altération, certaines roches ont réagi avec la colle lors de leur lithopréparation et ont donc été volontairement exclues de l'étude pétrographique et géochronologique (échantillons 06MT12, 07MT78, 07MT86, 07MT91, 07MT111, 07MT116).

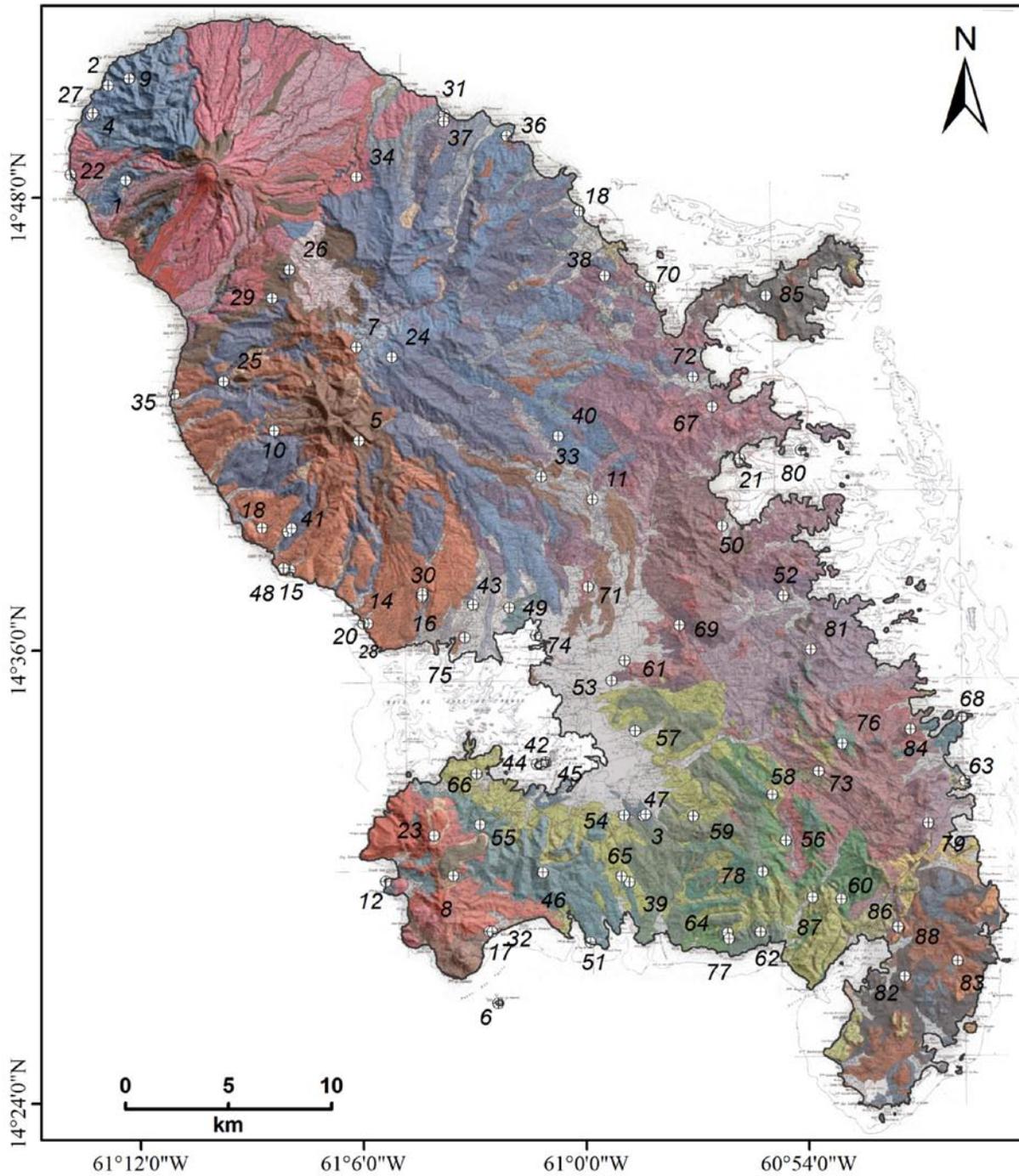


Figure II-1

Carte géologique de l'île de la Martinique superposée au MNT et position des échantillons analysés lors des précédentes études (Nagle et Stipp, 1976; Briden et al., 1979; Andreieff et al., 1988; Westercamp et al., 1989).

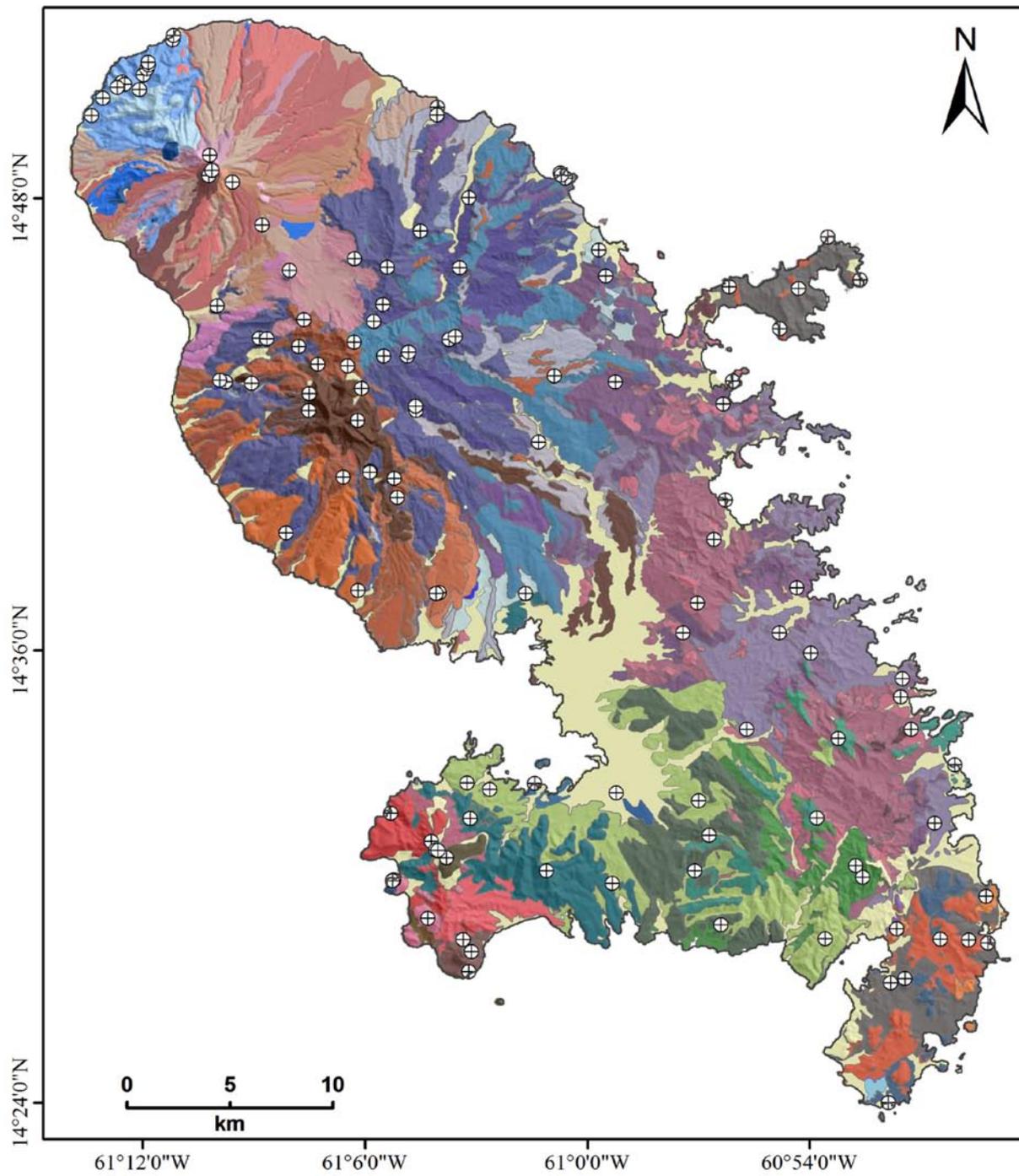


Figure II-2a

Synthèse de la carte géologique de l'île de la Martinique (d'après la carte de la figure II-1; Westercamp et al., 1989), superposée au MNT, et localisation des 123 échantillons analysés lors de cette étude.

Les noms des échantillons sont détaillés dans les figures suivantes.

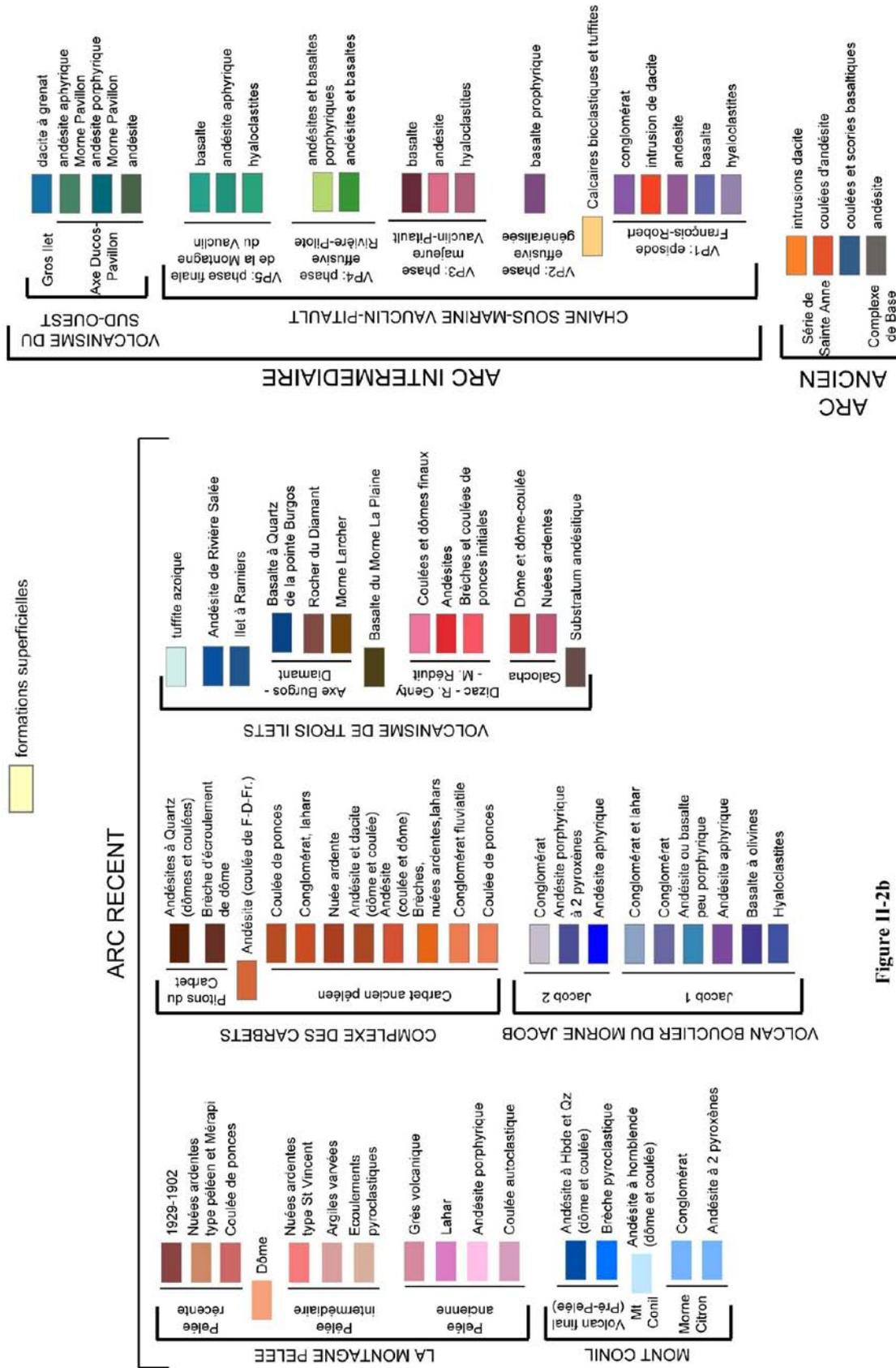


Figure II-2b

Legende de la carte géologique simplifiée illustrée en Figure II-2a, modifiée d'après Westercamp et al., 1989.

Table II-1 : Synthèse de l'étude pétrographique des lames minces de la Martinique

	Nom	Roche	%vol.	PHENOCRISTAUX								MESOSTASE					text
				Ol	Opx	Cpx	Amp	Bt	Qz	Plg	Gt	Pyx	Amp	Plg	Oxydes	Verre	
Complexe de Base	07MT82	BA	10-20			xx					xxx	x	xxx	x	x	porph.	
	07MT113	And	40			xx				xxx		xxx	x	x	porph.		
	07MT115	And	10-20			alt				xxx		xxx			porph.		
Série de Sainte Anne	06MT67	Da	5		xx					xxx		xxx	xx	xx	micr-flu		
	06MT66	Rhy	5			x				xxx		xxx	xx	xx	micr-flu		
	06MT53	And	10-20		xx	xx				xxx	x	xx	xx	xx	sériee		
	07MT80	B	30-40		xx	xx				xxx	x	xx	xx	xx	sériee		
	07MT79	And	1			x				x		xxxx			micr-flu		
	07MT114	And	20-30		xx	xx				xxx	x	xx	xx	xx	sériee		
	06MT68	B	20-30	xx serp		x				xxx		xx	x	xx	sériee		
	06MT54	BA	40		x	xx				xxx	x	x	x	xx	sériee		
	07MT81	BA	20		x	xx				xxx	x	x	x	xx	micr-flu		
07MT83	Rhy	3			x				xxx		xxx	xx	xx	micr-flu			
Vauclin-Piault 1: Phase sous-marine	07MT108	Bthol	10-15							xxx	xx	xxx	x		sériee		
	06MT73	Da	2-5			x				xx		xx	x	xx	micr-flu		
	07MT96	Bthol	10	x		x				xx	x	x	x	x	porph.		
	07MT97	And	2-5			x				xx		xxx			micr-flu		
	07MT105	bth	10							xxx	xx	xx	xx	x	sériee		
	06MT70	BA	5			xx				xxx		xxx	x	x	micr-flu		
	07MT104	BA	6			xx				xxx		xxx	x	xxx	micr-flu		
	07MT103	Da	3			xx				xxx		xxx	x	xxx	micr-flu		
	07MT95	Bthol	5		x	xx				xx		xxx			interst.		
	06MT64	Bthol	aphy		x	x				xx	x	xx			micr-flu		
	07MT98	And	10		x	x				xx		xx	x	x	porph.		
06MT63	And	5		x	x				xxx		xx	xx	x	porph.			
07MT110	BA	5			xx				xxx	x	x	x	xx	porph.			
Vauclin-Piault 1: Phase aérienne	06MT69	Bthol	1-3							xx	xx	xxx	x	x	micr-flu		
	07MT89	And	30		xx	x				xxx		x		xxx	porph.		
	06MT71	Bthol	5-10	x		x				xxx	x	xxx		x	porph.		
	07MT94	BA	3			x				xxx		x		xx	micr-flu		
	06MT74	And	5							xx				xxx	cryptocrist.		
	07MT90	BA	30		xx	x				xxx		x		xxx	sériee		
	07MT75	And	30		xx	x				xxx		x		xxx	sériee		
	06MT65	And	30		xx	x				xxx		x		xxx	sériee		
	07MT85	And	40		x	xx				xxx		x		xx	sériee		
07MT84	B	10	x		xx				xxxx	x	xxx	x	x	micr-flu			
Sud-Ouest	06MT60	And	30-40			xx				xxx				xxx	sériee		
	07MT76	And	30-40			xx				xxx		x		x	sériee		
	07MT92	BA	30-40			xx				xxx		x		x	sériee		
	06MT72	Da	40				xx	xx	xx	x				xx	sériee		
	07MT93	And	30-40			xx				xxx		x		x	sériee		

Table II-1 : Synthèse de l'étude pétrographique des lames minces de la Martinique

	Nom	Roche	%vol.	PHENOCRISTAUX							MESOSTASE					text
				Ol	Opx	Cpx	Amp	Bt	Qz	Plg	Gt	Pyx	Amp	Plg	Oxydes	
Trois Îlets	06MT56	And	25			x	x		x	xxx				xx	sériee	
	07MT87	And	30			x	x	x		xxx				xx	sériee	
	06MT58	BA	15	x		x			x	xx	x		x	x	micro-flu	
	07MT88	And	25-30			xx				xxx				xx	sériee	
	06MT55	And	30			xx				xxx			x	x	sériee	
	06MT57	And	40				xx			xx		x	x	xx	sériee	
	06MT59	And	40			xx	x			xx	x		x	xx	sériee	
	06MT61	BA	10-15	xx		x				x			xx	xx	sériee	
	06MT62	BA	40-50			xx				xxx			x	xx	sériee	
Jacob I	06MT23	BA	5-10	x		x				XX	x		xxx		micro-flu	
	06MT32	Bthol	10-15	x		x				XX	x		xxx		micro-flu	
	06MT33	Bthol	7-10	x		x				XX	x		xxx		micro-flu	
	06MT34	BA	10-15	x		x				XX	x		xxx		micro-flu	
	07MT112	Bthol	7-10	x		x				XX	x		xxx		micro-flu	
	07MT117	Bthol	7-10	x		x				XX	x		xxx		micro-flu	
	06MT22	And	10-15			xx				XXX	x		xxx	x	micro-flu	
Jacob 2	04MT08	And	1-5		x	x				X	x		xxx	xx	cryptocrist.	
	07MT120	And	1-5		x	x				X	x		xxx	xx	cryptocrist.	
	04MT01	And	25		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	04MT04	And	20-30		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT10	And	20-30		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT13	And	20-30		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT14	And	40		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT12	BA	40		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT15	And	40		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT16	BA	40		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT19	And	40		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT20	BA	10-15		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT24	And	20-30		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT25	And	20-30		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT30	BA			x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	07MT101	And	20		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	06MT38	And	20		x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	
	07MT118	BA			x	xx				XXX	x		xxx	xx	sériee	

Table II-1 : Synthèse de l'étude pétrographique des lames minces de la Martinique

	Nom	Roche	%vol.	PHENOCRISTAUX								MESOSTASE					text	
				Ol	Opx	Cpx	Amp	Bt	Qz	Plg	Gt	Pyx	Amp	Plg	Oxydes	Verre		
Carbet 1	04MT06	And	25		x	x	x			x	XXX		x		x		x	sériee
	06MT21	And	25		x	x	x			x	XXX		x		x		x	sériee
	06MT36	Da	25		x	x	x			x	XXX		x		x		x	sériee
	07MT123	And	25		x	x	x			x	XXX		x		x		x	sériee
Carbet 2	ALMA	And	25		x	x	x	XX	XX	XXX		x		x		x		sériee
	04MT02	And	25		x	x	x	XX	XX	XXX		x		x		x		sériee
	06MT37	BA	25		x	x	x	XX	XX	XXX		x		x		x		sériee
	07MT121	And	25		x	x	x	XX	XX	XXX		x		x		x		sériee
Conil	06MT18	And	10-15			X	xx			XXX				xx		xx		micro-flu
	06MT42	And	15-20		x	X	xx			XXX				xx		xx		micro-flu
	06MT28	And	10-15			X	xx			XXX				xx		xx		micro-flu
	06MT40	And	15-25	x	x		XX			xxx				xx		xx		sériee
	06MT47	And	15-25	x	x		XX			xxx				xx		xx		sériee
	06MT48	And	15-25	x	x		XX			xxx				xx		xx		sériee
Pelée	06Mt26	And	30			xxx	x			xxxx						xx		sériee
	06MT49	And	31			xxx	xx			xxxx				xx		xxx		sériee
	06MT50	And	32			xxx				xxxx						xx		sériee
	06MT51	And	33			xxx				xxxx						xx		sériee
	06MT52	And	34			xxx				xxxx						xx		sériee

Légende :

- Roche : BA : basalte-andésitique ; Bthol : Basalte tholéiitique ; B : Basalte ; And : Andésite ; Da : Dacite ; Rhy : Rhyolite (classification d'après les données géochimiques de Shasa Labanieh, Thèse en cours au LGCA, Université Joseph Fourier, Grenoble).

- Texture : porph. : porphyrique (phénocristaux de grande taille entourés de microcristaux de la mésostase) ; micr-flu : microlithique fluidale (baguettes de plagioclases plus ou moins orientées) ; sériee : cristaux de taille variée mais continue au sein d'une même espèce minérale ; interst. : interstale (les espaces entre les lattes de plagioclases sont occupés par des cristaux de pyroxène, olivine ou opaques) ; cryptocrist. : cryptocristalline.

1. Arc Ancien

L'étude de la carte géologique nous a permis de mettre en évidence des lacunes quant à la connaissance des dépôts de l'arc ancien. En effet, ces terrains étant trop altérés pour pouvoir être datés selon les techniques utilisées à l'époque, les auteurs avaient préféré rejeter l'ensemble de leurs résultats (Westercamp *et al.*, 1989). Il nous apparut donc nécessaire d'échantillonner un maximum de ces formations sur les péninsules de Sainte Anne et de la Caravelle pour réaliser des datations absolues. Comme les laves massives sont très anciennes (Oligocène), les dépôts sont très érodés, mais l'étude du MNT et de la carte topographique nous a permis de repérer les affleurements potentiels : falaises, cônes stromboliens conservés, anciennes carrières, etc. Nous avons ainsi prélevé 14 échantillons de coulées de lave massive appartenant au Complexe de Base et à la série de Sainte Anne sur les presqu'îles de la Caravelle (figure II-3a) et de Sainte Anne (figure II-3b).

Les affleurements se présentent sous la forme de coulées de lave massive plus ou moins prismées, avec quelques fois un débit en lauzes. La roche est une andésite sombre, peu porphyrique à petits cristaux de pyroxène et plagioclase qui se distinguent à l'œil nu. En lame mince, on constate de légères différences entre les roches du Complexe de Base et celles de la Série de Sainte Anne. Les andésites du Complexe de Base ont une cristallinité de 10 à 40 %, présentant une texture porphyrique à grains moyens (de 500 μm à 2 mm). Comme pour toutes les roches de la Martinique, la phase minérale qui domine est le plagioclase. Ce minéral est à la fois présent sous forme de phénocristaux de tailles variées, et de microlithes dans la mésostase. On trouve ensuite des clinopyroxènes, quelquefois très altérés. La mésostase est assez vitreuse, avec des baguettes de plagioclases, de la magnétite et de rares pyroxènes micrométriques. La Série de Sainte Anne est caractérisée par des roches plus basiques à

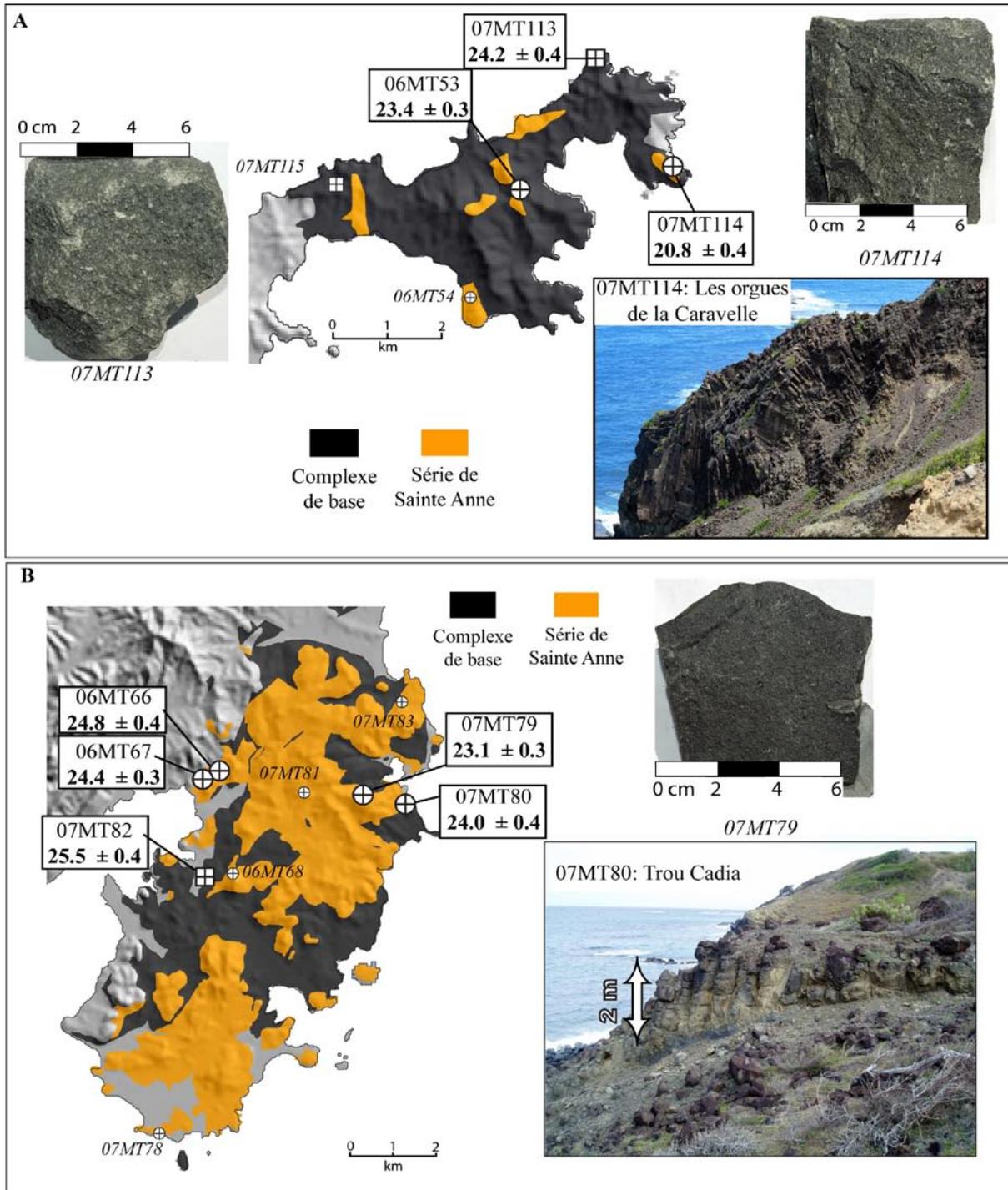


Figure II-3a

Localisation des échantillons et âges K-Ar obtenus lors de cette étude, appartenant à l'Arc Ancien au niveau de (A) la presqu'île de la Caravelle et (B) la presqu'île de Sainte Anne.

Exemples d'affleurements et de roches.

Les symboles carrés représentent les échantillons du Complexe de Base, les ronds ceux de la Série de Sainte Anne.

Les âges sont en Ma (Millions d'années).

Les symboles plus petits et dont les noms sont écrits en italique sont ceux qui n'ont pas été datés (idem sur les figures suivantes).

andésitiques, à texture microlithique plus ou moins fluidale, ou à texture sériée. On trouve 3 à 40 % de cristaux de tailles allant de quelques dizaines de microns à quelques millimètres. À nouveau, les phénocristaux de plagioclases sont majoritaires, et associés à des clinopyroxènes, orthopyroxènes et quelques olivines serpentinisées. La mésostase est de nature comparable aux roches du Complexe de Base avec toutefois une quantité non négligeable de verre.

Après un examen détaillé des lames minces, huit échantillons ont été sélectionnés puis préparés selon le protocole décrit en annexe 1 pour effectuer des datations K-Ar. L'ensemble des résultats et les interprétations qui en sont issues sont présentés dans le chapitre III de ce manuscrit.



Figure II-3b

Exemples de lames minces des roches du Complexe de Base et de la Série de Sainte Anne.

L'échelle est indiquée en millimètres.

2. Arc intermédiaire

2.1. La chaîne Vauclin-Pitault

La chaîne sous-marine Vauclin-Pitault étant le seul endroit de l'arc des Petites Antilles où affleurent des terrains du Miocène Inférieur, il était important de pouvoir échantillonner et dater ces formations afin de compléter les études précédentes. Il s'est avéré assez difficile de trouver des affleurements de lave massive car la chaîne est en grande partie constituée de hyaloclastites, matériel fragmenté qui, quand il est trop riche en fluides, ne peut être daté par notre méthode.

Nous avons donc échantillonné 14 sites au niveau de fronts de taille de carrières en activité et abandonnées, au niveau de falaises, ou encore sur des affleurements révélés par des travaux de construction (figure II-4a).

Les laves affleurent sous la forme de coulées prismées, souvent débitées en lauzes. Il s'est avéré que certaines roches prélevées dans les carrières aient été fracturées par les dynamitages successifs, favorisant la formation de microfractures et la circulation de fluides.

La Chaîne Vauclin-Pitault a été recensée comme intensément hydrothermalisée avec des gisements de zéolite, barytine, calcite, gypse et pyrite (Westercamp et Tazieff, 1980). Certains échantillons présentant donc des minéraux de calcification et zéolitisation ont été exclus de l'étude. Seulement quatre sites ont pu être datés : 06MT73, 07MT96, 07MT97 et 07MT105.

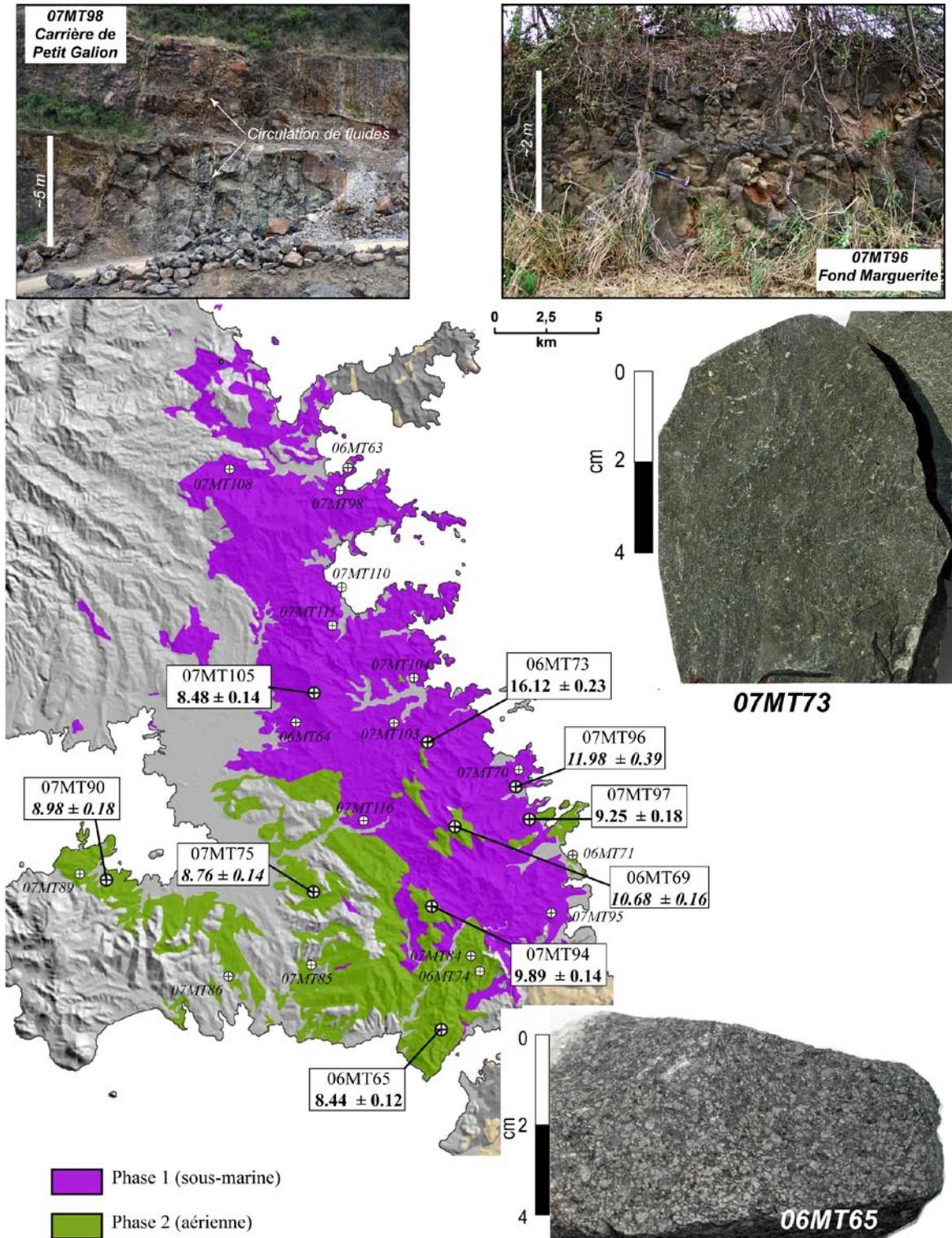


Figure II-4a

Localisation des échantillons de la chaîne Vauchin-Pitault appartenant à l'arc intermédiaire, et âges K-Ar obtenus lors de cette étude. Exemples d'affleurements et de roches.

Les âges sont en Ma (Millions d'années). Les symboles plus petits et dont les noms sont écrits en italique n'ont pas été datés.

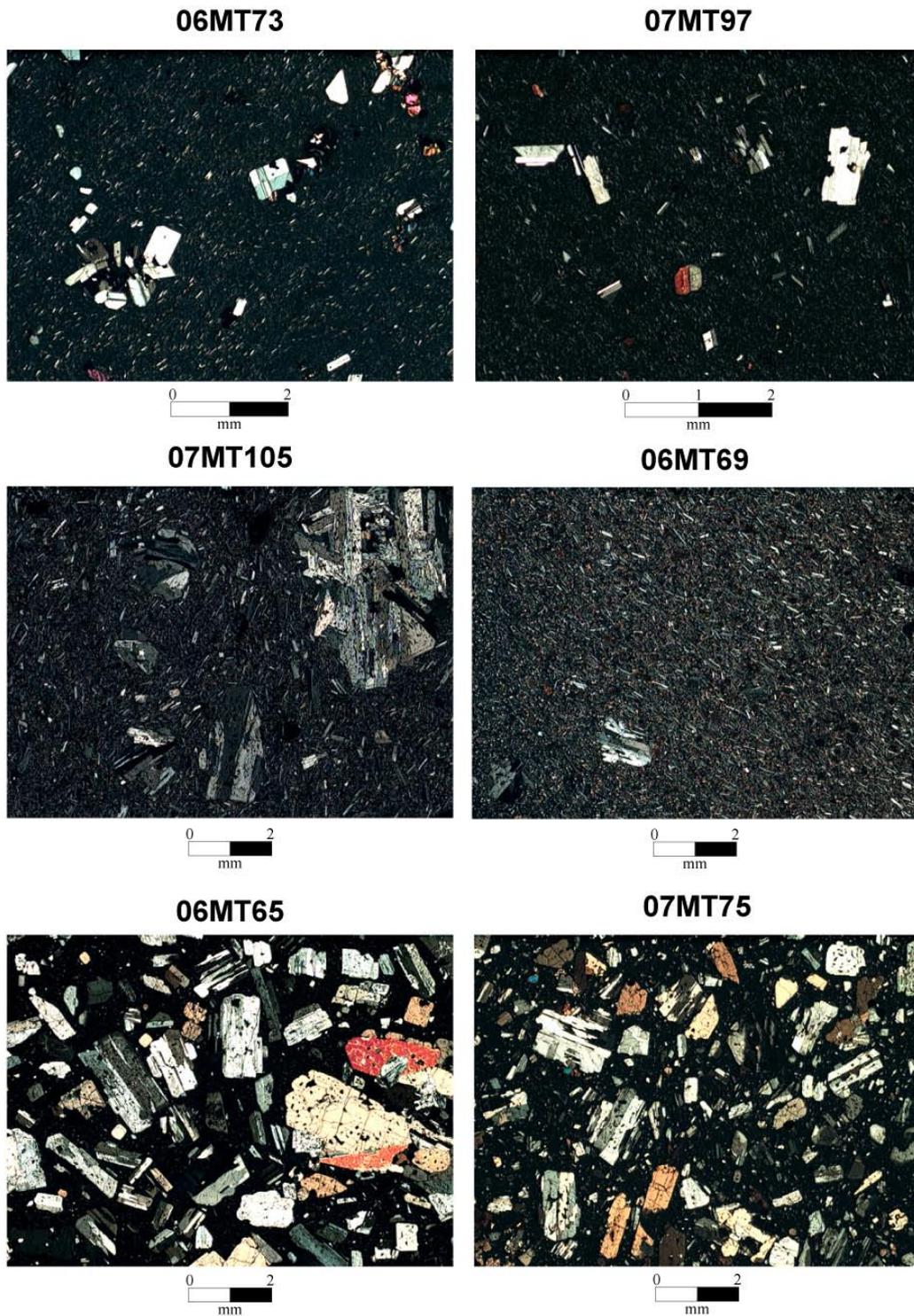


Figure II-4b

Exemples de lames minces des roches de la chaîne Vauclin-Pitault

L'échelle est indiquée en millimètres.

Les roches ont le même aspect, c'est-à-dire très sombres et à grains fins. Ce sont en majorité des basaltes tholéïtiques, des basaltes et des basaltes andésitiques, qui affleurent sous forme de coulées très épaisses, plus ou moins prismées, recoupées par des dykes de lave aphyrique (07MT97 par exemple). Dans la région du Vauclin, les laves sont débitées en coussins (Pointe Faula, 06MT71).

En lame mince (figure II-4b), il ne semble pas y avoir de différence entre les deux phases principales d'activité de cette chaîne (sous-marine puis aérienne) si ce n'est le degré de cristallinité qui est supérieur dans les laves de la phase finale aérienne (5 à 40 %) par rapport à la phase sous-marine (2 à 10 %). On trouve également quelques laves aphyriques (06MT64). Les roches sont indifféremment à texture sériée (tailles de quelques microns à quelques millimètres), porphyrique (200-500 μm) ou microlithique fluidale (rares phénocristaux de 200 μm au maximum). Le plagioclase est associé au clinopyroxène, et l'on note la présence de petits orthopyroxènes et olivines. La mésostase est constituée de baguettes de plagioclase, de verre, d'oxydes et de pyroxènes.

2.2. Volcanisme du Sud-Ouest martiniquais : Axe Ducos-Pavillon

L'axe Ducos-Pavillon est caractérisé par une mise en place effusive en milieu aérien, depuis un axe Ducos - Rivière-Pilote jusqu'à l'extrémité ouest de la presqu'île de Trois Ilets. Dix-huit affleurements ont été échantillonnés le long de cet axe est-ouest afin d'avoir de nouveaux âges K-Ar, mais aussi de mieux contraindre la migration du volcanisme et la durée d'activité de cette chaîne. Les laves sont principalement des andésites porphyriques sombres à grains fins (figure II-5).

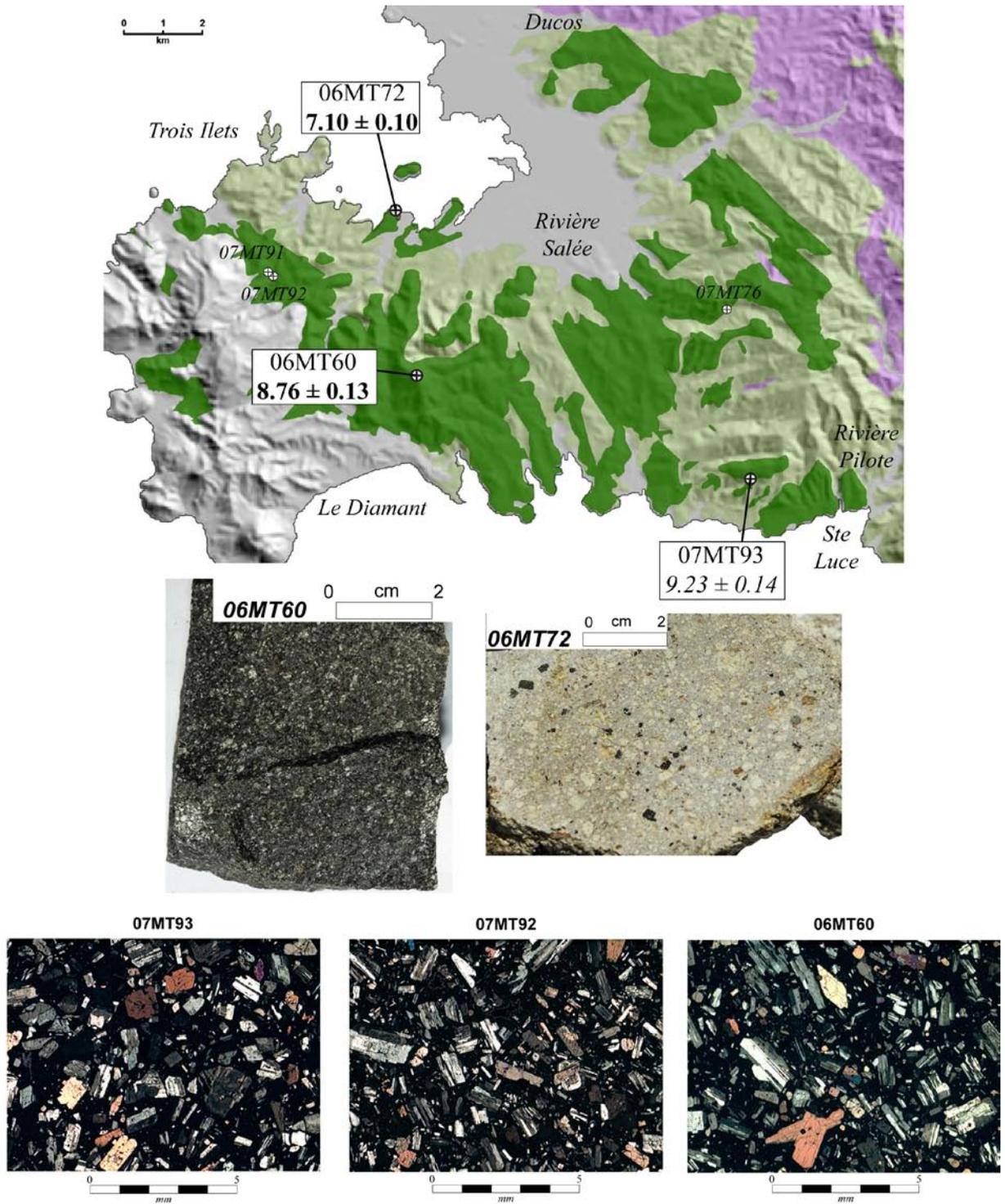


Figure II-5

Localisation des échantillons du Sud-ouest martiniquais appartenant à l'arc intermédiaire, et nouveaux âges K-Ar (cette étude). Exemples d'affleurements et de roches.

Les âges sont donnés en Ma (Millions d'années). Les symboles plus petits et dont les noms sont écrits en italique sont ceux qui n'ont pas été datés.

Les roches ont une cristallinité de 30 – 40%, avec une texture sériée pour des tailles de phénocristaux allant de 100 µm à quelques mm. Ce sont des plagioclases et des clinopyroxènes exclusivement. La mésostase est plutôt vitreuse, avec toutefois quelques baguettes et petits cristaux de plagioclase. Seules les laves de Gros Ilet et du secteur de la Vatable (06MT72) s'individualisent sur le plan pétrographique. Il s'agit en effet d'une roche dacitique, très porphyrique à plagioclase, quartz, biotite et grenat, emballées dans une matrice vitreuse. Nous avons choisi de dater les échantillons 06MT60, 06MT72 (sur plagioclases) et 07MT93.

3. Arc récent

3.1. Volcanisme de la presqu'île des Trois Ilets

L'extrémité ouest de l'axe Ducos-Pavillon est caractérisée par un volcanisme particulier à cette région. Une série de petits édifices monogéniques alignés se sont construits avec des dynamismes et des faciès pétrographiques variés (figure II-6a). L'activité dans cette zone commence avec la mise en place de dépôts pyroclastiques de nature ponceuse ainsi que des dômes andésitiques dans la région de Galocha. Cette phase étant de nature pyroclastique, nous ne l'avons pas échantillonnée car ce type de dépôt est souvent très altéré en milieu tropical, et donc difficilement datable par K-Ar. Les mornes Clochette (06MT55) et Bigot (06MT62), puis Macabou, Roches Genty (07MT87), Morne Champagne (06MT57) et Morne Réduit sont associés à une phase explosive de type péleén en relation avec l'éruption de dômes et dômes-coulée. Dans le cas des Mornes Clochette (06MT55) et Bigot (06MT62), la roche est une andésite sombre porphyrique (30 à 50 % de cristaux), à plagioclase et pyroxène

(200 μm – 2 mm) (figure II-6b). L'andésite des Roches Genty (07MT87) et Morne Champagne (06MT57) est très claire et porphyrique (30- 40 % vol.), à cristaux millimétriques à centimétriques d'amphibole, plagioclase, et quelques biotites, emballés dans une matrice vitreuse (figure II-6b).

D'épaisses coulées de laves basaltiques porphyriques se sont mises en place au niveau du Morne La Plaine (06MT61), à la limite entre les laves du Morne Pavillon et de Galocha (figure II-6a). Il s'agit d'une lave sombre basaltique, peu porphyrique (10-15% vol.), à olivine, plagioclase et augite, dans une matrice à microlithes de plagioclase (figure II-6b).

Plusieurs petits volcans de dynamismes et pétrographies variés s'alignent le long d'un axe NW-SE. Le cône strombolien de la pointe Burgos (06MT58) est caractérisé par une lave basaltique de texture microlithique fluidale, qui contient des xénocristaux centimétriques de quartz, des petites olivines, des clinopyroxènes et des plagioclases (figure II-6b). Les quartz sont fortement déstabilisés et entourés d'une couronne de clinopyroxènes. De même, la bordure interne des plagioclases est fortement perturbée. Ce volcan a été largement étudié par Westercamp (1972,1980) et Gourgaud (1985) et résulterait d'un mélange de magmas basaltique et andésitique. À l'extrémité sud de cet axe, le morne Larcher (06MT59) est un stratovolcan constitué de lave massive et de produits pyroclastiques. La lave est une andésite porphyrique (25-40 % vol.) à plagioclase, clinopyroxène, amphibole et quartz. Un fait remarquable est la présence de méga- plagioclases mesurant une dizaine de centimètres de long sur quelques centimètres de large (figure II- 6a).

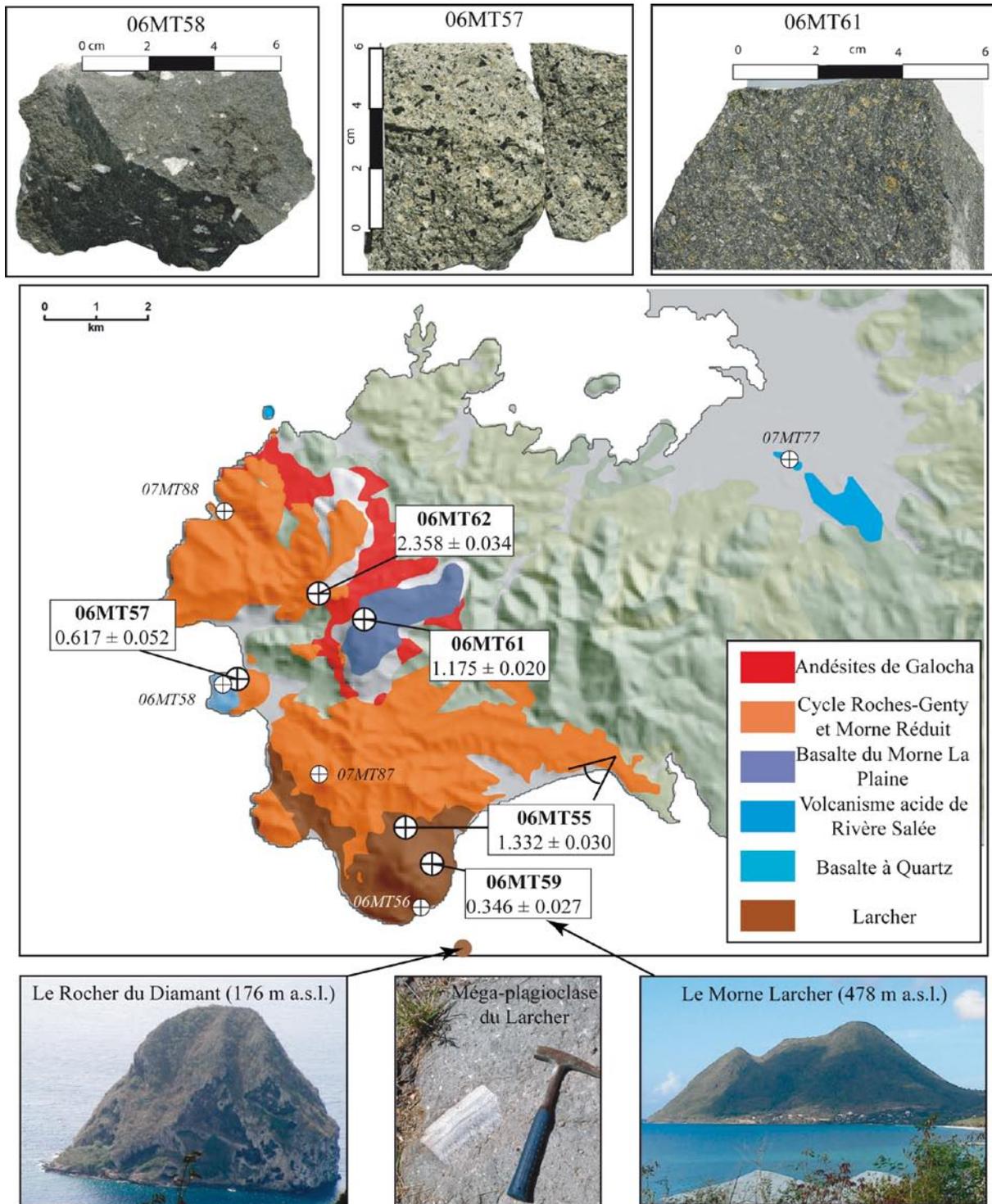


Figure II-6

Localisation des échantillons de la presqu'île de Trois Îlets appartenant à l'arc récent, et nouveaux âges K-Ar obtenus lors de cette étude. Exemples d'affleurements et de roches.

Les âges sont en Ma (millions d'années). Les symboles plus petits et dont les noms sont écrits en italique sont ceux qui n'ont pas été datés.

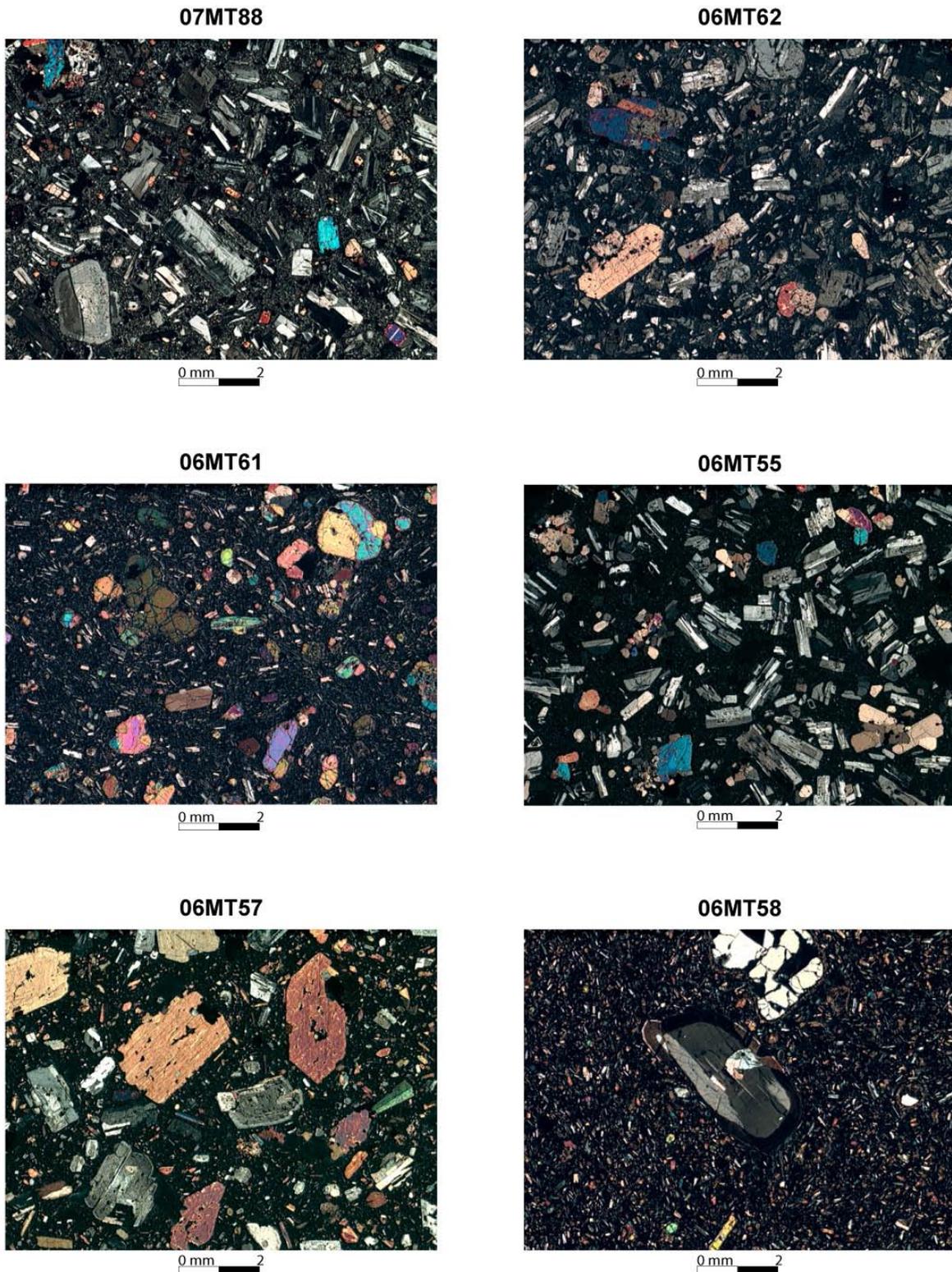


Figure II-6b

Exemples de lames minces des roches de la presqu'île de Trois Îlets.

L'échelle est indiquée en millimètres.

3.2. Le volcan bouclier du Morne Jacob

Le Morne Jacob (884 m) est le point culminant du complexe volcanique qui constitue le centre de l'île (figure II-7a). La morphologie des pentes de l'édifice et la nature des laves nous permet de comparer le complexe du Morne Jacob à un volcan bouclier. Les coulées basales sont prismées, plus ou moins altérées en boules et pelures d'oignon. Elles affleurent en périphérie et au centre du complexe à la faveur de l'érosion en fond de vallées, puis d'épaisses coulées de lave massive, prismées, recouvrent les épanchements de basaltes à olivine dans les secteurs de Sainte Marie, Gros Morne, et Piton Laroche. La roche de cette première phase (échantillons 06MT22, 06MT23, 06MT32, 06MT33, 06MT34, 06MT35, 06MT39, 07MT99, 07MT107, 07MT112, 07MT117 et 07MT118) est un basalte tholéiitique sombre, peu porphyrique (5 - 15 % vol.), à cristaux millimétriques d'olivine, plagioclase et clinopyroxène. La mésostase est de texture microlithique fluidale de même nature minéralogique (Table II.1, et figure II-7c).

Deux coulées épaisses d'une lave andésitique aphyrique affleurent dans la rivière du Carbet (04MT08 et 06MT08) et dans la rivière de Case Pilote (07MT120). Des coulées massives et épaisses (jusqu'à 100-200 m) s'épanchent ensuite dans toutes les directions depuis les reliefs centraux, jusqu'aux côtes caraïbes et le secteur de Saint Joseph, recouvrant les séries précédentes (échantillons 04MT01, 04MT04, 06MT10, 06MT11, 06MT12, 06MT13, 06MT14, 06MT15, 06MT16, 06MT17, 06MT19, 06MT20, 06MT24, 06MT25, 06MT30, 06MT38, 07MT100, 07MT101, 07MT106 et 07MT107, figure II-7b). La lave est une andésite sombre assez porphyrique (10 – 40 % vol.), à texture sériée (100 µm à 3 mm). Des plagioclases, clinopyroxènes et orthopyroxènes sont emballés dans une matrice à plagioclases, pyroxènes et verre (figure II-7c).

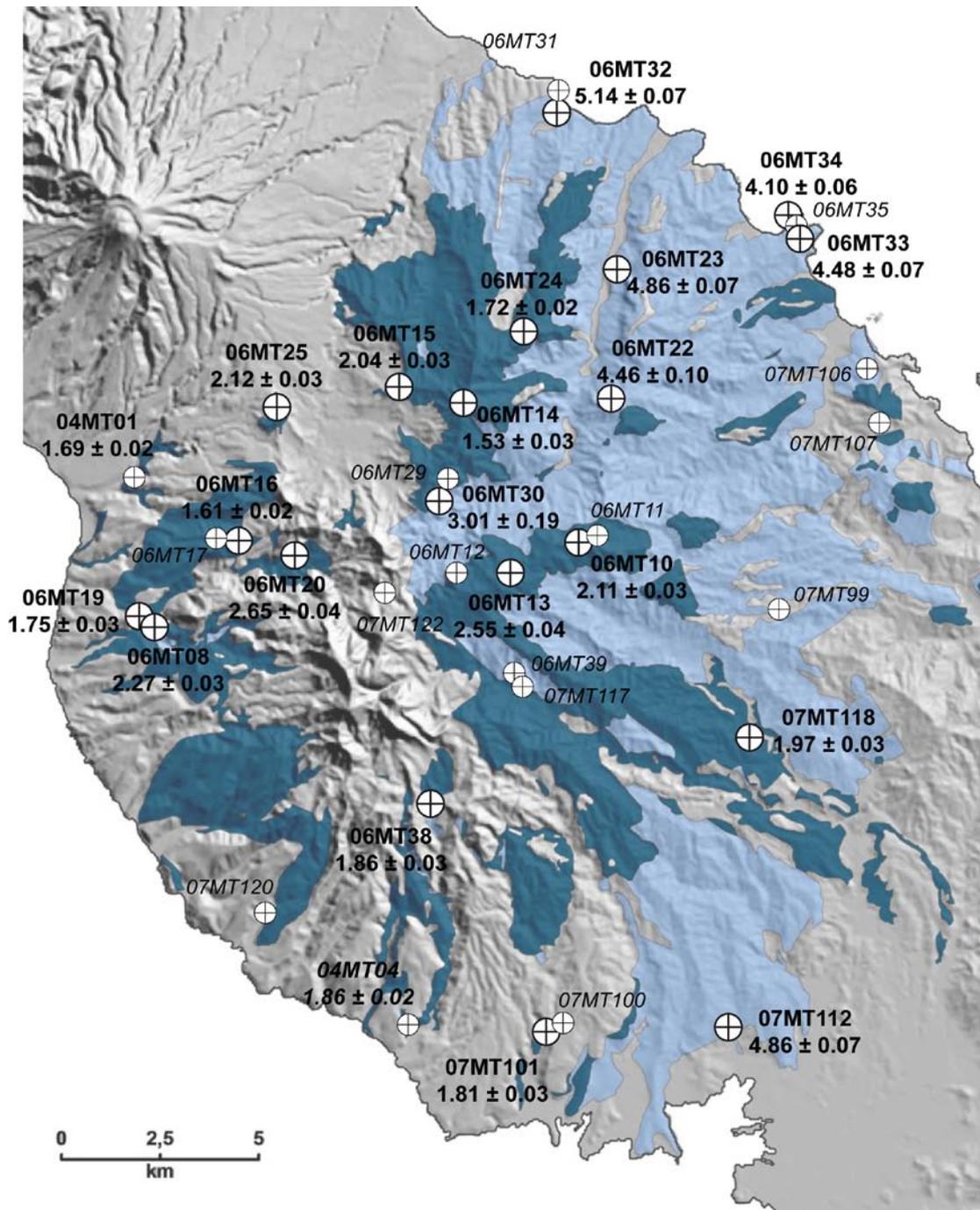


Figure II-7a

Localisation des échantillons du Morne Jacob (arc récent) et nouveaux âges K-Ar (cette étude et Samper et al., 2008)).

Les âges sont en Ma (Millions d'années). Les échantillons 04MT01 et 04MT04 ont été datés par Samper et al. (2008). Les symboles plus petits et dont les noms sont écrits en italique n'ont pas été datés.

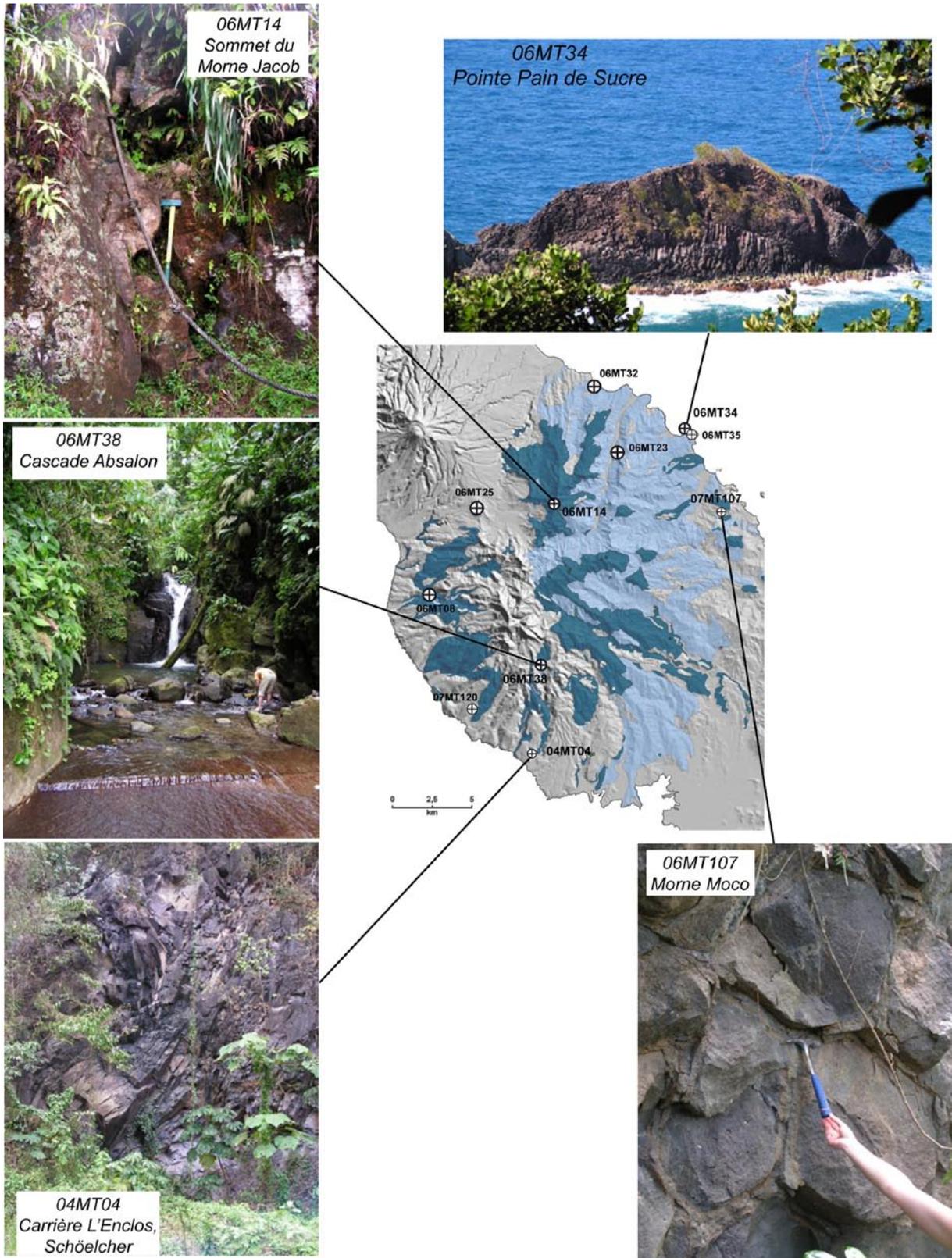


Figure II-7b

Exemples d'affleurements du Morne Jacob (arc récent).

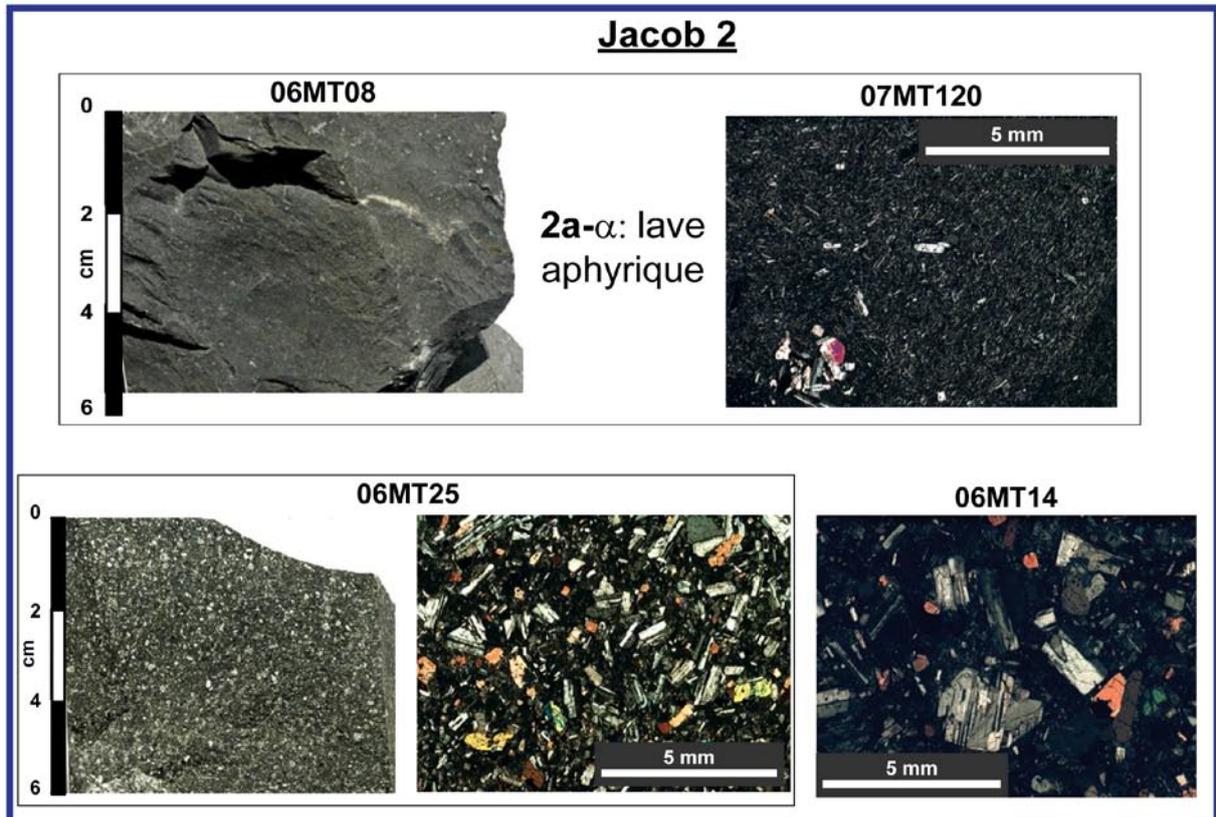
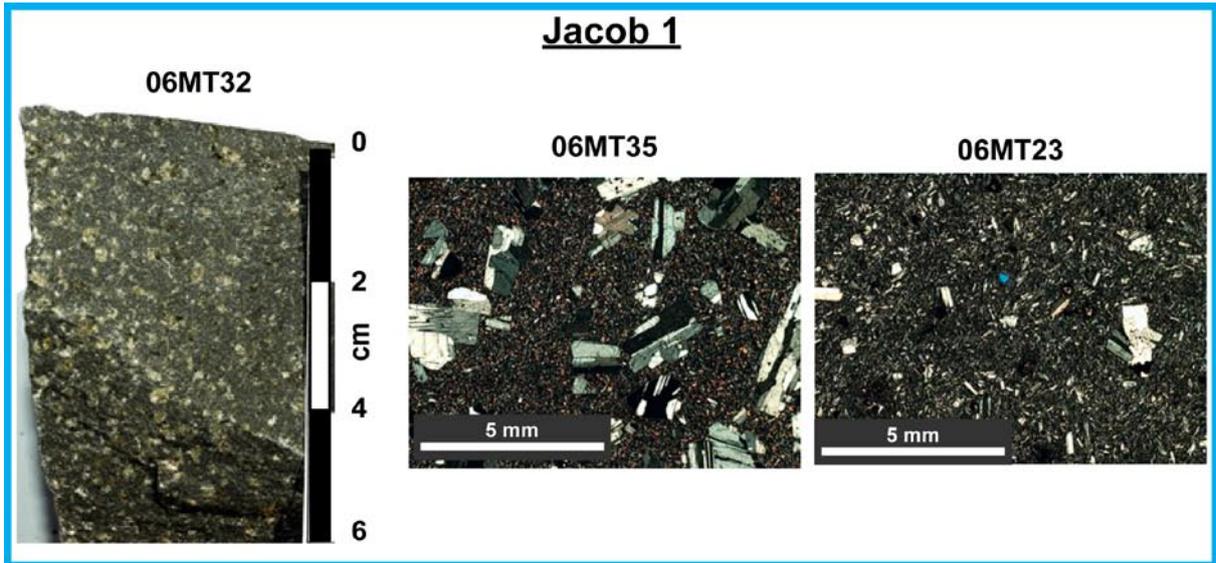


Figure II-7c

Exemples de roches et lames minces du Morne Jacob (arc récent).

Voir la position géographique des échantillons sur la figure II-7b.

3.3. Le Complexe du Carbet

Le complexe volcanique du Carbet consiste en un groupe de pitons (aiguilles de lave visqueuse) mis en place sur le flanc ouest du volcan-bouclier du Morne Jacob (figure II-8a). On distingue au nord du complexe un premier groupe de petits dômes isolés qui appartiendraient à la première phase de construction et qui ont été en partie déstabilisés par un effondrement du flanc ouest (Boudon *et al.* 2005). Dans la dépression ainsi formée se trouve un groupe central récent (335 ± 7 ka, Samper *et al.*, 2008) de sept aiguilles imposantes dont six dépassent 1000 m d'altitude, d'où s'épanchent vers le sud de petites coulées de lave. D'imposants dépôts d'avalanche de débris et de nuées ardentes (plus de 100 m d'épaisseur) jalonnent la côte caraïbe entre Saint Pierre et Schoelcher. Du fait de leur nature porphyrique, les laves du Carbet s'altèrent très souvent jusqu'aux argiles et il est assez difficile de trouver des roches saines à l'affleurement. Nous avons prélevé les échantillons 06MT21 (Morne Fumé), 06MT36 (Morne Césaire) et 07MT123 (Morne Saint Gilles) appartenant au complexe ancien (figure II-8a) pour compléter l'échantillon du Piton Gelé daté précédemment à 770 ± 11 ka par Samper *et al.* (2008). Afin d'affiner la datation à 335 ± 7 ka (Samper *et al.*, 2008) pour les Pitons du Carbet s.s., nous avons prélevé les échantillons 06MT37 (Plateau Courbaril), 07MT102 (Petit Piton Bout-Bois), 07MT119 (Petit Piton Morne-Vert) et 07MT121 (Piton Boucher) (figure II-8a).

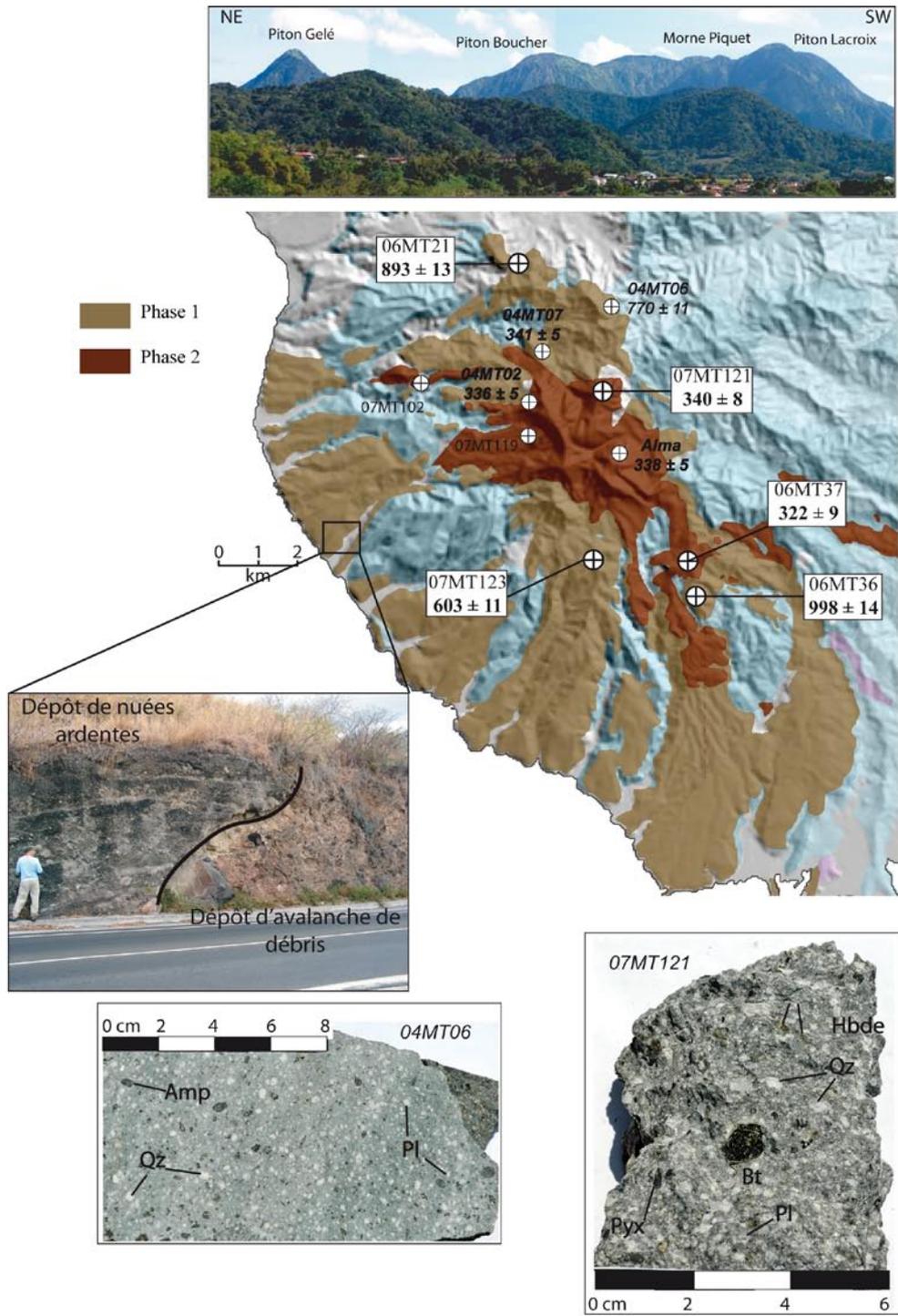


Figure II-8a

Localisation des échantillons du Complexe du Carbet (Arc Récent), et âges K-Ar (cette étude et Samper et al., 2008).

Une vue NE-SW prise au pied de la Montagne Pelée montre l'importance du massif dans le paysage. Les échantillons datés par Samper et al. (2008) sont indiqués en gras-italique. Les âges sont exprimés en ka ($\times 10^3$ a). Les symboles plus petits et dont les noms sont écrits en italique n'ont pas été datés.

Macroscopiquement, les roches du Carbet sont claires et porphyriques. Elles sont constituées de feldspaths d'une taille moyenne de 0,5 cm, de quartz mesurant jusqu'à 1 cm, de baguettes d'amphibole et de pyroxène millimétriques à centimétriques et de grains de biotite de plus de 1 cm de diamètre. Cette dernière n'est présente que dans les laves du groupe de pitons centraux, les plus récents. On trouve quelquefois des enclaves pluri-centimétriques, légèrement plus basiques. En lame mince, seule la présence de biotite permet de distinguer les laves de la deuxième phase par rapport aux plus anciennes. En effet, elles sont indifféremment porphyriques (25 % vol.), à cristaux moyens ($> 500 \mu\text{m}$) de plagioclase, quartz, amphibole, et deux pyroxènes, dans une matrice vitreuse à plagioclase et pyroxène (figure II-8b).

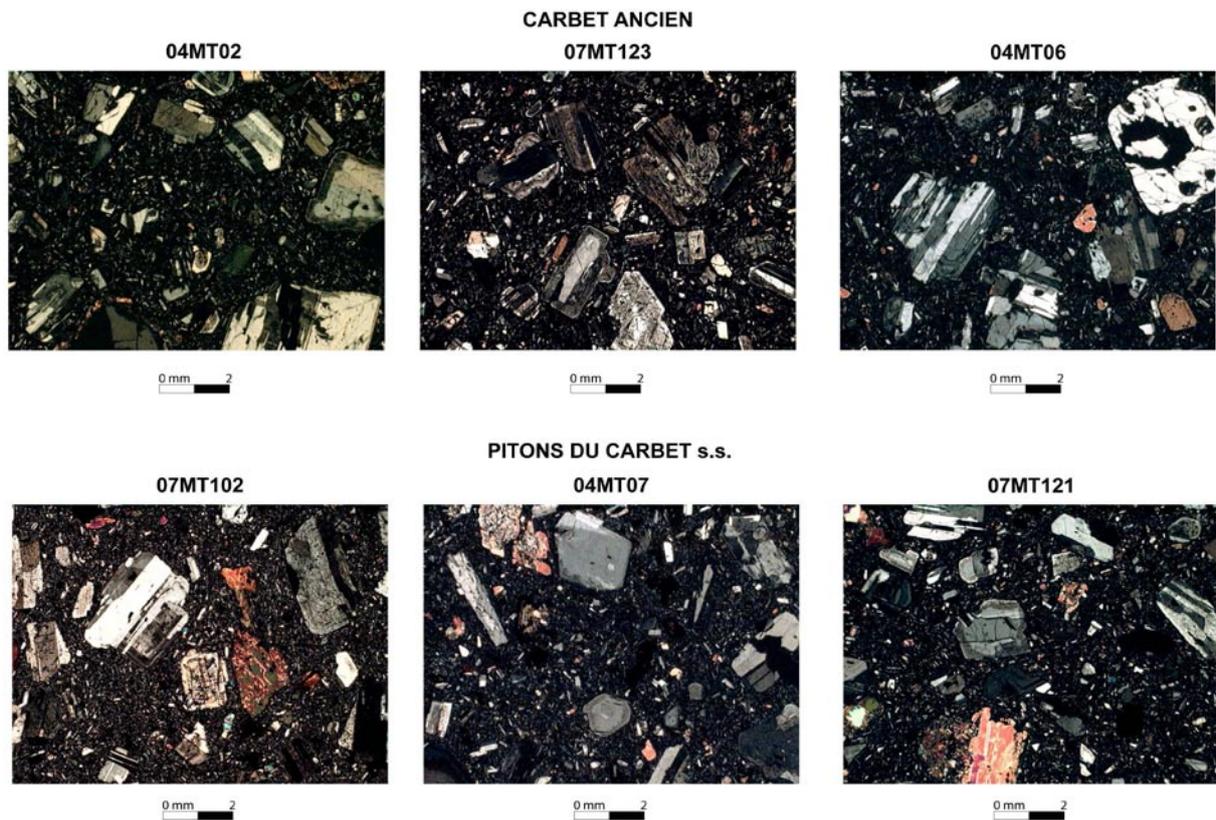


Figure II-8b

Exemples de lames minces des roches du Complexe du Carbet.

L'échelle est indiquée en millimètres.

3.4. Le Complexe du Mont Conil

Le volcanisme du Mont Conil précède celui de la Montagne Pelée (Westercamp et al., 1989 ; Boudon et al., 2005). Ses dépôts affleurent à l'intérieur d'un quart de cercle dont la pointe se situe au niveau du Piton Marcel et les limites passent à Grand' Rivière (NE) et au Prêcheur (NW) (figure II-9). Le Morne Julien serait un bloc déstabilisé appartenant à ce massif, ennoyé dans les dépôts ultérieurs de la Pelée (Boudon et al., 2005).

Ce complexe est le secteur le plus sauvage de l'île, mais nous avons pu échantillonner des coulées de laves mises à l'affleurement par l'érosion des rivières. Deux principaux types de roches affleurent : des coulées massives d'andésite sombre à olivine, plagioclase, amphibole et pyroxène; et des andésites acides porphyriques à plagioclase, amphibole et pyroxène. Elles ont toutes entre 10 et 25 % vol. de cristaux, avec une texture microlithique à sériée, avec des tailles de grains de 100 μm à 2 mm maximum emballés dans une matrice vitreuse à baguettes de plagioclase (figure II-9).

Parmi les 12 échantillons prélevés, nous avons choisi de dater les suivants : 06MT28, 06MT42, 06MT40, 06MT47, 06MT48 et 06MT18 (figure II-9).

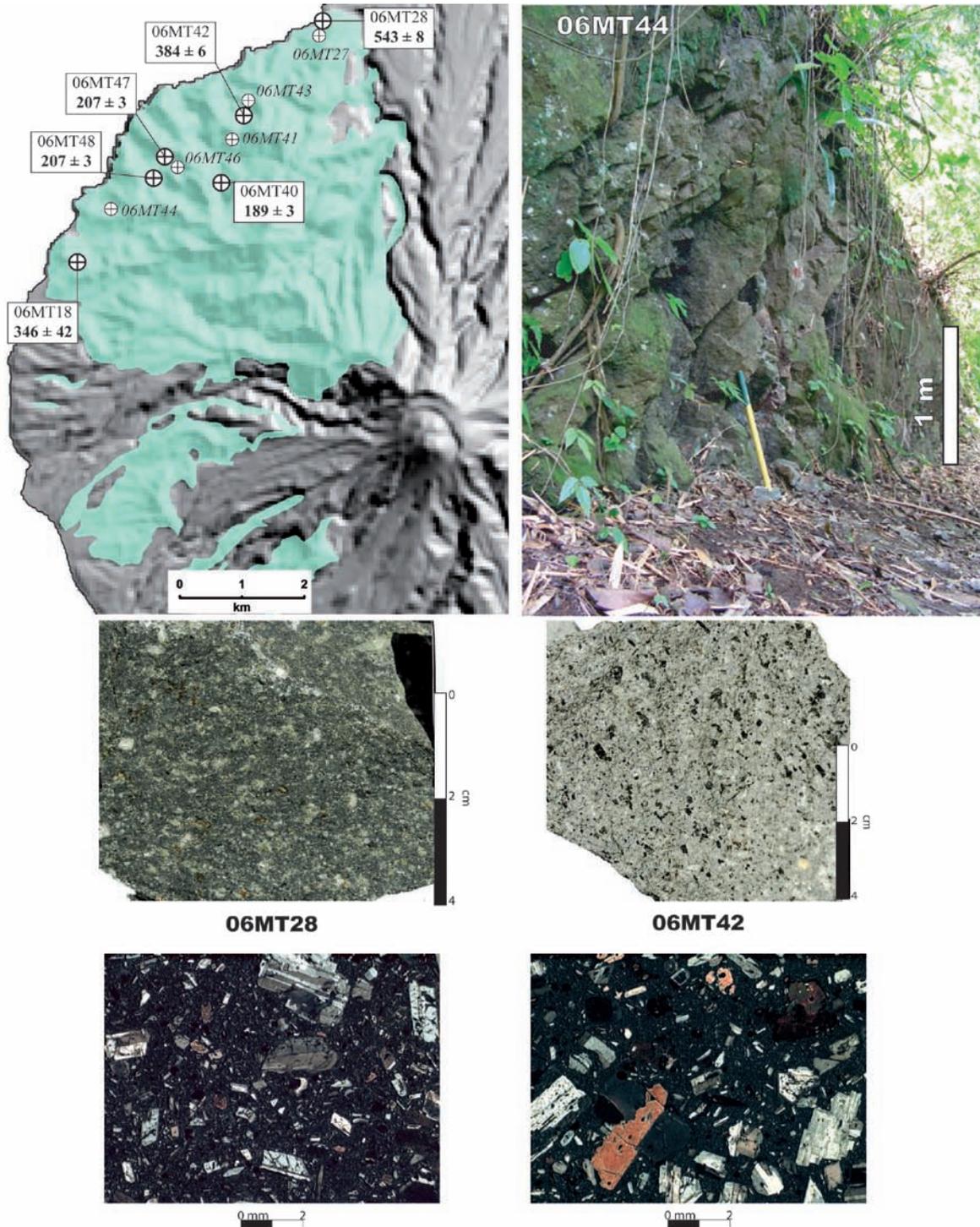


Figure II-9

Localisation des échantillons du Complexe du Mont Conil (Arc Récent) et nouveaux âges K-Ar (cette étude). Exemples d'affleurements, de roches et de lames minces caractéristiques des deux types de laves reconnus.

Les âges sont en ka (milliers d'années). Les symboles plus petits et dont les noms sont écrits en italique n'ont pas été datés.

3.5. La Montagne Pelée

La Montagne Pelée est le volcan actif de l'île de la Martinique. Sa dernière éruption a duré de 1929 à 1932, et une activité fumerolienne a été observée à son sommet jusque dans les années 70. Son activité a consisté en l'alternance d'éruptions type Saint Vincent, pliniennes, péléennes, et a été entrecoupée par 3 effondrements de son flanc ouest (voir chapitre 1). Ainsi, 90% de sa surface est recouverte de dépôts pyroclastiques, et les seules laves massives affleurent au niveau des dômes sommitaux et sur son flanc sud.

Nous nous sommes concentré sur les dômes sommitaux anciens (Morne Macouba : 06MT49, Dôme de l'Aileron : 06MT52, Morne Essentes : 06MT26) et historiques (1902-1904 : 06MT51, 1929-1932 : 06MT20) (figure II-10), principalement afin d'améliorer la datation des âges jeunes / historiques. La lave est une andésite claire, porphyrique (30 % vol.) à grains fins (< 1mm) de plagioclase, clinopyroxène et de rares amphiboles (06MT26 et 06MT49).

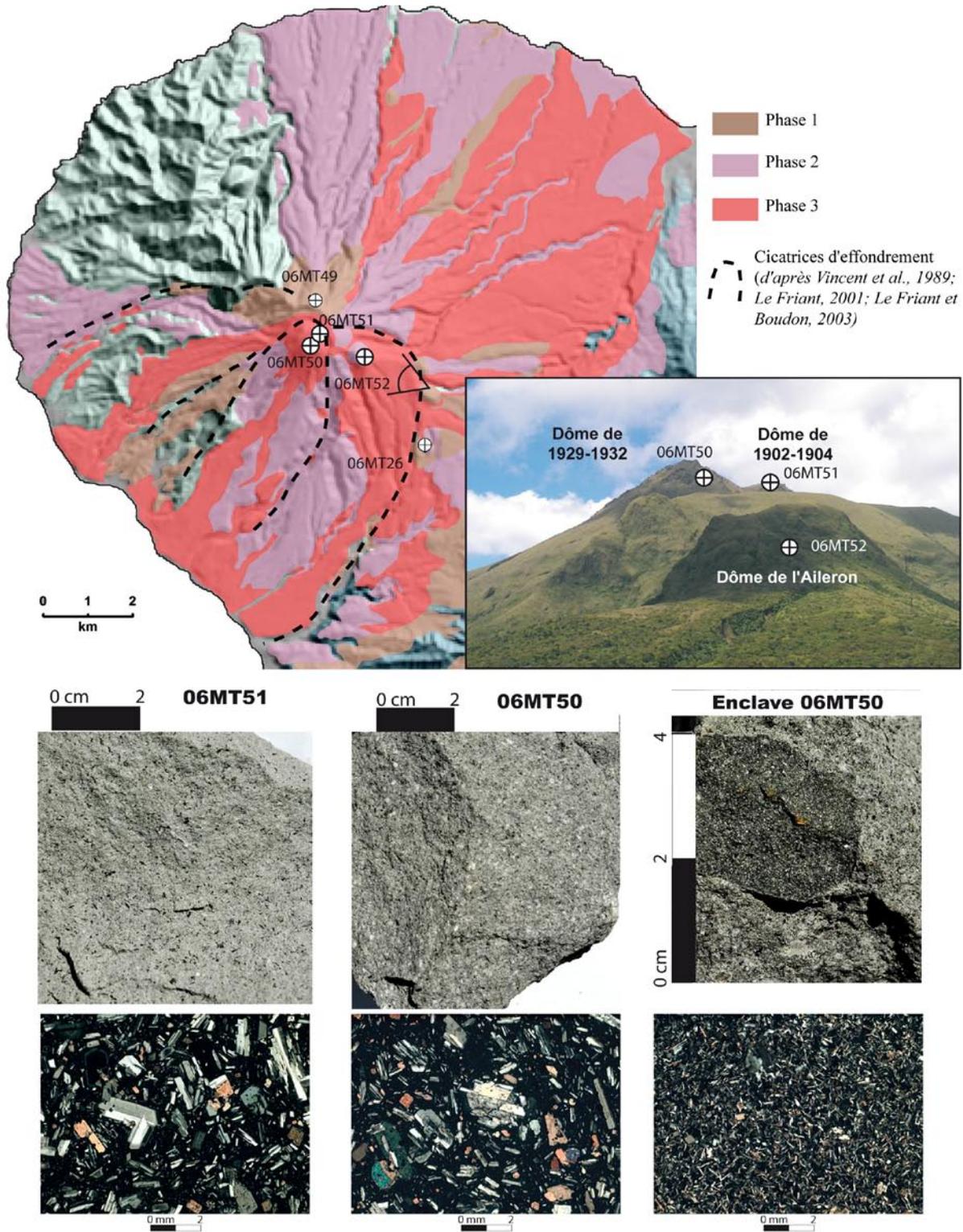


Figure II-10

Localisation et pétrographie des échantillons de la Montagne Pelée.

Conclusions

En nous appuyant sur la carte géologique existante, ainsi que sur les données topographiques, nous avons pu échantillonner une centaine de sites remarquables afin de pouvoir réaliser des datations et faire des analyses chimiques (thèse de Shasa Labanieh, LGCA Grenoble).

Ces études ont pour but de mieux contraindre l'évolution géologique de chaque phase d'activité de la Martinique. En établissant un lien entre la pétrologie des laves, la chronologie éruptive, les changements de taux d'éruption et géochimiques dans le temps, ainsi que les modifications de surface (morphologie des édifices), nous allons pouvoir contraindre avec plus de précision l'histoire géologique de la Martinique au sein de l'arc insulaire des Petites Antilles.

Chapitre 3 :

Chronologie de l'arc ancien en Martinique :

***« First radiometric (K-Ar) ages of the oldest
volcanism of Martinique Island : Insights about the
onset of arc volcanism in the Lesser Antilles, and
calibration of the Oligocene/Miocene boundary »***

**(article soumis à International Journal of Earth
Sciences)**

**First radiometric (K-Ar) ages of the oldest volcanism of Martinique Island: Insights
about the onset of arc volcanism in the Lesser Antilles, and calibration of the Oligocene /
Miocene boundary.**

Aurélie Germa*¹ ; Xavier Quidelleur¹ ; Shasa Labanieh² ; Catherine Chauvel²

*1: Laboratoire de Géochronologie Multi-Techniques, UMR CNRS-UPS11 8148 IDES,
Département des Sciences de la Terre ; Bâtiment 504; Université Paris-Sud 11 ; 91405
ORSAY Cedex, France.*

*2: Laboratoire de Géodynamique des Chaines Alpines, Université Joseph Fourier, Maison
des Géosciences, 38400 Saint Martin d'Hères, France.*

* Corresponding author.

E-mail adress: aurelie.germa@u-psud.fr

Submitted to International Journal of Earth Sciences

Word count:

- abstract: 145

- text: 4147

February 11th 2009

Abstract

The present study investigates the timing of emplacement of the oldest volcanic units from Martinique Island in order to constrain the earliest activity of the Older Lesser Antilles Arc, as recorded in this island. The Basal Complex was emplaced between 24.8 ± 0.4 and 24.2 ± 0.4 Ma, and the Sainte Anne Series between 24.8 ± 0.4 and 20.8 ± 0.4 Ma, which, from biostratigraphic data, have been emplaced during Late Oligocene to the Early Miocene. Since lavas bracketing the Oligocene-Miocene boundary yield undistinguishable ages and have homogeneous geochemical features, we tentatively propose an age of 24.5 ± 0.3 Ma for this boundary. Although, it is older than the age of 23.03 Ma used in the last geologic time scale, it is compatible with the age of 24.0 ± 0.1 Ma (Wilson et al. 2002) derived from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra from Antarctica (McIntosh 2000).

Keywords

Lesser Antilles volcanism, Martinique Island, Oligocene-Miocene boundary, K-Ar dating

Introduction

Due to its particular location where the Older and Recent Lesser Antilles arcs diverge, Martinique Island displays the most diverse geologic history of the arc (Fig. 1). Although the island has been mapped in detail by Westercamp et al. (1989) and dated by whole-rock K-Ar and biostratigraphical methods (Andreieff et al. 1976, 1988; Bellon et al. 1974; Briden et al. 1979; Coulon et al. 1991; Nagle et al. 1976), few absolute ages are available for the oldest volcanic deposits. Furthermore, recent geochronological studies on Basse Terre de Guadeloupe (Carlut et al. 2000; Samper et al. 2007), and in other Lesser Antilles Islands (Harford et al. 2002; Samper et al. 2008), have shown large discrepancies, both regarding magnetic polarity and geological evolution, within the results published during the eighties (Bouysse et al. 1985; Briden et al. 1979; Gadalia et al. 1988), most probably due to the use of whole-rock K-Ar dating and/or analyses of weathered samples. Regarding the oldest volcanic units in Martinique Island, Westercamp et al. (1989) have rejected their own radiometric ages because of their inconsistency with the local biostratigraphy. Thus, the purpose of this paper is to provide a reliable time framework for the early volcanic activity in Martinique Island based on new K-Ar ages.

2. Geologic setting of the Lesser Antilles Island arc

Two hypotheses have been proposed for the origin of the Caribbean plate. The first hypothesis suggests for the Caribbean plate a Pacific origin over the Galapagos hot-spot between 91 and 73 Ma (Duncan et al. 1984; Pindell et al. 2001), while the second favours its formation between the two American plates over several spreading centres (James 2006; Meschede et al. 1998).

The Lesser Antilles Island arc, which results from the westward subduction of the Atlantic plate under the Caribbean plate, has been active since the Early Eocene, based on fossil evidence (Nagle et al. 1976). Southward of Martinique Island, volcanic activity has been almost continuous along the same arc line from the Oligocene to the present. Consequently, the oldest deposits are buried under Plio-Pleistocene volcanics (Fig. 1) and thus do not outcrop. Northward from Martinique, the Lesser Antilles island arc is double (Fink 1972; Martin-Kaye 1969), with the outer older arc to the north-east and the inner active arc to the north-west. The north-eastern branch, the so-called Limestone Caribbees, consists of low-lying islands without recent volcanic centres (Fig. 1), but volcanism may have been active there from Oligocene to Miocene (Briden et al. 1979), with apparent decreasing ages from north to south. After several million years of repose, volcanism resumed westward along the recent arc (Fig. 1), which is still active today.

2.1. The Limestone Caribbees

A limestone plateau that contains nannofossils of Pliocene age constitutes the islet of Sombrero (Bouysse et al. 1985; Fig. 1), whereas Dog islet's basement is composed of altered volcanic deposits covered by Miocene limestones (Maury et al. 1990). On Anguilla Island (91 km²), black shales of upper Paleocene age are overlain by middle Eocene volcanoclastics and limestones of middle Miocene age (Maury et al. 1990). The basement of Saint Martin (100 km²) is composed of the Eocene Pointe Blanche formation, which is made of siliceous tuffs and calcareous intercalations (Maury et al. 1990). This formation has been intruded by basalts, andesites and quartz-diorites during the lower Oligocene (Nagle et al. 1976), and covered by limestones of upper Miocene age (Lowlands Formation; Maury et al. 1990). Saint Bartholomew (25 km²) is mainly composed of submarine volcanic products and calcareous horizons ascribed by Maury et al. (1990) to the middle Eocene, followed by a second volcanic

cycle that may have occurred between 36 and 24 Ma (Briden et al. 1979; Maury et al. 1990; Nagle et al. 1976). Barbuda is a low-lying island (174 km²) composed of uplifted Pleistocene limestones (Maury et al. 1990). The volcanic basement of Antigua (280 km²), and the overlying unit made of volcanic conglomerates, have ages between 24 and 20 Ma with a surprisingly old age of 38 Ma (Briden et al. 1979; Nagle et al. 1976), but these former ages are suspect with respect to the uppermost limestones unit ascribed to the upper Oligocene (27 – 23 Ma; Maury et al. 1990). The island of Grande Terre (650 km²) is completely buried by limestones, lying uncomfortably on weathered volcanic deposits (Bouysson et al. 1984; Maury et al. 1990). This Plio-Pleistocene carbonate platform is the thickest (120 m) and the most complete sequence of the Lesser Antilles (Léticée et al. 2005). The island of Marie Galante (150 km²) is a limestone table of Plio-Pleistocene age, tilted to the southwest due to recent normal faulting (Feuillet et al. 2002), and La Désirade (30 km²) has an igneous basement of Eocene age, capped by Pliocene limestones (Maury et al. 1990).

2.2. Martinique Island

The eastern (La Caravelle) and south-eastern (Sainte Anne) peninsulas of Martinique Island (Fig. 1) are remnants of the Basal Complex (BC) and Sainte Anne Series (SAS) volcanic units (Fig. 2), of Oligocene and Miocene ages, respectively (Andreieff et al. 1988; Grunewald 1965; Westercamp 1972; Westercamp et al. 1980, 1989). These lava flows and volcanic centres, interbedded with sedimentary deposits, were emplaced during the activity of the Older Arc. In order to propose a chronology for these deposits, Andreieff et al. (1988) used the biostratigraphic timescale of Berggren et al. (1985), which is based on the recognition of fossils determined in the Caribbean area.

A small bioclastic limestone deposit (referred as “g3” by Westercamp et al., 1989, Fig. 2a) located at the western end of La Caravelle peninsula directly overlays the Basal Complex

at Morne Castagne. It has been determined as Late Chattian (Shallow Benthic zone SBZ23), in Late Oligocene, due to the presence of benthic foraminifera (*Miogypsinoides complanatus* and *Miogypsina panamensis*; Andreieff et al. 1988; Westercamp et al. 1989). Then, reef limestones (referred as “m1a” by Westercamp et al., 1989) with *Miogypsina panamensis*, *Cyphus*, *Heterostegina antillea* and *Lepidocyclina canellei* have been deposited during the Early Aquitanian, and are characterized by the absence of *Miogypsinoides* (Andreieff et al. 1988). These 50 m thick limestones outcrop directly over the BC at Pointe la Table (La Caravelle peninsula; Fig. 2A), and between the town Le Marin and Macabou (Sainte Anne Peninsula; Fig. 2B). Their similarity with “g3” limestones could indicate a continuous deposition during a maximum of 1 Myr across the Oligocene-Miocene boundary (Westercamp et al. 1989). In continuity with the “m1a” limestones, the limestones “m1b” record the unrest of volcanic activity with the deposition of volcanic ash and debris into deposit areas located to the north of Sainte Anne peninsula, between Le Marin and Macabou. Their lower part, called Macabou’s tuffites, contain some benthic (*L. canelli*, *M. panamensis*, *H. antillea*, “*Operculinoides*” *panamensis*, *Spiroclypeus bullrooki*) and planctonic (*Globorotalia kugleri*, *G. mayeri*, *Globigerinoides primordius*, *G. immaturus*) foraminifera, which yield an Aquitanian age (upper Zone N4, Westercamp et al. 1989). A stratigraphic section at Morne Carrière (Fig.2B) shows that these tuffites are overlain by limestones, also referred as “m1b”, which are characterized by the same fauna, except the extinction of *Spiroclypeus*, the appearance of *Lepidocyclina undosa*, and the presence of evolved Miogypsines (Westercamp et al. 1989). This stage “m1b” is accompanied by the eruption of Sainte Anne Series products, which starts with subaquatic basaltic tuff, followed by the emplacement of small basaltic to andesitic strombolian cones and lava flows, and which ends with dacitic intrusions (Westercamp et al. 1989). Finally, reef limestones (referred as “m1c” by Westercamp et al. 1989) overlie Morne Carrière limestones “m1b” and SAS products to

the south of the city of Sainte Anne (Fig.2B). These “m1c” limestones do not have volcanoclastic debris, but contain a poor fauna, with some fragments of *Miogypsina Antillea*, *Archaias angulatus*, *Miosorites americanus*, *Globigerinoides* gr. *Trilobus*, “*Operculinoides*” *cojimarensis*, *Globigerinoides bisphaericus* and *Globoquadrina altispira*. This association of foraminifera with the Zone N7-N8 (*Globigerinatella insieta*) allowed Westercamp et al. (1989) to propose a Burdigalian age for the end of the SAS activity.

Due to the weathering of volcanic deposits and the use of whole-rock material, no reliable radiometric age was previously available for BC and SAS lavas (Andreieff et al. 1988; Westercamp et al. 1989). Furthermore, the few radiometric ages obtained were in disagreement with biostratigraphic subdivisions based on the recovery of foraminifera, and were thus rejected by their authors (Westercamp et al. 1989). But, since the Oligocene and Aquitanian limestones overlie Basal Complex, and, since Sainte Anne Series volcanics outcrops as interbedded within Aquitanian and Burdigalian sedimentary deposits (“m1a-m1b”; Andreieff et al. 1988; Westercamp et al. 1989; Fig. 2), these authors attributed a Late Oligocene age to the BC, and a Late Aquitanian age to the SAS.

3. Material and method

3.1. Sampling

The Basal Complex (BC) and Sainte Anne series (SAS) volcanic deposits cover a total area of 61 km² on both La Caravelle and Sainte Anne peninsulas (Fig. 2a and b). Three samples were collected within the products of the BC (samples 07MT113 and 07MT115 on La Caravelle, and 07MT82 on Sainte Anne peninsula; squares in Fig. 2), and eleven within those of the SAS (samples 06MT53, 06MT54 and 07MT114 on Caravelle; samples 06MT66, 06MT67, 06MT68, 07MT78, 07MT79, 07MT80, 07MT81 and 07MT83 on Sainte Anne

peninsula; circles in Fig. 2). These units are mainly composed of massive prismatic lava flows and small strombolian cones.

3.2. Geochronology: K-Ar dating

In order to provide reliable radiometric ages, hand-size samples without any trace of weathering were selected for unspiked K-Ar dating based on the Cassinot-Gillot technique, which is fully described elsewhere (Cassinot et al. 1982; Gillot et al. 1986). K and Ar were measured separately on the microcrystalline groundmass within the 125-250 μm size fraction, following the removal of phenocrysts using heavy liquids of appropriate densities and a Frantz magnetic separator. The determination of K was carried out by flame emission spectrometry with a relative uncertainty of 1%, and compared with reference material (Gillot et al. 1992). Isotopic analyses of argon were made using a multi-collector 180° sector mass spectrometer similar to the one described in Gillot and Cornette (1986), or using a VG quadrupole mass spectrometer (Rouchon et al. 2008). Both instruments yield identical results, as shown by duplicate analyses from Central Martinique (Germa 2008), as well as by age standards measurements (Rouchon et al. 2008). Both K and Ar were duplicated. The argon signal calibration was performed using the GL-O standard with its recommended value of 6.679×10^{14} atom/g of radiogenic ^{40}Ar , which is equivalent to an age of 95.0 Ma (Odin et al. 1982). The Cassinot-Gillot technique has been successfully applied to calco-alkaline lavas from the Lesser Antilles arc (Carlut et al. 2000; Samper et al. 2007, 2008), and to a wide range of Plio-Pleistocene lava flows to date paleomagnetic reversals and excursions (Quidelleur et al. 1999, 2002, 2003), and to reconstruct volcanic island evolutions (e.g., Tahiti; Hildenbrand et al. 2004). In addition, this technique has also been shown to be a powerful tool to constrain the stage durations of the lower Cretaceous from comparison with the astronomical time scale (Fiet et al. 2006), as well as the timing of large igneous provinces,

such as Deccan (Chenet et al. 2007) and Ethiopian traps (Coulié et al. 2003).

4. Results

4.1. Petrology and Geochemistry

Petrological observations show that BC lavas are porphyritic, with 10 to 40 % vol. of medium sized crystals. Plagioclase is the main mineral, associated with clinopyroxene in a glassy groundmass containing plagioclase microliths. Lavas from SAS have a crystallinity ranging from 3 to 40 %. Grain size varies from a few microns to several millimetres, and mineralogical assemblage is principally made of plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and rare serpentinized olivine within a glassy groundmass.

BC lavas have basaltic - andesites to andesites compositions with SiO₂ ranging from 52.9 to 60.8 wt%. Their alkaline contents are relatively low and uniform, from 3.62 to 3.97 wt%. SAS lavas vary from basalts to rhyolites with SiO₂ content ranging from 49.1 to 70.5 wt%. Their alkaline contents are low compared to their silica content and range from 2.44 to 6.74 wt%. BC and SAS lavas are part of the same fractionating trend (Fig. 3) and form a unique magmatic series of tholeiitic affinity, with FeO content increasing at the beginning of the differentiation.

4.2. K-Ar ages

For the BC, sample 07MT113 from La Pointe du Diable, on La Caravelle peninsula, yields an age of 24.2 ± 0.4 Ma, and, on the Sainte Anne peninsula, we have dated the sample 07MT82 at 24.8 ± 0.4 Ma (Table 1, Fig. 2).

Regarding the SAS, the two samples from the quarry “La Source”, near the city of Le Marin, on Sainte Anne peninsula, yield undistinguishable ages of 24.8 ± 0.4 and 24.4 ± 0.3

Ma (Table 1, Fig. 2B). Also from the Sainte Anne peninsula, sample 07MT80 from the prismatic lava flows at Trou Cadia yields an age of 23.3 ± 0.4 Ma, and a lava flow near Anse La Rose (07MT79) has been dated at 22.9 ± 0.3 Ma (Table 1, Fig. 2B). On La Caravelle peninsula, sample 06MT53 has been dated at 23.4 ± 0.3 Ma. Finally, we have dated the “Orgues de la Caravelle” site from La Caravelle peninsula (07MT114) at 20.8 ± 0.4 Ma (Table 1 and Fig. 2a). With these results, we thus constrain the volcanic activity of the SAS between 24.8 and 22.9 Ma on Sainte Anne peninsula, and between 23.4 and 20.8 Ma on La Caravelle peninsula, where only a few lava flows of this formation outcrop (Fig. 2a).

5. Discussion

5.1. Onset of the older arc activity in the Lesser Antilles

Eight new radiochronologic ages and associated geochemical data on Martinique Island show that the earliest volcanic activity has been quite continuous on both southern and northern parts of the island. The continuous reef linking the two oldest peninsulas of Martinique, which is remnant of the old volcanic front now covered by later limestone deposits, extends northward, on the submarine banks of the Limestone Caribbees. The few available ages from these islands are in conflict with biostratigraphical data (e.g., Antigua; Maury et al. 1990), or considered as erroneous due to hydrothermal weathering (e.g., St Martin; Maury et al. 1990). Our new ages show that volcanism has been active in the 25 to 20 Ma time interval in Martinique (Table 1), and probably, within the whole older arc. This is in agreement with both main plate-tectonic models proposed for the Cenozoic history of the Caribbean plate (Meschede et al. 1998; Pindell et al. 2001), which suggest that the transition from the Aves Ridge to the Lesser Antilles magmatic arc activity occurred in the Eocene. Only reef limestones of Burdigalian age (Early Miocene) are found in the oldest part of

Martinique (Fig. 2), which is interpreted as evidence for the end of the older arc volcanic activity around 20 Ma, before it resumed westward at about 16 Ma (Germa 2008; Westercamp et al. 1989). These ages between 25 and 20 Ma obtained here from Martinique (Table 1) constrain the end of activity of the older arc and have broad consequences onto the geodynamic of the Caribbean Plate, more precisely on the migration from the older to the recent Lesser Antilles arc. The westward jump on the northern arc is supposed to have been triggered by the subduction of aseismic ridges, which flatten the slab (Bouysse et al. 1988; 1990). Alternatively, it could be attributed to the fracturing of the upper plate, with normal faults organized in horsts and grabens perpendicular to the arc, due to arc-parallel extension. This extension results from oblique convergence between the Caribbean and North American plates (Feuillet et al. 2002).

5.2. Insights on the Oligocene – Miocene boundary

Our ages, between 24.8 and 20.8 Ma, together with the Late Chattian to Late Aquitanian biostratigraphic constraints available for this early volcanic activity in Martinique are in conflict with the age of the Oligocene-Miocene boundary (OMB) from the most recent geological time scale (GTS2004; Gradstein et al. 2004). However, there is an ongoing regarding the age of this boundary and significant differences up to 1 Ma still remain. The OMB, which also marks the base of the Neogene System and the transition from a globally warm to colder climate, coincides at the stratotype section at Lemme-Carrosio, in Italy, with the older end of Chron C6Cn.2n (Steininger et al. 1997). It has been constrained at 23.8 ± 1.0 Ma from a dataset of nineteen K-Ar and one Rb-Sr ages from the Chattian, and five K-Ar ages from the Aquitanian Stages (Berggren et al. 1995; Harland et al. 1990). Although associated with a rather large uncertainty, such age is used as the only tie point from early Oligocene to the mid Miocene interval (i.e., between 33.7 and 14.8 Ma) for calibration of the

geomagnetic polarity time scale based on the seafloor-spreading model (Cande et al. 1992; 1995). Recently, this age has been challenged by astronomically derived ages (Shackleton et al. 2000) from deep-sea sediments of DSPD Holes 522 and 522A from the South Atlantic Ocean, with a rather low sedimentation rate of (<0.5 cm/kyr; Hsü et al. 1982). Using stable carbon isotopes, paleomagnetic and nannofossil data, tuned to the astronomical solution La93 (Laskar et al. 1993), these authors proposed a much younger age of 22.9 ± 0.1 Ma (Shackleton et al. 2000), which is now used in the GTS2004 (Gradstein et al. 2004). However, based on highly deposited sediments (>50 cm/kyr) and intercalated volcanic layers from CRP-2/2A core from beneath the Ross Sea (Cape Robert, Antarctica), Wilson et al. (2002) proposed a revision of the OMB age at 24.0 ± 0.1 Ma. They support their age obtained from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of tephra horizons, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ages, diatom and calcareous nannofossils biostratigraphy and magnetostratigraphy, by suggesting a mismatch of three 406 ky eccentricity cycles in the previous astronomically derived age. Furthermore, the weighted mean $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 23.98 ± 0.13 Ma ($n=19$) and 24.22 ± 0.03 Ma ($n=52$) considered by Wilson et al. (2002) were obtained by McIntosh (2000) from single crystal laser fusion of sanidine phenocrysts from tephra layers and volcanic clasts. All ages were calibrated relative to Fish Canyon Tuff sanidine (FCTs) using an age of 27.84 Ma (Deino et al. 1990). Although the FCTs is intensively used as a neutron flux monitor for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating techniques, large discrepancies remain regarding its absolute age in the geochronological community. The presently most widely used value is 28.02 ± 0.16 Ma (Renne et al. 1998), but ages from 27.56 Ma (Lanphere et al. 2001) to 28.10 ± 0.04 Ma (Spell et al. 2003) have been proposed. Recently, Kuiper et al. (2008) revised the earlier astronomical calibration of FCTs (Renne et al. 1994) and assigned a new age significantly older of 28.20 ± 0.05 Ma. Such age proposed for FCTs is 1.3% older than the one used by McIntosh (2000), thereby shifting the age of the OMB inferred by Wilson et al. (2002) at 24.3 Ma.

Since the geochemical signatures of both BC and SAS series do not show any major difference (Fig. 3), volcanic activity in Martinique was most probably continuous across the Chattian to Aquitanian interval. Therefore, we can extract interesting insights from our new age data from the BC and SAS regarding the timing of the OMB. Samples 07MT113 and 07MT82 from the BC, which are the youngest expression of Oligocene volcanism in Martinique, yield a weighted mean (Taylor 1982) age of 24.50 ± 0.28 Ma. Samples 06MT66 and 06MT67 from the SAS, attributed to the early Miocene from their intercalation within Aquitanian limestones (m1b), yield a weighted mean age of 24.54 ± 0.24 Ma. Since all these samples are undistinguishable at the 1-sigma level (Fig. 4), their weighted mean age of 24.52 ± 0.18 Ma provides our best analytical estimate for the OMB. In order to take into account the systematic uncertainty of about 1.4 % introduced by the argon and potassium calibrations (e.g., Gillot et al. 1986; Quidelleur et al. 2003), the age of the OMB derived from the early volcanic activity in Martinique is conservatively expressed at 24.5 ± 0.3 Ma.

Sample 06MT66, the oldest sample from the Miocene, is the key sample here. Fortunately, it is also the best-constrained age from our study because both groundmass and plagioclase phases yield fully consistent ages despite potassium content varying by a factor of 5 (Table 1). This provides an internal test to support that K loss due to weathering and that excess argon carried by plagioclase phenocrysts, are not a concern here. The ages of 24.9 ± 0.4 and 24.8 ± 0.4 Ma obtained for the groundmass, and 24.8 ± 0.4 Ma for plagioclase phase, yield a mean age of 24.8 ± 0.4 Ma (Table 1). An external test is provided by the agreement at the 1-sigma level with the age of 24.4 ± 0.3 Ma, obtained for 06MT67 (Table 1), sampled in the same quarry, but with clearly distinct petrological features.

When a 2 sigma uncertainty is considered, our age of 24.5 ± 0.3 Ma for the OMB in Martinique island is compatible with the poorly defined age of 23.8 ± 1.0 Ma proposed for this boundary by Berggren et al. (1995), as well as with the most recently published age of

24.0 ± 0.1 Ma (Wilson et al. 2002). Furthermore, if a more realistic uncertainty of at least 1% is used for this latter age (Kuiper et al. 2008), or if is recalculated at 24.3 ± 0.1 Ma based on the newly proposed value for FCTs (Kuiper et al. 2008), it agrees with our new determination from Martinique at the 1-sigma level. On the other hand, our age is significantly older than the age obtained by astronomical calibration of South Atlantic Ocean deep-sea sediments (Shackleton et al. 2000). Because our age is obtained by a different approach and technique, we think that our new K-Ar data provides a strong support for an older age of the OMB. The discrepancy between our value and the age of Shackleton et al. (2000) could arise from eccentricity cycles mismatch as previously proposed (Wilson et al. 2002), and/or to the challenge of retrieving high resolution calibration in such a relatively low sedimentation rate environment.

Finally, note that the calibration of our K-Ar ages was recently checked using analyses of the MMhb-1 standard, first proposed at 520.4 ± 1.7 Ma (Samson et al. 1987). We obtained an age of 525.0 ± 2.1 Ma (Fiet et al. 2006), which is undistinguishable from the age of 523.1 ± 2.6 Ma proposed relative to 28.02 Ma for the FCTs standard (Renne et al. 1998), and, even, closer to the recalculated value of 526.5 Ma, if the newly proposed age of 28.20 Ma is considered for FCTs (Kuiper et al. 2008).

Conclusions

The K-Ar Cassinol-Gillot dating technique has been used on carefully separated groundmass from lava flows and domes from Martinique Island to better constrain the timing of the volcanic activity along the Older Lesser Antilles Island arc. We provide here the first reliable radiometric ages from the Basal Complex and Sainte Anne Series units. Based on our dataset of eight new ages, the following interpretations arise. First, the activity of the old Lesser Antilles arc took place at least between 24.8 ± 0.3 to 20.8 ± 0.4 Ma, which yields a younger bound for the migration of the volcanic activity towards the younger, still active, Lesser Antilles arc. Second, our K-Ar ages show that these early lava flows and strombolian cones were emplaced from 24.8 ± 0.3 to 20.8 ± 0.4 Ma, i.e., from the Late Chattian (Oligocene) to the Late Aquitanian (Miocene), as previously inferred from field relationships between reefal limestones and volcanic products of the Basal Complex and the Sainte Anne Series (Andreieff et al. 1988; Westercamp et al. 1989). Moreover, the undistinguishable ages obtained here for the late Aquitanian and early Chattian lavas allow us to propose an age of 24.5 ± 0.3 Ma for the Oligocene-Miocene boundary. Such age is significantly older than the age of 23.03 Ma used in the recent GTS2004 (Gradstein et al. 2004), but is compatible at the 1-sigma-level with the more recent age of 24.0 ± 0.1 Ma (Wilson et al. 2002), although with a more reasonable uncertainty of 1% (i.e., 0.2 Ma) assigned to this value, or when it is shifted to 24.3 ± 0.1 Ma based on the newly proposed age of 28.20 Ma for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard FCTs (Kuiper et al. 2008). The discrepancy between the two previously published ages highlights the need for additional constraints, such as that from the present study, to better define the age of the transition from the Paleogene to Neogene period.

Finally, we conclude that, when applied to carefully selected lavas, and on groundmass separated within a narrow density range, the K-Ar Cassinol-Gillot technique is a very

powerful tool to reconstruct the past history of volcanic islands and to contribute to the calibration of the geologic time scale.

Acknowledgements

This work was supported by ANR Antilles CNRS-INSU. We are indebted to the PNRM (Parc Naturel Régional de la Martinique) for sampling permit within the Natural Park of La Caravelle, and to Patrick Marcial for assistance. The help of Pierre Lahitte and Sylvain Charbonnier during fieldwork was gratefully appreciated. This is LGMT contribution n° XXX.

References

- Andreieff P, Bellon H and Westercamp D (1976) Chronométrie et stratigraphie comparée des édifices volcaniques et formations sédimentaires de la Martinique (Antilles Françaises). Bulletin du BRGM (deuxième série) Section IV n° 4 : 335-346
- Andreieff P, Baubron JC and Westercamp D (1988) Histoire géologique de la Martinique (Petites Antilles): biostratigraphie (foraminifères), radiochronologie (potassium-argon), évolution volcano-structurale. Géologie de la France 2-3 : 39-70
- Bellon H, Pelletier B and Westercamp D (1974) Données géochronométriques relatives au volcanisme martiniquais. C.R.Acad. Sc. Paris (série D) 279 : 457-460
- Berggren WA, Kent DV, Swisher III CC and Aubry M-P (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In : W. A. Berggren, D. V. Kent, C. C. Swisher III, et al. (eds) Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic correlation : SEPM. pp : 129-212

- Bouysse P and Garrabé F (1984) Neogene tectonic Evolution of the Limestone Caribbees in the Guadeloupe Archipelago. C.R.Acad. Sc. Paris (série I) 298 (17) : 763-766
- Bouysse P, Baubron JC, Richard M, Maury R, et al. (1985) Evolution de la terminaison nord de l'arc interne des Petites Antilles au Plio-Quaternaire. Bull. Soc. Géol. France Série 8 Tome I, n°2 : 181-188
- Bouysse P and Westercamp D (1988) Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire : l'exemple des Petites Antilles. Géologie de la France 2-3 : 3-38
- Bouysse P and Westercamp D (1990) Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. Tectonophysics 175 : 349-380
- Briden JC, Rex DC, Faller AM and Tomblin J-F (1979) K-Ar geochronology and palaeomagnetism of volcanic rocks in the Lesser Antilles island arc. Philos. Trans. R. Soc. London, A 291 A1383 : 485-528
- Cande SC and Kent DV (1992) A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res. 97 (B10) : 13917-13951
- Cande SC and Kent DV (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time-scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res. 100 (B4) : 6093-6095
- Carlut J, Quidelleur X, Courtillot V and Boudon G (2000) Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0-1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): Implications for time averaged field models. J. Geophys. Res. 105 : 835-849
- Cassinol C and Gillot P-Y (1982) Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. In : G. S. Odin (eds) Numerical dating in Stratigraphy. John Wiley & sons, pp : 159-179

- Chenet AL, Quidelleur X, Fluteau F, Courtillot V, et al. (2007) K-40-Ar-40 dating of the Main Deccan large igneous province : Further evidence of KTB age and short duration. *Earth Planet. Sci. Lett.* 263 (1-2) : 1-15
- Coulié E, Quidelleur X, Gillot PY, Courtillot V, et al. (2003) Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism : implications for timing and duration of the Ethiopian traps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206 (3-4) : 477-492
- Coulon C, Dupuy C, Dostal J and Escalant M (1991) Spatial and temporal evolution of the volcanism of Martinique (Lesser Antilles). Petrogenetic implications. *Bull. Soc. Géol. France* t.162 n°6 : 1037-1047
- Deino A and Potts R (1990) Single-Crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Olorgesailie Formation, Southern Kenya Rift. *J. Geophys. Res.* 95 : 8453-8470
- Duncan R and Hargraves R (1984) Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In : W. E. Bonini, R. Hargraves and R. Shagam (eds) *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America Memoir, pp : 81-93
- Feuillet N, Manighetti I and Tapponier P (2002) Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.* 107 (B12) : 29
- Fiet N, Quidelleur X, Parize O, Bulot LG, et al. (2006) Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology : Towards a more stable relative time scale? *Earth Planet. Sci. Lett.* 246 : 407-417
- Fink LK (1972) Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region, Lesser Antilles island arc. *Mar. Geol.* 12 : 267-288
- Gadalia A, Gstalter N and Westercamp D (1988) La chaîne volcanique de Bouillante, Basse-Terre de Guadeloupe, (Petites Antilles): Identité pétrographique, volcanologique et géodynamique. *C.R.Acad. Sc. Paris, Géologie de la France* n°2-3 : 101-130

- Germa A (2008) Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques. Thèse de Doctorat. Département des Sciences de la Terre, Université Paris sud 11, Orsay. pp : 395
- Gillot P-Y and Cornette Y (1986) The Cassinoid technique for potassium-argon dating, precision and accuracy : examples from the late pleistocene to recent volcanism from southern Italy. *Chem. Geol.* 59 : 205-222
- Gillot P-Y, Cornette Y, Max N and Floris B (1992) Two reference materials, trachytes MDO-G and and ISH-G, for argon dating (K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of Pleistocene and Holocene rocks. *Geostandards Newsletter* 16 (1) : 55-60
- Gradstein FM, Ogg JG and Smith AG (2004) A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, pp : 589
- Grunevald H (1965) Géologie de la Martinique. Paris. pp : 144
- Harford C, Pringle M, Sparks RSJ and Young SR (2002) The volcanic evolution of Montserrat using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. In : T. H. Druitt and B. P. Kokelaar (eds) *The Eruption of Soufrière Hills Volcan, Montserrat, from 1995 to 1999.* Mem. Geol. Soc. London, pp : 93-113
- Harland WB, Armstrong RL and Cox AV (1990) A Geologic Time Scale 1989. Cambridge University Press, pp : 279
- Hildenbrand A, Gillot P-Y and Le Roy I (2004) Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano : Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 217 : 349-365
- Hsü KJ, LaBrecque JL et al. (1982) Site 522. Initial Report, DSDP 73 : 187-210
- James K (2006) Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate : discussion, finding an inter-American origin. *Geologica Acta* 4 (1-2) : 279-302

- Kuiper KF, Deino A, Hilgen FJ, Krijgsman W, et al. (2008) Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science* 320 : 500-504
- Lanphere MA and Baadsgaard H (2001) Precise K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb/Sr and U/Pb mineral ages from the 27.5 Ma Fish Canyon Tuff reference standard. *Chem. Geol.* 175 (3-4) : 653-671
- Laskar J, Joutel F and Boudin F (1993) Orbital, Precessional, and Insolation Quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astron. Astrophys.* 270 (1-2) : 522-533
- Léticée JL, Randrianasolo A, Cornée JJ, Münch P, et al. (2005) Mise en évidence d'une discontinuité émergitive majeure au sein de la plate-forme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles. *C.R. Geoscience* 337 : 617-624
- Martin-Kaye PHA (1969) A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geology and Mineral Resources* 10 : 172-206
- Maury R, Westbrook GK, Baker PE, Bouysse P, et al. (1990) Chapter 5 : Geology of the Lesser Antilles. In : G. Dengo and J. E. Case (eds) *The Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, Colorado. pp : 141-166
- McIntosh WC (2000) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Tephra and Volcanic Clasts in CRP-2A, Victoria Land Basin, Antarctica. *Terra Antarctica* 7 (4) : 621-630
- Meschede M and Frish W (1998) A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics* 296 : 269-291
- Nagle F, Stipp JJ and Fisher DE (1976) K-Ar geochronology of the Limestone Caribees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 29 : 401-412
- Odin GS, Adams CJ, Armstrong RL, Bagdasaryan GP, et al. (1982) Interlaboratory standards for dating purposes. In : G. S. Odin (eds) *Numerical dating in stratigraphy*. John Wiley and Sons, Chichester. pp : 123-150

- Pindell J and Kennan L (2001) Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM). Houston, Texas
- Quidelleur X, Gillot PY, Carlut J and Courtillot V (1999) Link between excursions and paleointensity inferred from abnormal field directions recorded at La Palma around 600 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168 (3-4) : 233-242
- Quidelleur X, Carlut J, Gillot P-Y and Soler V (2002) Evolution of the geomagnetic field prior to the Matuyama-Brunhes transition : radiometric dating of a 820 ka excursion at La Palma. *Geophys. J. Int.* 151 : F6-F10
- Quidelleur X, Carlut J, Soler V, Valet J-P, et al. (2003) The age and duration of the Matuyama-Brunhes transition from new K-Ar data from La Palma (Canary Islands) and revisited $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 208 : 149-163
- Renne PR, Deino AL, Walter RC, Turrin BD, et al. (1994) Intercalibration of Astronomical and Radioisotopic Time. *Geology* 22 (9) : 783-786
- Renne PR, Swisher CC, Deino A, Karner DB, et al. (1998) Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem. Geol.* 145 : 117-152
- Rouchon V, Lefèvre J-C, Quidelleur X, Guérin G, et al. (2008) Nonspiked ^{40}Ar and ^{36}Ar quantification using a quadrupole mass spectrometer : A potential for K-Ar geochronology. *Int. J. Mass Spectrom.* 270 : 52-61
- Samper A, Quidelleur X, Lahitte P and Mollex D (2007) Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island : Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth Planet. Sci. Lett.* 258 (1-2) : 175-191
- Samper A, Quidelleur X, Boudon G, Le Friant A, et al. (2008) Radiometric dating of three large volume flank collapses in the Lesser Antilles Arc. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 176 (4) : 485-492

- Samson SD and Alexander ECJ (1987) Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb-1. *Chem. Geol.* 66 : 27-34
- Shackleton NJ, Hall MA, Raffi I, Tauxe L, et al. (2000) Astronomical calibration age for the Oligocene-Miocene boundary. *Geology* 28 (5) : 447-450
- Spell TL and McDougall I (2003) Characterization and calibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem. Geol.* 198 : 189-211
- Steininger FF, Aubry MP, Berggren WA, Biolzi M, et al. (1997) The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. *Episodes* 20 (1) : 23-28
- Taylor JR (1982) An introduction to Error Analysis. *The study of Uncertainties in Physical Measurements*. University Science Books, Oxford University Press, pp : 270
- Westercamp D (1972) Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique. Université de Paris-Sud, centre d'Orsay, Université de Paris-Sud, Orsay. pp : 278
- Westercamp D and Tazieff H (1980) Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, La Désirade. Masson, Paris. pp : 135
- Westercamp D, Andreieff P, Bouysse P, Cottez S, et al. (1989) Martinique, Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000e. Editions du BRGM, Orléans. pp : 246
- Wilson GS, Lavelle M, McIntosh WC, Roberts AP, et al. (2002) Integrated chronostratigraphic calibration of the Oligocene-Miocene boundary at 24.0 ± 0.1 Ma from the CRP-2A drill core, Ross Sea, Antarctica. *Geology* 30 (11) : 1043-1046

Figures and Table captions

Figure 1 : (A) Map of the Lesser Antilles Island arc. Location of the Older volcanic arc is shown by the black dashed line, and the Active arc by the grey dashed line.

(B) Zoom on Martinique Island, French West Indies. The different main volcanic units are distinguished, and main volcanoes are indicated. Traces of Older and Active Arcs are shown, as well as the intermediate arc (Vauclin-Pitault chain).

Figure 2 : Location of samples from Basal Complex (black symbols) and Sainte Anne Series (white symbols) volcanic units within (A) La Caravelle (squares) and (B) Sainte Anne (circles) peninsulas. Big symbols correspond to dated samples with K-Ar ages obtained in this study. Non-dated samples are shown with smaller symbols and written in italic.

Figure 3 : TAS diagram of samples from Basal Complex from La Caravelle (open squares) and Saint Anne (open circles) peninsulas, and from Sainte Anne Series from La Caravelle peninsula (black squares) and from Sainte Anne peninsula (black circles). Data from Labanieh, thesis in progress.

Figure 4 : K-Ar ages with 1-sigma error bars of samples dated in this study for the Basal Complex and Sainte Anne Series versus the geologic time scale 2004 (Gradstein et al. 2004) and the one from Berggren et al. (1995). Circles correspond to samples from Sainte Anne Peninsula, squares represent samples from La Caravelle peninsula, black symbols are for BC samples and white symbols for SAS samples.

Table 1 : K-Ar ages obtained in this study on groundmass separates. Column headings indicate sample name, name of the site location, geographic coordinates (latitude and longitude) in degrees, the material molten (gms: groundmass, fdpr: feldspar), potassium concentration in percent, type of used spectrometer (QMS: quadrupole mass spectrometer, SMS: sector mass spectrometer, see text), concentration of radiogenic (*) $^{40}\text{Ar}^*$ in percent, number of atoms/g of radiogenic $^{40}\text{Ar}^*$, age and one sigma (σ) uncertainty in Ma. For each sample, mean age and uncertainty, calculated by weighting each analysis with the amount of $^{40}\text{Ar}^*$ (%), are also indicated (in Ma).

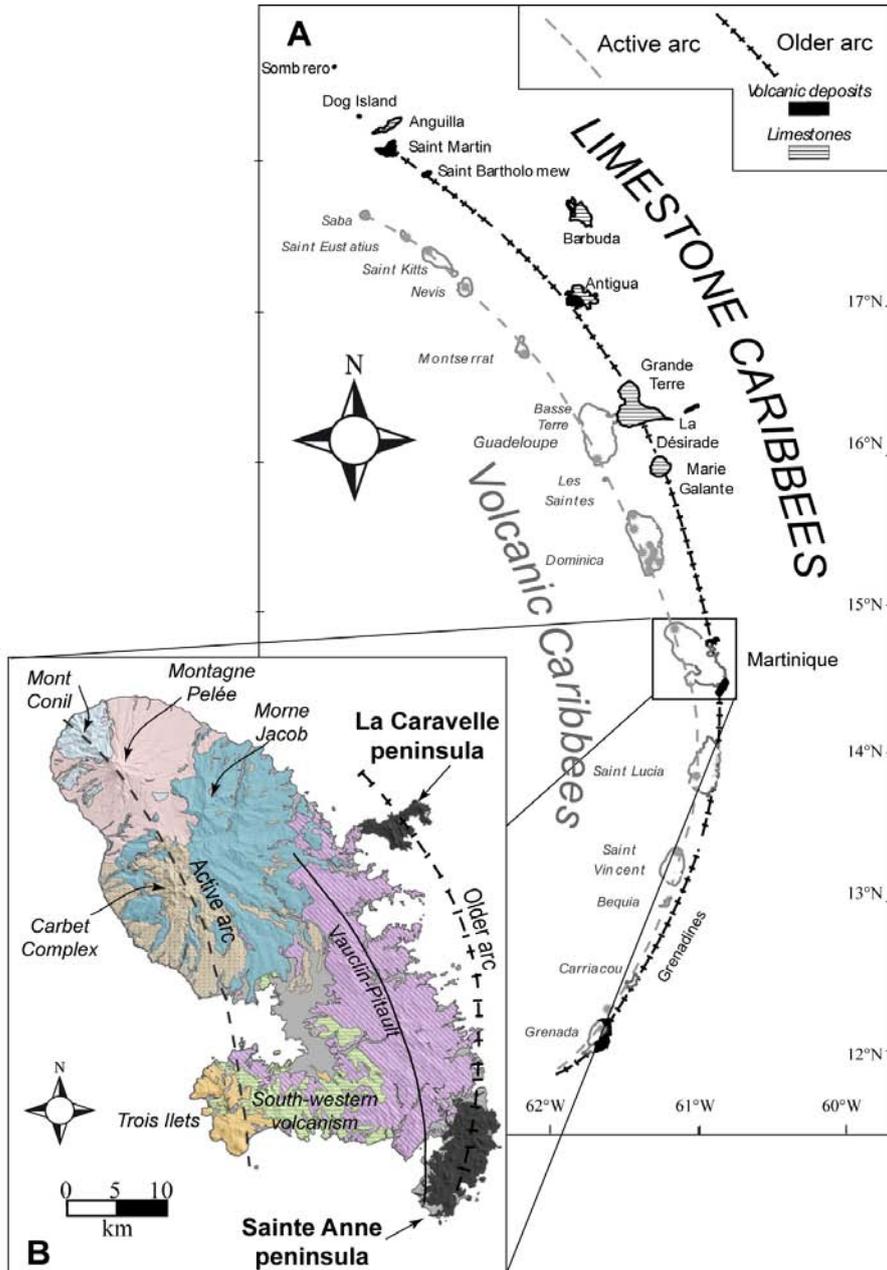


Figure 1
 Germa et al., 2009

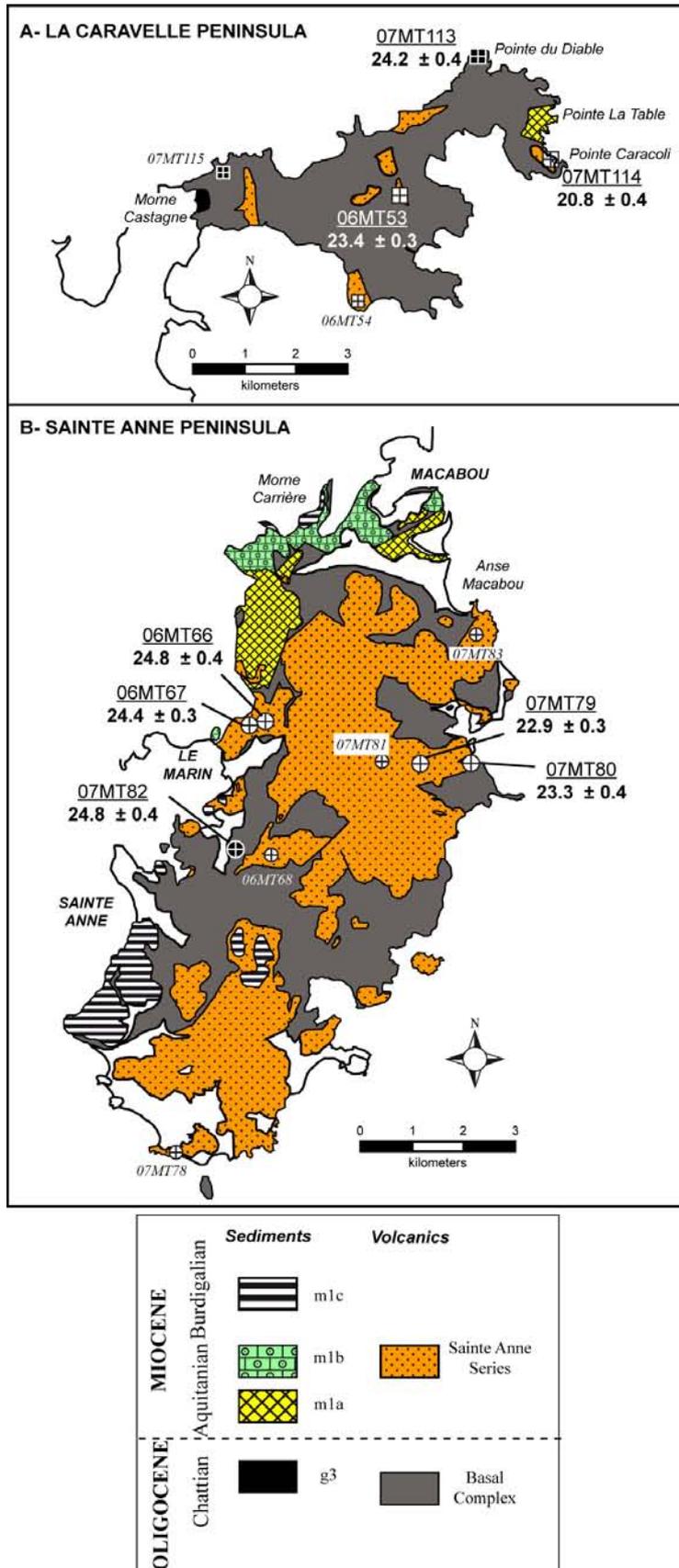


Figure 2
Germa et al., 2009

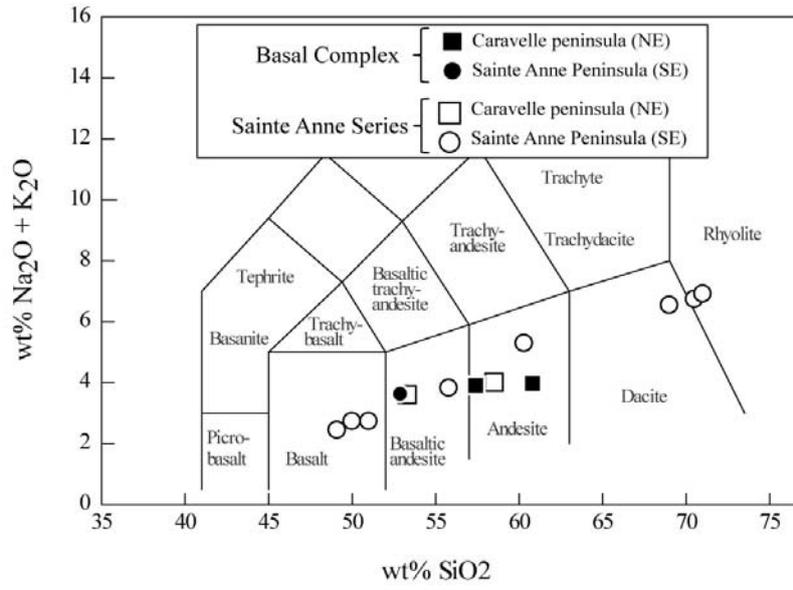


Figure 3

Germa et al., 2009

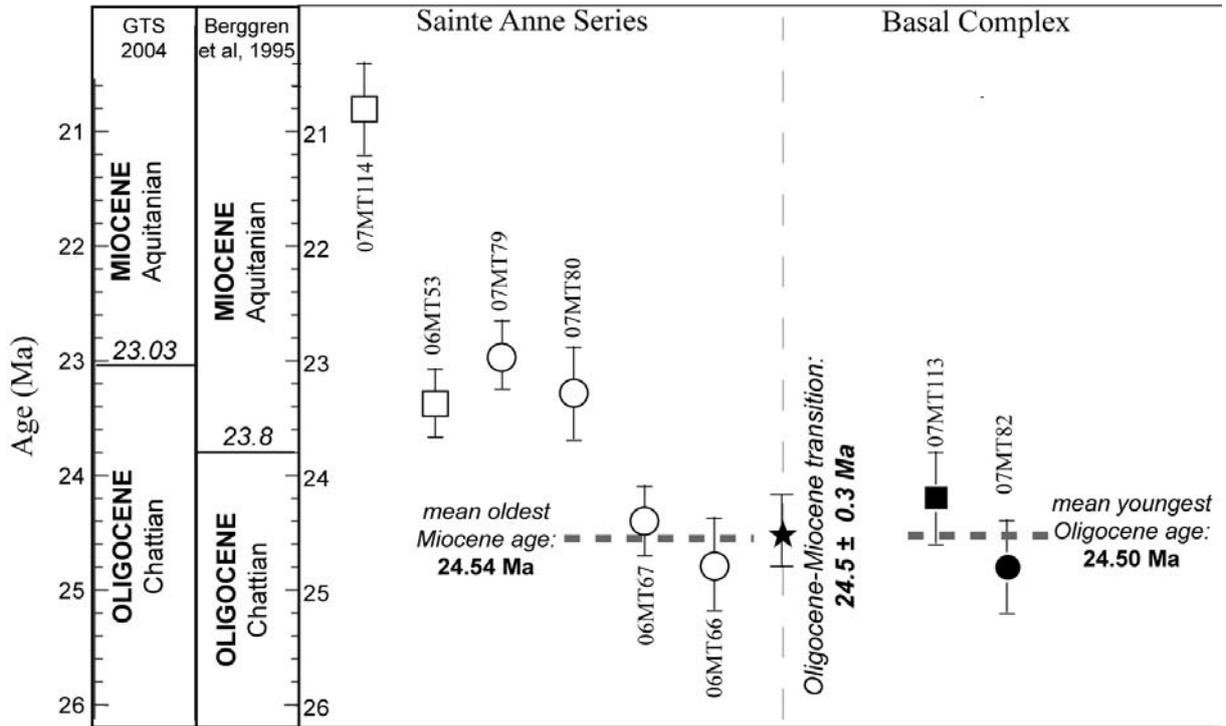


Figure 4
Germa et al., 2009

Table 1
Germa et al. 2008

Sample	Location	Lat °N	Lon °W	Material	K (%)	Spectro- meter	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (at/g)	Age ± 1σ (Ma)	Mean age ± 1σ (Ma)
Basal Complex										
07MT113	Pte du Diable	14.779	60.888	gms	0.831	QMS	39.4	2.117E+13	24.2 ± 0.4	
						QMS	42.0	2.104E+13	24.1 ± 0.4	24.2 ± 0.4
07MT82	Montdésir	14.449	60.863	gms	0.488	QMS	22.5	1.307E+13	25.5 ± 0.4	
						QMS	31.5	1.250E+13	24.4 ± 0.4	24.8 ± 0.4
Sainte Anne Series										
07MT114	Pte Caracoli	14.760	60.873	gms	0.923	QMS	13.6	2.026E+13	20.9 ± 0.4	
						QMS	13.1	2.014E+13	20.8 ± 0.4	20.8 ± 0.4
07MT79	Anse La Rose	14.468	60.827	gms	0.852	QMS	28.6	2.044E+13	22.8 ± 0.4	
						QMS	28.7	2.062E+15	23.0 ± 0.3	22.9 ± 0.3
07MT80	Trou Cadia	14.467	60.818	gms	0.409	QMS	32.2	1.030E+13	24.0 ± 0.4	
						QMS	41.6	9.808E+12	22.8 ± 0.4	23.3 ± 0.4
06MT53	H° Balata	14.757	60.901	gms	0.653	SMS	46.5	1.612E+13	23.5 ± 0.3	
						SMS	41.2	1.598E+13	23.3 ± 0.3	23.4 ± 0.3
06MT67	La Source	14.474	60.859	gms	1.173	SMS	68.9	2.989E+13	24.2 ± 0.3	
						SMS	64.7	3.038E+13	24.6 ± 0.4	24.4 ± 0.3
06MT66	La Source	14.474	60.859	fdpr	0.212	SMS	73.1	5.543E+12	24.9 ± 0.4	
				gms	1.166	SMS	82.9	3.052E+13	24.9 ± 0.4	
							81.9	3.036E+13	24.8 ± 0.4	24.8 ± 0.4

Chapitre 4 :

**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

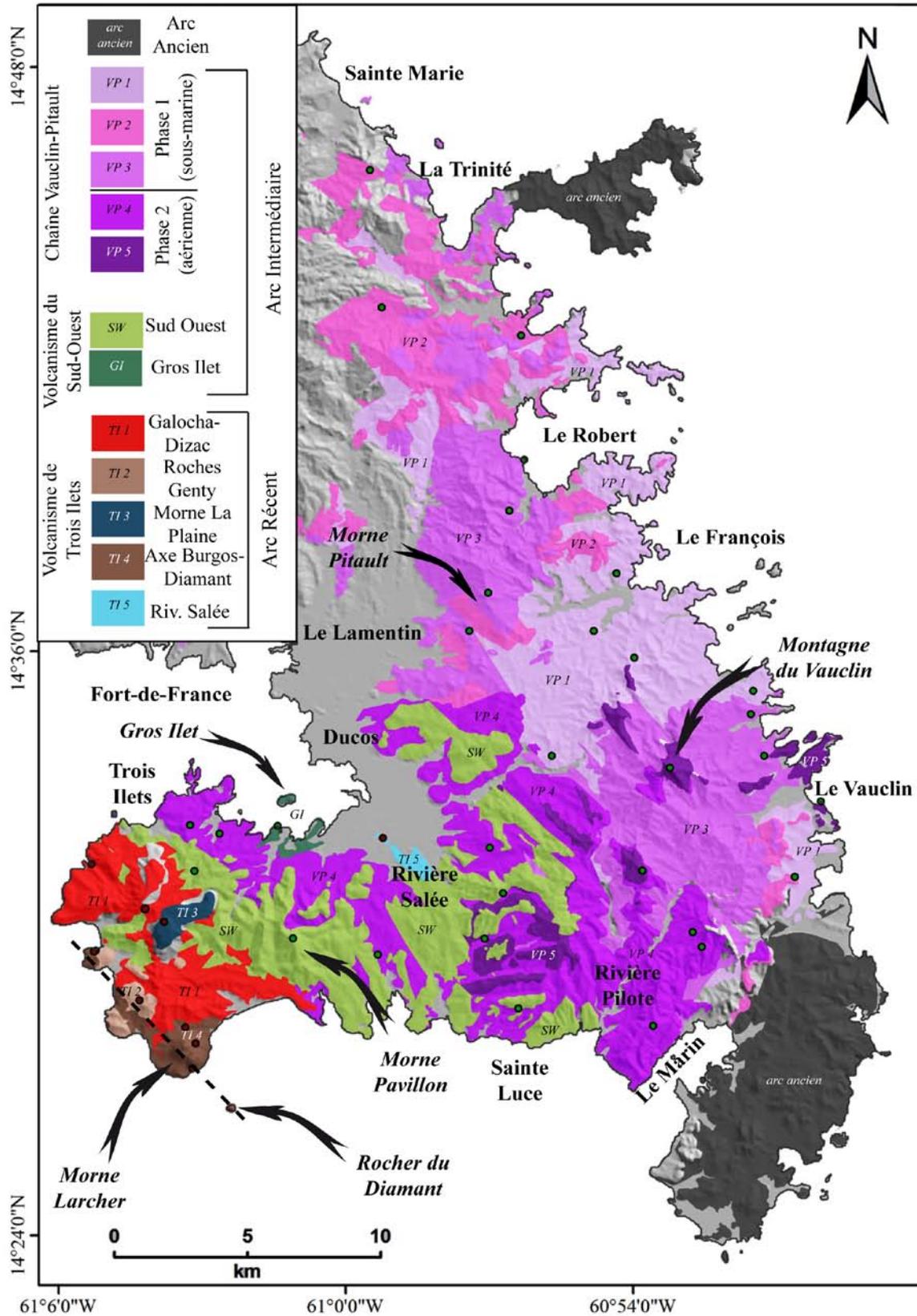


Figure IV-1

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 SiO₂, 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

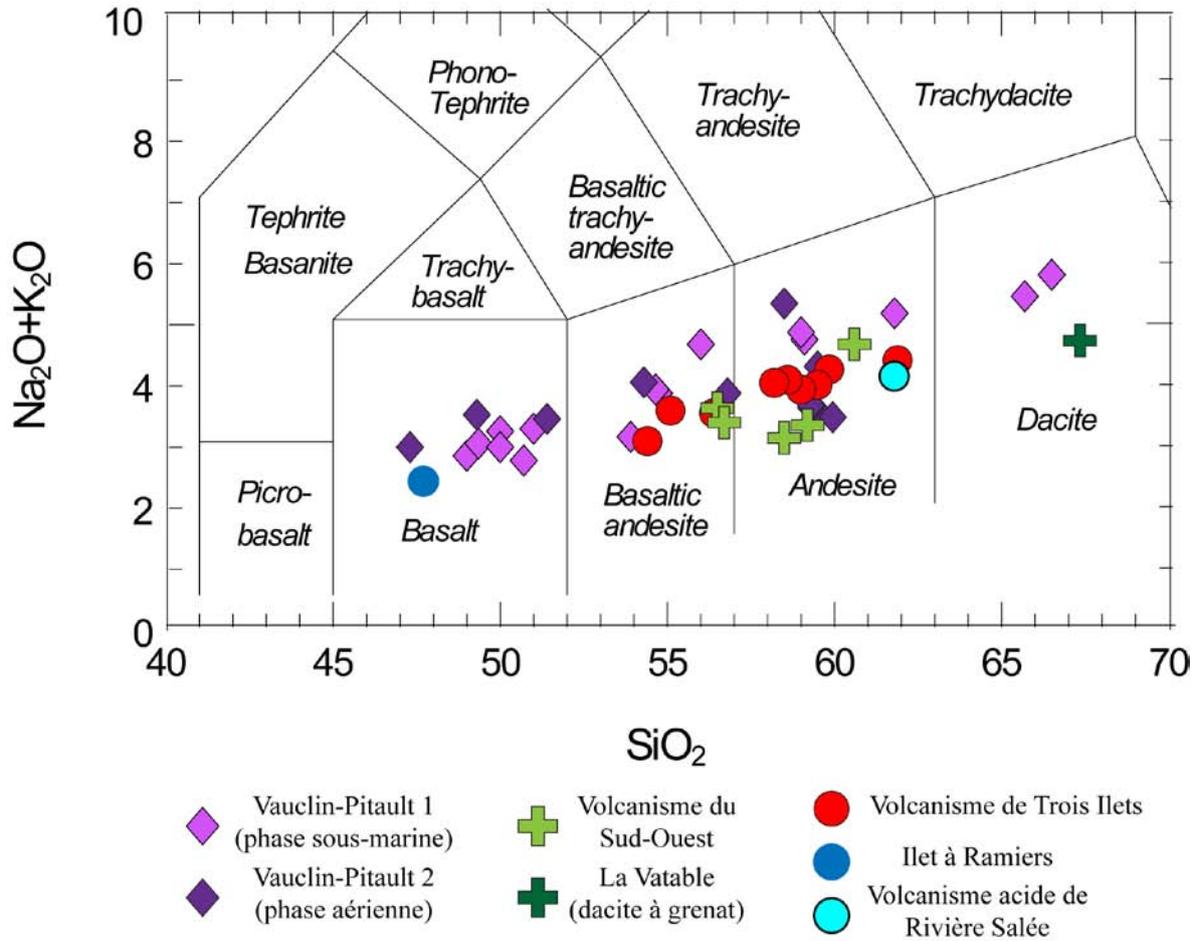
Ici encore, nous avons utilisé la méthode de datation K-Ar Cassinot-Gillot. Les principes sont détaillés en annexe I, et résumés (en anglais) dans les chapitres III et V. Les résultats sont présentés dans la Table 1 et sur la figure IV-3, et sont détaillés dans le texte (section 3.2.).

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



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 (~ 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).

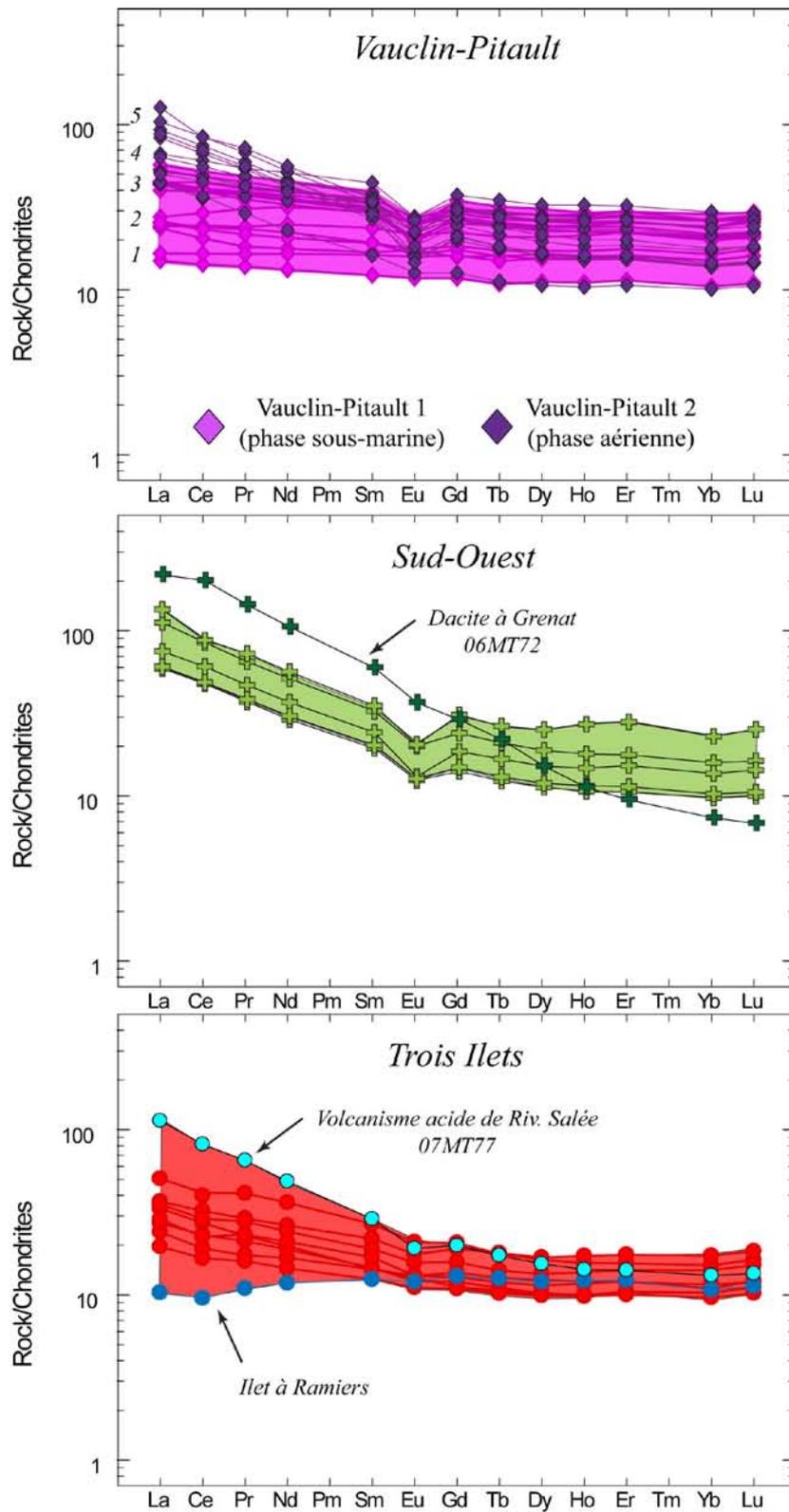


Figure IV-2b

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.

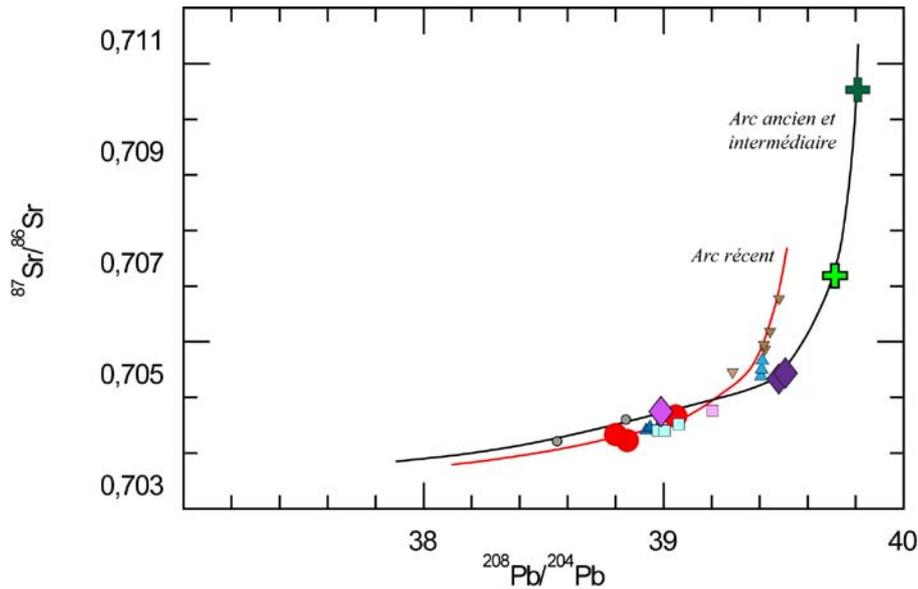


Figure IV-2c

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 ± 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 ± 0.39 Ma (07MT96). Le dyke 07MT97 (Benguette) est une lave basaltique aphyrique que nous avons daté à 9.03 ± 0.15 Ma. Enfin, le Morne Pitault a été daté à 8.48 ± 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 ± 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 μm). L'âge obtenu sur cette phase (10.46 ± 0.15 Ma) confirme l'âge obtenu sur mésostase. Il en est de même pour le Morne Gommier (06MT65) daté à 8.44 ± 0.12 Ma sur mésostase, confirmé par un âge de 8.42 ± 0.12 Ma sur plagioclases. Entre la Montagne du Vauclin et le Morne Gommier, Le Morne Vent a un âge de 9.89 ± 0.14 Ma (07MT94). Enfin, plus à l'ouest, l'échantillon 07MT75 a un âge de 8.76 ± 0.14 Ma, et celui issu de la coulée de lave du Collège de Trois Ilets est daté à 8.98 ± 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 ± 0.14 Ma (07MT93, Table 1 et Figure IV-3). Le sommet du Morne Pavillon est daté à 8.76 ± 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 ± 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 ± 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 ± 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 ± 0.02 Ma sur mésostase. Le long de l'axe NW-SE Burgos-Diamant, nous avons daté le Morne Champagne à 617 ± 52 ka (06MT57, extrémité nord de l'axe) et le Morne Larcher à 346 ± 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.	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (at/g)	Age ± 1σ (Ma)	Moy. ± 1σ (Ma)
CHAÎNE VAUCLIN-PITAUTL										
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
VOLCANISME DU SUD-OUEST MARTINIQUAIS										
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
VOLCANISME DE TROIS ILETS										
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).

⁴⁰Ar* : argon radiogénique

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

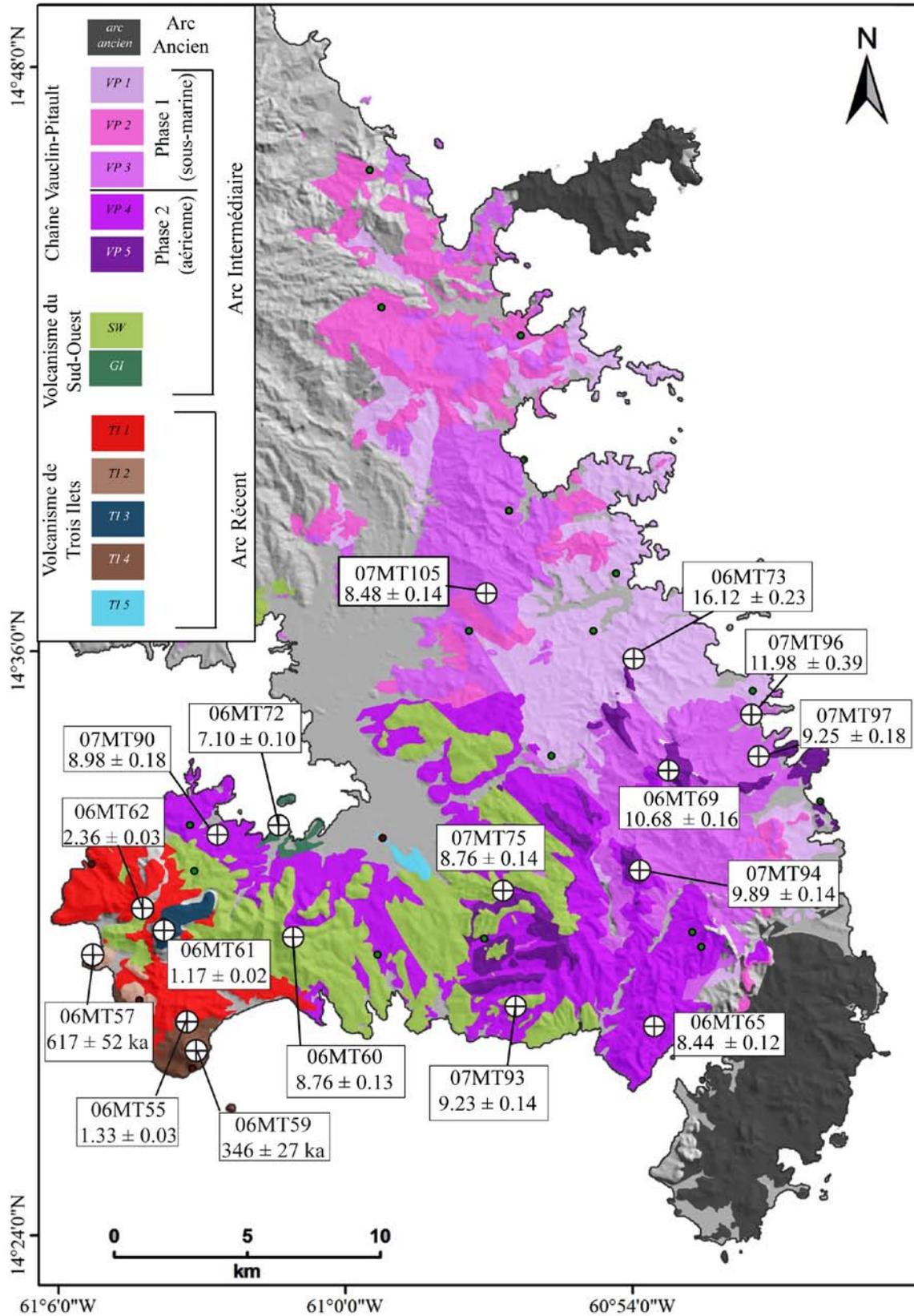


Figure IV-3

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 ± 0.23 Ma pour une coulée de lave dans la carrière de Bois Soldat (06MT73), où un âge de 15.90 ± 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 ± 0.14 Ma qui avait été précédemment daté à 9.48 ± 0.15 Ma (Andreieff *et al.*, 1976; Table IV-2). L'âge de 2.35 ± 0.03 Ma que nous obtenons pour le Morne Bigot (06MT62) est compatible avec l'âge publié de 2.57 ± 0.08 Ma (Andreieff *et al.*, 1976). De même, le basalte du Morne La Plaine avait été daté à 1.15 ± 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 ± 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 ± 0.15 Ma (Nagle *et al.*, 1976, échantillon M129), et son sommet à 9.51 ± 0.60 Ma (Bellon *et al.*, 1974, échantillon P.15.H), âge donné à 14.22 ± 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 ± 0.17 Ma sur la mésostase, confirmé par un âge de 10.46 ± 0.15 Ma sur les microlithes de la pâte, et donc un âge moyen de 10.65 ± 0.16 Ma.

D'autre part, les laves de l'habitation Benguette avaient été datées à 12.80 ± 0.30 Ma (échantillon P.14.0) par Bellon *et al.* (1974), mais un âge de 19 ± 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 ± 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 ± 0.23 et 7.10 ± 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 ± 0.23 à 8.48 ± 0.14 Ma. Ensuite, une activité subaérienne a dominé dans tout le sud de la chaîne de 10.86 ± 0.17 à 8.44 ± 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 ± 0.14 à 7.10 ± 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 km^2) de la surface de la chaîne Vauclin-Pitault (300 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.

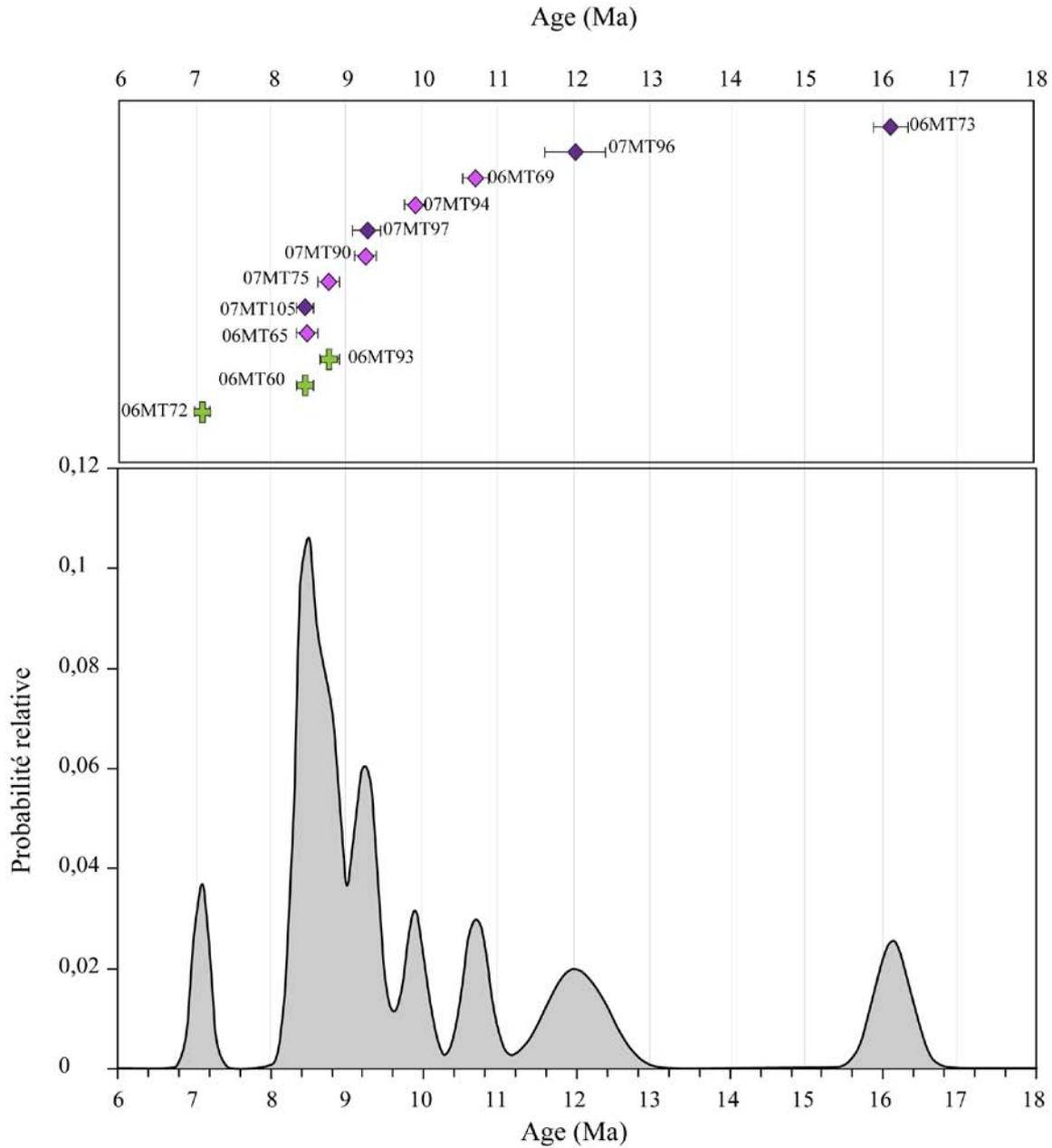


Figure IV-4

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 ± 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 ± 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 ± 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 ± 0.03 et 0.346 ± 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.

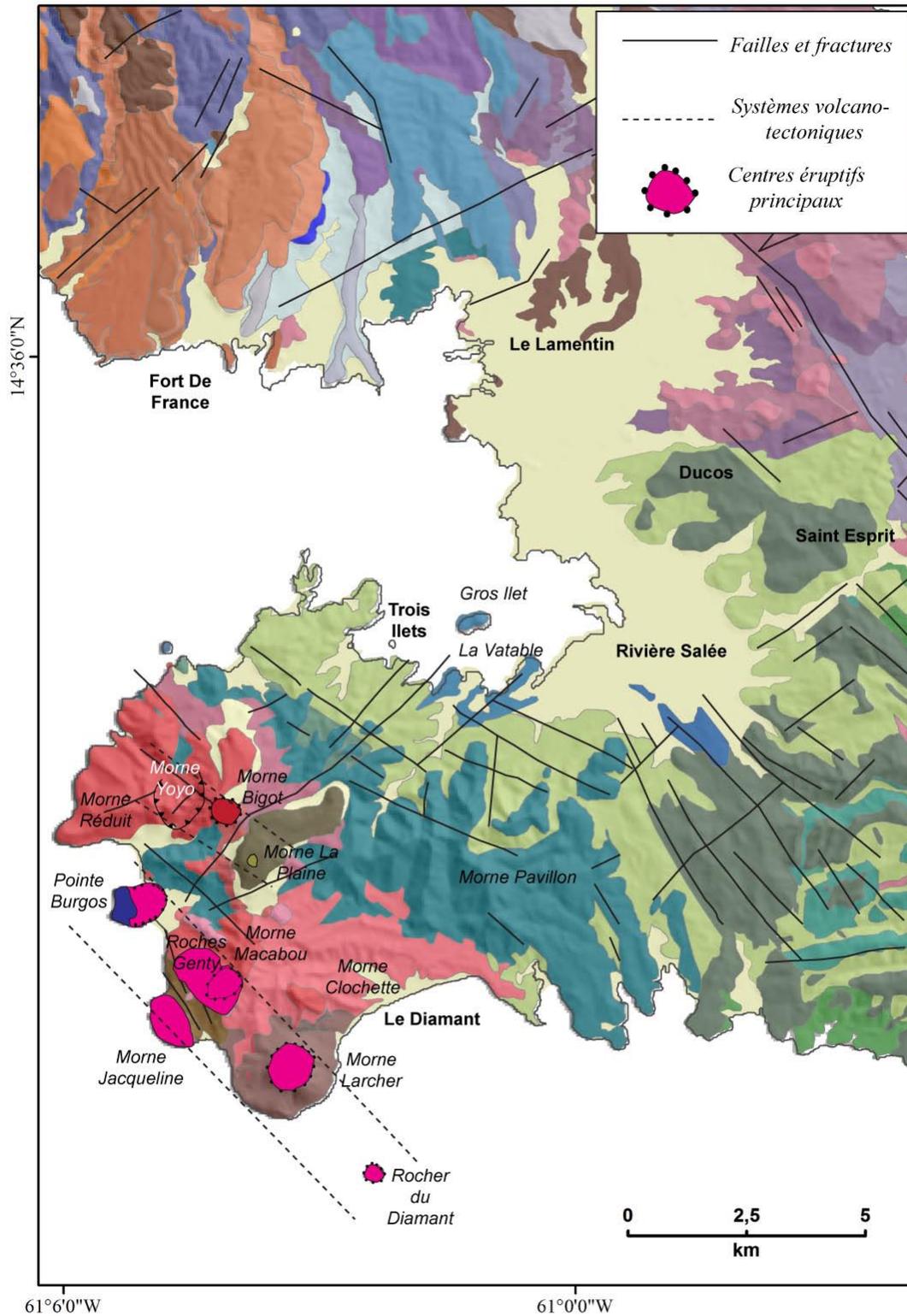


Figure IV-5

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).

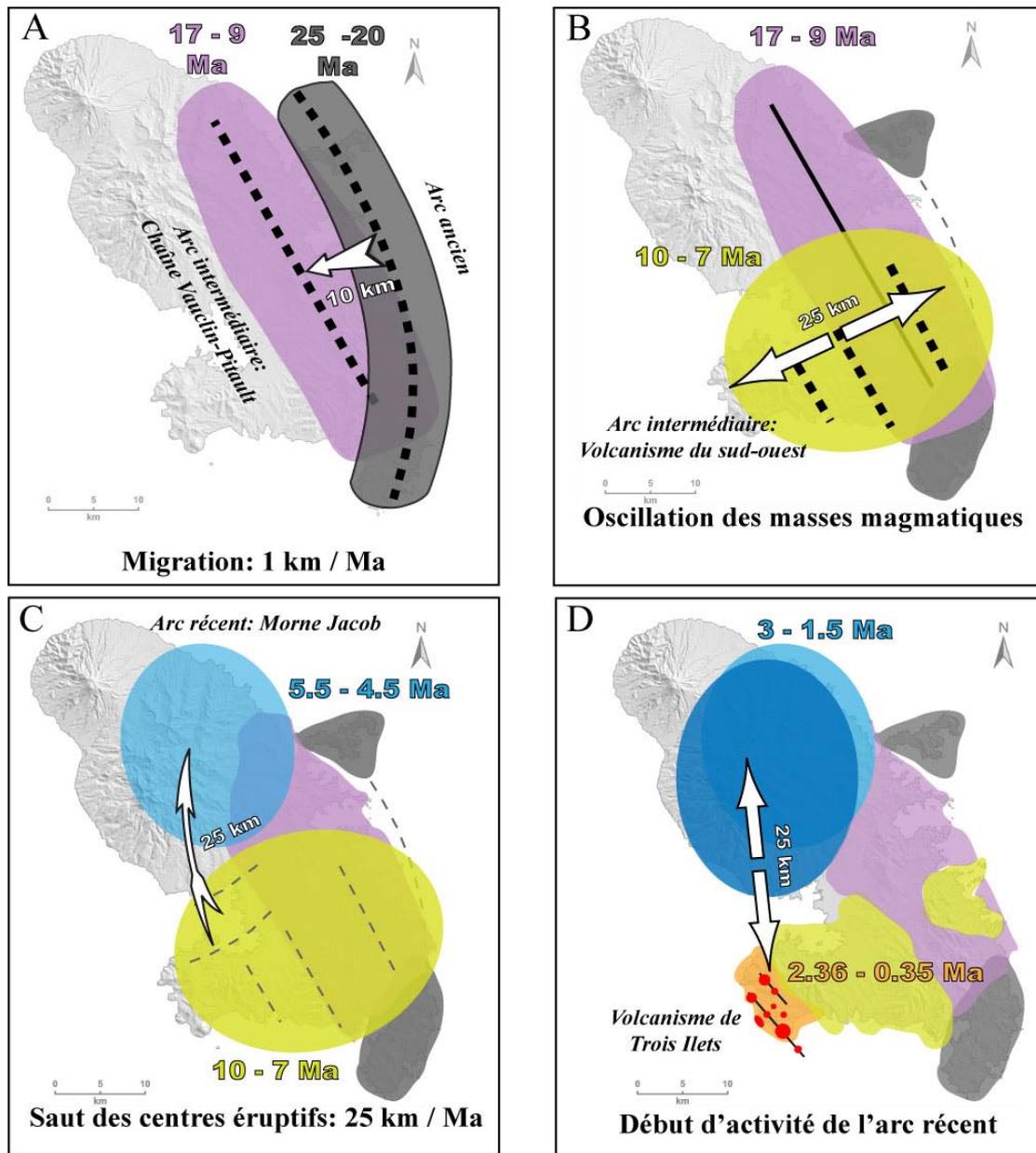


Figure IV-6

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).

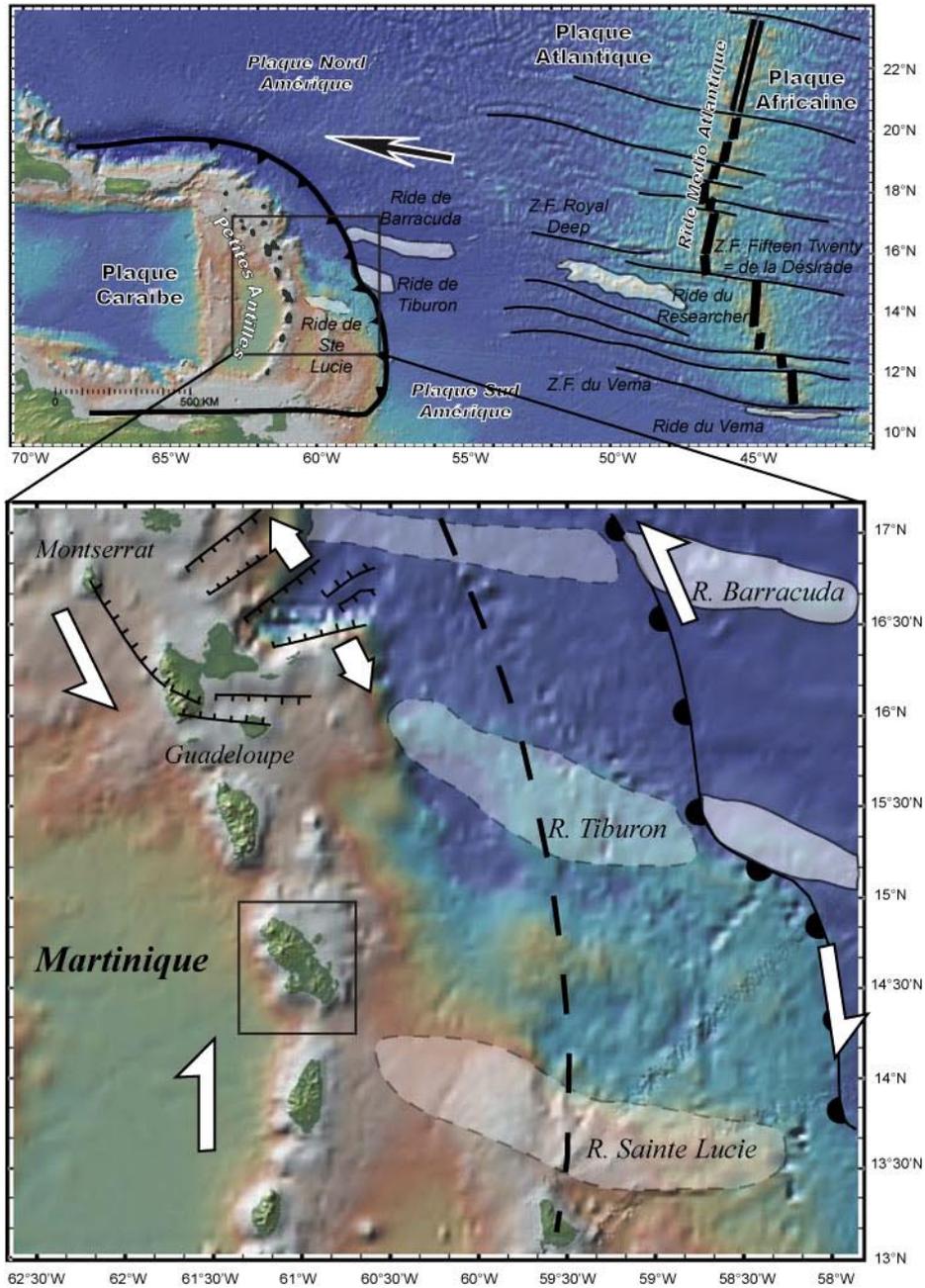


Figure IV-7

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.

Chapitre 5 :

**Chronologie éruptive de l'arc récent
dans le compartiment nord de la
Martinique**

The eruptive history of Plio-Pleistocene volcanism in northern Martinique Island (French West Indies): new K-Ar ages and volume calculations.

Germa Aurélie * ¹; Quidelleur Xavier¹; Labanieh Shasa²; Lahitte Pierre¹; Chauvel Catherine².

¹: *Laboratoire de Géochronologie Multi-Techniques - UMR CNRS-UPS11 8148 IDES, Département des Sciences de la Terre, Bat. 504, Sciences de la Terre, Université Paris Sud 11, 91405 Orsay Cedex, FRANCE*

²: *LGCA, Université J. Fourier, Maison des Geosciences, 1381, rue de la Piscine, 38400 St-Martin d'Herès FRANCE*

* Corresponding author: Germa Aurélie

Phone : + 33 (0) 1 69 15 67 71

e-mail: aurelie.germa@u-psud.fr

Word count:

- abstract: 353
- text: 6527

To be submitted to: Journal of Volcanology and Geothermal Research

Abstract

Martinique (14°N, 61°W) is the Lesser Antilles Island where the most complete volcanic history of the arc can be found. However, most studies have been restricted to Mount Pelée volcano, more particularly to the destructive 1902 and 1929 A.D. eruptions, rather than on the older zones from the recent arc (Morne Jacob, Pitons du Carbet and Mount Conil complexes). We have dated thirty-one representative samples from the northern volcanic complexes by K-Ar, based on the Cassinot-Gillot technique. Together with these radiometric ages, morphological constraints and field observations have helped us to better reconstruct the volcanic history of the Morne Jacob, Pitons du Carbet and Mount Conil complexes, and to characterize their relationship with the active volcano of Mount Pelée.

Our results show that the Morne Jacob, the largest shield volcano of the Lesser Antilles, has a longer history than previously inferred: the different stages of activity range between 5.5 and 1.5 Ma. A large basaltic to andesitic shield volcano was first built between 5.5 and 2.1 Ma. At the end of this stage, creeping probably affected its north-eastern flank. Then, more basic magmas erupted at the central vent and from peripheric fissures down to the Caribbean coast between 2.0 and 1.5 Ma. Piton du Carbet complex is younger than estimated before: a first stage of activity occurred with the construction of an andesitic volcano between 1 Ma and 600 ka, which ended by a large flank collapse southwest directed. It has been suggested that the loss of lithostatic load favoured more basic magma ascent and eruption of Pitons du Carbet s.s. inside the depression at about 334 ± 6 ka. Mount Conil and Mount Pelée constitute the northernmost and youngest compartment of the island. Mount Conil complex started its activity while the Carbet complex was still active, with andesites emitted between 543 ± 8 ka and 189 ± 3 ka, while the recent activity remained within the Mount Pelée. Finally, our combined approach based on geochronological, geochemistry, geomorphological and

fieldwork studies, allow us to propose a general evolution model for the recent arc volcanism in northern Martinique Island, from 5.5 Ma to present.

Keywords: Lesser Antilles, Martinique, K-Ar dating, Plio-Pleistocene volcanism

1. Introduction

The aim of this study is to determine the volcanic evolution of the recent Lesser Antilles Island arc in northern Martinique Island by constraining the building and destructive rates of the different volcanic complexes. Determining the growth rate and the evolution of a volcano is critical to understand periodicity and frequency of volcanic episodes, and to complete the global database of volcanic output rates. Moreover, coupled with petrographic and geochemical studies, geochronological investigations can provide insights into the compositional evolution of a volcanic complex.

Despite the fact that the evolution of the active volcanoes from the Lesser Antilles Island arc are relatively well documented, few reliable data on eruptive rates and chronologies of the whole islands are available (Guadeloupe: Samper et al., 2007; Montserrat: Harford et al., 2002). However, this kind of study has been well developed in recent years, for other arc stratovolcanoes built on oceanic crust (Seguam Island, Jicha et al., 2006) as well as on continental setting (Parinacota, Hora et al., 2007; Ceboruco-San Pedro, Frey et al., 2004; Tequila Volcanic field, Lewis-Kenedi et al., 2005; Mount Baker, Hildreth et al., 2003a; Mount Adams, Hildreth et al., 1994; Katmai cluster, Hildreth et al., 2003b). These studies

have shown that eruptive rates are highly variable, with peak rates during cone building ranging from 0.2 to 5 km³/ka for recent volcanism, younger than 1 Ma.

Martinique, located in the central Lesser Antilles arc, is an 1100 km² island built during the last 26 Myr. Its northern compartment is made of four Plio-Pleistocene volcanic complexes of lavas with compositions ranging from 48.6 % to 60.6 % SiO₂. Previous K-Ar dating of whole-rock samples indicated a 5.5 Myr history for the whole northern compartment (Westercamp et al., 1989) with a poor precision of about 5 – 7 % and a questionable reliability. Recent geochronological studies on Basse Terre de Guadeloupe (Blanc, 1983; Carlut et al., 2000; Samper et al., 2007), and at Montserrat (Harford et al., 2002) have shown a large discrepancy and inadequacy, both regarding magnetic polarity and geological evolution, within the results published during the eighties (Andreieff et al., 1988; Andreieff et al., 1976; Bellon et al., 1974; Briden et al., 1979; Nagle et al., 1976) due, most probably, to the use of whole-rock dating of weathered samples.

The purposes of this study are to use high-precision ⁴⁰K/⁴⁰Ar geochronology and geochemical analyses to (1) better constrain the duration of activity of each building stage, (2) quantify the volumetric evolution of each volcanic complex, (3) estimate the eruptive rates, and (4) establish the precise chronologic history of the northern Martinique Island.

2. Geological setting

2.1. Lesser Antilles Island arc

Martinique is located in the central part of the Lesser Antilles Island arc, which results from the westward subduction of the Atlantic plate under the Caribbean plate (Fig. 1a).

Whereas in the southern part of the arc, volcanic activity occurred along a single SW-NE axis, the northern part, which experienced a westward jump of the volcanic front, is divided into two distinct branches (Fig. 1a, Fink, 1972). The inactive arc lies to the east (dashed line in Fig. 1a) where volcanic activity took place from the Eocene to the Oligocene (Bouysse et al., 1979; Westercamp, 1972; Germa et al., 2008). From Grenada to Saba, the islands that constitute the internal arc are called the Volcanic Caribbees (black line, Fig. 1a), where volcanism is currently active since the early Miocene (Bouysse et al., 1979; Westercamp, 1972). Due to its central position where the two northern arcs merge, Martinique is the Lesser Antilles Island where the most complete history of the arc can be found, from 20 Ma to present (Briden et al., 1979; Westercamp et al., 1989).

2.2. Martinique Island

With an area of 1100 km², Martinique is the largest island of the arc. It lies at 14°N and 61°W, between Dominica and Saint Lucia islands (Fig. 1a).

Volcanic activity has been almost continuous from the Oligocene to historic times, and eight volcanic units have been identified (Fig1b; (Andreieff et al., 1988; Grunevald, 1965; Westercamp, 1972; Westercamp et al., 1989; Westercamp et al., 1980)): (1) the Basal Complex and Saint Anne series (26 – 20 Ma, Germa et al., 2008), (2) the Vauclin-Pitault submarine chain (17 – 10 Ma), (3) the South western volcanism (8.5 – 6.5 Ma), (4) the Trois Ilets volcanism (3.5 - 0.6 Ma), (5) the Morne Jacob volcano (5.5 – 2.2 Ma), (6) the Carbet complex (2 – 0.9 Ma), (7) the Conil Complex (1.2 – 0.4 Ma) and (8) the Mount Pelée volcano. We describe below these last four Plio-Pleistocene complexes and associated ages previously available for the northern Martinique.

2.2.1. Morne Jacob Volcano

The construction of the Morne Jacob shield Volcano, the largest volcanic edifice of the whole Lesser Antilles Island arc ($> 350 \text{ km}^2$), began about 5 Myr ago, with basaltic to andesitic hyaloclastites and subaerial lava flows emitted from ENE-WSW fractures (Westercamp et al., 1989). These authors identified a first building stage that occurred between 5.5 and 4.1 Ma (light blue in Fig. 2) followed by a second phase from 2.7 to 2.2 Ma (dark blue in Fig. 2) with massive lava flows reaching the Caribbean coast.

2.2.2. Carbet complex

The Carbet complex was constructed on the western flank of Morne Jacob volcano (Fig. 2). The building of an andesitic edifice (light brown in Fig. 2) has been estimated between 2 and 1 Ma ago based on the dating of pyroclastic flow deposits and few lava flows. This stage ended with the emplacement of lava domes then dated at about 1 Ma (Westercamp et al., 1989). This younger limit has been recently challenged by Samper et al. (2008) who found an age of $770 \pm 11 \text{ ka}$ (Table 1) for Piton Gelé, which is located at the northeastern limit of the complex, whereas an older age of $1.06 \pm 0.10 \text{ Ma}$ was previously inferred (Westercamp et al., 1989). A flank-collapse of about $30 - 40 \text{ km}^3$ (Boudon et al., 2007) occurred between $1.86 \pm 0.03 \text{ Ma}$ and $341 \pm 5 \text{ ka}$ (Samper et al., 2008), yielding a horseshoe-shaped structure opened to the west (white line, Fig. 2) and characterized by massive debris-avalanche deposits outcropping along the Caribbean coast, while, surprisingly, no associated such deposits have been recognized offshore (Boudon et al., 2007). The Pitons du Carbet s.s. are a group of seven voluminous lava domes, plus 5 isolated smaller ones, of andesitic composition, emplaced inside the horseshoe structure (dark brown, Fig. 2). Five of them are

higher than 1 000 m: Piton Lacroix (1 196 m), Piton Boucher (1 070 m), Piton de l'Alma (1 105 m), Piton Dumauzé (1 109 m), and Morne Piquet (1 160 m). A mean emplacement age of 337 ± 5 ka (Table 1) has been obtained for three of these lava domes (Alma, Morne Piquet and Piton Man Roy; Samper et al., 2008).

2.2.3. *Conil complex and Mount Pelée*

Between 1 and 0.4 Ma, the Mount Conil complex (blue crosshatch, Fig. 2) was built in the northern end of the island. It is composed of andesitic breccias, lava domes and lava flows. The end of its activity corresponds to the beginning of the building of Mount Pelée Volcano (pink in Fig. 2, Westercamp et al., 1989). Because only sparse geochronological data are available for Mount Conil (Table 1), timing of its activity is not well known but seems to have occurred between: 1.20 ± 0.20 Ma (Andreieff et al., 1988) and 0.4 ± 0.2 Ma (Bellon et al., 1974). Three eruptive periods have been identified for the recent Mount Pelée within two main stages called the Paléo and Néo-Pelée. These stages consist of successions of construction and destruction periods (Le Friant et al., 2003). This volcano experienced three major flank collapse events (D1, D2, D3), respectively at 100, 25 and 9 ka (black lines, Fig. 2a), followed by the building of a new cone inside each horseshoe-shaped structure (Le Friant et al., 2003). Some U – Th ages (Table 1) have been obtained on lava domes that were affected by the flank collapse events, permitting the chronological reconstruction of the Mount Pelée history, and more than a hundred of ^{14}C ages available allow a satisfactory understanding of the last 40 kyr of activity (Boudon et al., 2005). Twenty-eight magmatic eruptions occurred during the last 16 kyr, with ten plinian and eighteen dome-forming eruptions, plus an unknown number of phreatomagmatic and phreatic eruptions (Boudon et al., 2005). Since the European settlement, two phreatic eruptions occurred in 1792 and 1851,

and two magmatic dome-forming eruptions in 1902 - 1904 and 1929 - 1932. The flanks of Mount Pelée are mainly composed of pyroclastic flow deposits related to three types of activity (St Vincent, Plinian and Pelean; Boudon et al., 2005). Ninety percent of its subaerial deposits are volcanoclastics, and minor lava domes and flows are only present near the summit (Aileron lava dome, Morne Macouba, and historic lava domes).

3. Materials and methods

3.1. Sampling technique

During March 2006 and April 2007, 55 fresh lava flows and domes were sampled in Northern Martinique within the Morne Jacob volcano (n = 33, circles in Fig. 2b), Carbet complex (n = 7, diamonds in Fig. 2b), Mount Conil complex (n = 10, squares in Fig. 2b) and Mount Pelée volcano (n = 5, squares in Fig. 2b). At each location, hand-size blocks were sampled for geochronological and geochemical studies. To constrain through time the evolution of each complex, we have chosen the most significant sites and located escarpments, quarries, road cuts, coastal cliffs and rivers after examination of DEM, topographic and geological maps. Indeed, due to the tropical climate, erosion and presence of dense vegetation, outcrops were limited to these specific locations. In a companion paper (Labanieh et al., 2008), major, trace elements and isotopic compositions, obtained on the same samples than those dated here, are presented in details.

3.2. K-Ar Geochronology

Thirty-one samples were carefully selected for K-Ar dating using the Cassinoli-Gillot technique on the basis of sample freshness, as confirmed by examination of petrographic thin sections: six for Mount Conil, seven for Carbet complex, and twenty-two for Morne Jacob. K-Ar dating method was chosen because it allows accurate dating of both ancient and young lavas, even with low radiogenic content (Cassinoli and Gillot, 1982 ; Gillot and Cornette, 1986).

In order to remove any possible gain of argon (excess argon) coming from fluids circulations or from xenoliths of older basement rocks, and any possible loss of potassium due to weathering, a careful mineralogical separation was performed. Based on phenocrysts size, jaw crushing and sieving at typically 125-250 μm was performed. Grains were ultrasonically washed with deionized water and a 10% nitric acid solution. Heavy liquids were used to keep groundmass in narrow density ranges, typically 2.80 – 2.85 g/cm^3 for basalts, 2.70 – 2.75 g/cm^3 for basaltic-andesites, and to 2.60 – 2.65 g/cm^3 for andesites and dacites. Finally, we have separated groundmass and residual minerals with a Frantz magnetic separator. In some cases (samples 06MT32, 06MT14, 07MT121 and 06MT36), when plagioclases were considered suitable after thin sections examination, they were extracted at density around 2.70 g/cm^3 , in order to further support the age obtained on the groundmass.

We measured potassium and argon at the Laboratoire de Géochronologie Multi-Techniques (Orsay, France), from different aliquots of the same mineral preparation, K by flame emission spectroscopy and Ar by mass spectrometry using an instrument similar to the one described in Gillot and Cornette (1986). The relative uncertainty on K measurement is about 1% over a range of K contents between 0.1 and 15%. The limit of detectability of the radiogenic Ar content is presently of 0.1% (Quidelleur et al., 2001) and makes the Cassinoli-

Gillot technique especially suitable for very young dating as it allows to obtain K-Ar ages as young as 2 ka with only a few centuries uncertainty (Gillot et al., 2006). Such performance can be achieved because of the very stable analytic conditions of our mass spectrometer, which allows a very accurate atmospheric correction by direct comparison of the dated sample with an air aliquot measured in the exact same Ar pressure conditions. The calibration of the system is obtained by systematic measurements of an air pipette, which is routinely compared to the GL-O standard with its recommended value of 6.679×10^{13} at.g⁻¹ of radiogenic ⁴⁰Ar (⁴⁰Ar *) (Odin, 1982). Such calibration introduces an additional relative uncertainty of 1%, which leads to a total relative age uncertainty of about 1.5% for samples of about 1 Ma. However, for younger samples, the uncertainty due to the atmospheric correction dominates and can amount to 100% for sub-historic samples (with ⁴⁰Ar* of 0.1 %). Potassium and argon were analyzed at least twice in order to obtain a reproducible age within the range of error determined from periodic replicated measurements of dating standards, such as ISH-G, MDO-G (Gillot et al., 1992) and GL-O (Odin, 1982). For age calculations, decay constant and K isotopic ratios of (Steiger et al., 1977) have been used. A chronological summary of the 31 dated samples is presented in Table 2. All uncertainties quoted here are given at the 1-sigma level. The ages of each sample are also displayed in Fig. 3. As each age has been obtained on distinct lava flows and domes well distributed geographically, they are presented in an age probability spectra (ideogram, Fig. 4), following the formula proposed by Deino and Potts (Deino et al., 1992), to identify periods of construction and/or dormancy.

3.3. Volume estimations

Volume estimates were determined from analysis of the geological map (1:100 000; Westercamp et al., 1989) and the digital elevation model (DEM; 1:50 000) using the

geographical information system (GIS) software ArcGIS 9.1. The DEM is at a scale of 1:50 000 and uses a Universal Transverse Mercator (UTM) projection and the World Geodetic System 84 (WGS 1984) model. In order to evaluate the volumes of volcanic products and edifices, a paleo-topography for each volcanic stage was created using GIS calculations (e.g., local polynomial interpolation), from the present topography of representative structural surfaces, units outlines or watershed crests. Successive three-dimensional surface created represent the basal surface for the next construction stage. As the northern compartment is active since 5.5 Ma at tropical latitudes where erosion is intense, the estimates should be regarded as minimum volumes. Moreover, as we use ages from aerial lava flows, we thus only consider the volumes above sea level. The main imprecision for Martinique Island volume estimates, is that the preserved subaerial deposits represent only a fraction of the total erupted volume because a significant percentage is located below the sea level, has been intruded into the crust, or deposited under the sea during explosive eruptions.

4. Results

4.1. Macro- and microscopic identification

Lavas from Morne Jacob volcano are black basaltic-andesites to dacites. In thin sections, samples from the two eruptive stages are strictly different. The first stage is characterized by porphyritic basaltic-andesites with 5 to 15 % vol. of crystals. The main mineral phase is plagioclase, with sizes ranging from about 200 μm to more than 2 mm. The other minerals are rare crystals of augite and olivine (< 1mm). The microcrystalline

groundmass is made of microliths of plagioclase and clinopyroxene with size range of 40 - 80 μm . The second stage is characterized by porphyritic andesites with 20 to 40 % vol. of crystals. The main mineral phase is plagioclase (100 μm - 1 mm), associated with two pyroxenes (hypersthene and augite) with sizes ranging from 100 to 500 μm . The groundmass is fine grained, with plagioclase, pyroxene and glass.

Samples from Carbet complex are grey porphyritic andesites. The most abundant mineral is plagioclase, with sizes of several millimetres, but we observe few amphibole, quartz and biotite with sizes reaching 1 cm. In thin sections, rocks have 25 – 30 % vol. of crystals with sizes ranging between hundreds of μm to 10 mm. The main mineral is plagioclase, associated with clinopyroxene (augite), orthopyroxene (hypersthene), amphibole (hornblende) and quartz. The second stage is characterized by the occurrence of centimetric crystals of biotite and a larger amount of quartz. The groundmass is microcrystalline, with plagioclase, pyroxene and glass.

Lavas sampled within the Conil complex are dark to light grey andesites, with uneven fractures (from clean to granular). Rocks are porphyritic with mineral sizes never exceeding 5 mm. In thin sections, the rock contains 10 to 25 % vol. of crystals; with sizes from hundreds of μm to several mm. Plagioclase is the main mineral, associated with amphibole (hornblende) and hypersthene. Few amounts of augite are associated to amphibole (several μm), whereas it is absent in other cases, where the hornblende exceeds 1 mm in size.

4.2. Morne Jacob Volcano

4.2.1. K-Ar ages

Ages range from 1.53 Ma to 5.14 Ma (Fig. 3, Table 2), with K content between 0.12 and 2.01%, and radiogenic argon content ($^{40}\text{Ar}^*$) between 1.4 and 80.5 %. Older basal lava flows, sampled at coastal locations and in deep valleys, have ages from 5.14 ± 0.07 Ma (06MT32) to 4.10 ± 0.06 Ma (06MT34). Six samples located in the central area of the complex (06MT25, 06MT30, 06MT10, 06MT13, 06MT20 and 06MT08) have ages between 3.01 ± 0.19 Ma (06MT30) and 2.11 ± 0.03 Ma (06MT10). A sample from the main escarpment above Rivière du Carbet, (06MT19) yields an age of 1.75 ± 0.02 Ma, and another lava flow at the edge of this cliff has a K-Ar age of 1.62 ± 0.02 Ma (06MT16). To the south of the complex, three samples (07MT118, 06MT38 and 07MT101) from the longest lava flows have quite similar ages from 1.93 ± 0.03 Ma to 1.81 ± 0.03 Ma. Finally, Morne Jacob summit itself is dated at 1.53 ± 0.02 Ma (06MT14), and samples from the surrounding crests have ages of 2.04 ± 0.03 Ma (06MT15) and 1.72 ± 0.02 Ma (06MT24) respectively.

4.2.2. Volumes estimates and eruptive rates

Morne Jacob Volcano has a complex geometry. Indeed, it is deeply dissected so that only a minimum surface has been preserved along watershed crests. To model the paleotopography of the first stage (5.5 to 4.5 Ma), we extracted from the DEM the points located at the boundary between stage 1 and stage 2, as well as the points along watershed crests representative of the minimal surface of lava flows. We thus calculated the best surface fitting

all these points using a local polynomial interpolation. The volume of the shield is then estimated by multiplying the area (493 km²) by the mean elevation above sea level (204 m), so that we propose a minimum volume of 100 km³ for the first stage of Morne Jacob. This first shield has been emplaced between 5.5 and 4 Ma, thus we suggest an eruptive rate of 0.066 km³/kyr. To reconstruct the second shield, without discriminating the two last stages, we used the points of the watershed crests for a local polynomial interpolation, as well as the points located at the boundary between the second stage and the younger volcanic units. We estimate a volume of 110 km³ above sea level, but only 14 km³ above the first shield, which yield an eruptive rate of 0.007 km³/kyr.

4.3. Carbet complex

4.3.1. K-Ar ages

Ages range from 998 ± 14 ka to 322 ± 6 ka (Fig. 3 and Table 2), with K content between 0.76 and 2.01% and ⁴⁰Ar* between 8.6 and 60.2 %. Two lava domes located at the periphery of the complex, and belonging to the older stage, has been dated at 998 ± 14 ka (Morne Césaire, 06MT36), 893 ± 13 ka (Morne Fumé, 06MT21) and 603 ± 11 ka (Morne Saint Gilles, 07MT123). A lava dome and a lava flow from the Pitons du Carbet s.s. yield the ages of 322 ± 6 and 332 ± 7 ka (06MT37 and 07MT121, respectively, Table 1).

4.3.2. Volume estimates and eruptive rates

We propose a volume of about 50 km³ above sea level for the first Carbet edifice, which corresponds to only 5 km³ above the Morne Jacob shield volcano. This edifice has been built between 1 Ma and 600 ka, with a time-average eruptive rate of 0.012 km³/kyr.

The main difficulty to retrieve the volume of the Pitons du Carbet s.s. is to choose a basal surface. Indeed, we can consider both the outcropping volume only, as well as the deep-seated volume. As we do not have any evidence for a deep contact, we have calculated a maximum volume above sea level of 10 km³, and a minimum outcropping volume of only 2 km³ above the reconstructed surface fitting the base of the Piton du Carbet s.s.. These volumes account for eruptive rates between 0.1 and 0.5 km³/kyr.

4.4. Conil complex

4.4.1. K-Ar ages

Ages range from 543 ± 8 ka to 189 ± 3 ka (Fig. 3 and Table 2), with K content from 0.79 % to 1.49 % and ⁴⁰Ar* between 0.8 and 27.9 %. Sample 06MT28 taken from a cliff at Grand' Rivière yields an age of 543 ± 8 ka. Sample from Petit Morne (06MT42), to the north-east, has been dated at 384 ± 6 ka, and those from Morne du Céron (06MT18), to the south-west of the complex, at 346 ± 42 ka. Two close lava flows from Morne à Lianes and Ravin de l'eau (06MT48 and 06MT47) have the same age of 207 ± 3 ka. Finally, a prismatic lava flow sampled in Rivière Trois-Bras, at the centre of the complex, yields an age of 189 ± 3 ka (06MT40).

4.4.2. *Volumes estimates and eruptive rates*

With Mount Pelée which partly covers it, Mount Conil is the youngest volcano of the studied area, and has simply been considered here as a cone for reconstructions. We used the watershed crests that could be representative of the original slopes and extrapolated their profiles. Afterwards, the elevation has been plotted versus the distance of the profile exported, and smoothed using a Bézier curve. We finally apply revolution symmetry of this profile along thirty-two concentric profiles, and iterated the values into a matrix. The grid thus obtained is exported into the ARC GIS workspace to generate a surface using a local polynomial interpolation. We have obtained a cone, slightly concave, with a diameter of 13.5 km, and a maximum elevation of 1167 m. For the considered area A above sea level, we know the mean elevation E_m of all pixels, and we thus estimated the volume V of this cone at 42 km^3 , using the following formula: $V = A \times E_m$. Our ages distribution, together with the geological map, indicate that the group of lava domes formed by Morne Sibérie, Piton Mont Conil, Pain de Sucre, Piton Pierreux and Morne Sainte Croix, as well as associated lava flows, erupted later from an east-west fissure on the northern flank of the cone. We also reconstructed the approximate DEM of this group and calculated a volume of 1.3 km^3 . We thus estimate the volume of Mount Conil at about 44 km^3 at the time of its building, before any erosion processes or flank collapse event. The time-average eruptive rate of Mount Conil is thus of $0.200 \text{ km}^3/\text{kyr}$.

5. Discussions

Our ages display much lower uncertainties (less than 1.5%) than those of about 5 – 7 % obtained by Westercamp et al. (1989, Table 1), which were. This can be explained by the fact that their ages have been obtained with K-Ar dating mostly on whole rock material, which yield higher atmospheric contamination. Moreover, whole rock analyses can also yield too old ages due to argon heritage from older mineral phases (Harford et al., 2002; Samper et al., 2008) or because of undetected K loss due to weathering. On the contrary, our technique reliability is based on a careful separation of mineral phases and preferential analysis of the groundmass phase, which crystallizes last and under atmospheric conditions. It has been shown that the Cassagnol-Gillot technique is specially suitable to date Lesser Antilles lava flows and domes (Blanc, 1983; Carlut et al., 2000; Samper et al., 2007; 2008).

5.1. Morne Jacob

5.1.1. Spatio-temporal evolution

We deduced from the age probability spectra (Fig. 4), which incorporates variable analytical uncertainties (Deino et al., 1992), that the activity to construct Morne Jacob volcano has been almost continuous during 4 Myr, from 5.3 to 1.4 Ma, over a time interval of 3.9 Myr. Within this period, we have identified two main phases of construction, the first one from 5.3 to 4.0 Ma, and from 3.3 to 1.4 Ma, separated by 700 kyr of erosion or without apparent volcanism. Unfortunately, due to the tropical climate, no soil or discordant contact between the deposits of each stage can be identified to better interpret this hiatus.

Despite some significant differences with published data, we obtained ages on the same order than those published earlier (Westercamp et al., 1989). Few new ages are similar to those obtained earlier from the same outcrop, but with lower uncertainties (Table 1 and 2). The Morne du Lorrain, previously dated at 2.58 ± 0.08 Ma (sample 24; Westercamp et al., 1989), yields a new K-Ar age of 2.55 ± 0.04 Ma on groundmass separates (sample 06MT13, Table 2). Moreover, the quarry "l'Enclos" at Schoelcher was previously dated at 1.87 ± 0.17 Ma (Westercamp et al., 1989) and 1.86 ± 0.03 Ma (Samper et al., 2008), and we obtained an age of 1.86 ± 0.03 Ma for the lava flow of Cascade Absalon (sample 06MT38), which is located several kilometres northward and probably belong to the same eruptive episode or even to the same lava flow. Similar observations can be made in the region of Saint-Pierre where the lava flow along the road D11 yields an age of 1.69 ± 0.02 Ma (Samper et al., 2008), while the cliff of Canal des Esclaves, which belong to the same eruptive stage, yields close ages of 1.75 ± 0.03 (sample 06MT19) and 1.61 ± 0.02 Ma (sample 06MT16), for the base and the top, respectively (Fig. 3).

However, at other locations, some of our ages are quite different with those published. Sample 06MT25 gives an age of 2.12 ± 0.03 Ma for Morne Balisier, which is significantly younger than the earlier age of 2.60 ± 0.10 Ma (Westercamp et al.; 1989). In the same fashion, the massive aphyric lava at Pont de la Campbeilh, was previously dated at 2.60 ± 0.15 Ma (whole-rock K-Ar; Westercamp et al., 1989) and 2.27 ± 0.03 Ma (Samper et al., 2008). We have sampled the same outcrop and obtained a new age of 2.27 ± 0.03 Ma (06MT08) which reinforces the data obtained by Samper et al (2008) and further supports the reproducibility of the full process of the Cassagnol-Gillot technique. We note, however, that sample 19, located in the Rivière de Case Pilote and dated at 2.25 ± 0.15 Ma (Westercamp et al., 1989), probably belongs to the same volcanic unit characterized by aphyric basaltic lavas.

5.1.2. Chemical evolution

To better constrain the evolution of Morne Jacob volcano, the new K-Ar ages have been used together with the geochemical data in a diagram showing major and trace elements as a function of the age (Fig. 5). Samples of the first stage have SiO₂ content lower than 55 wt.%, with La/Sm ratio increasing through time, due to magmatic differentiation. During the second stage (from 3.3 to 1.4 Ma), a marked change occurs between 2.27 and 2.12 Ma. First, we observe an increase of SiO₂ content between 3.00 Ma and 2.27 Ma (from 56.30 to 60.65 wt%), while La/Sm ratio remains almost constant around 3.00 ppm. At 2.12 Ma, the La/Sm ratio is significantly higher than for older samples and then decreases from 3.72 to 2.37 ppm, associated to a lowering of the SiO₂ content from 59.80 to 56.20 wt.%. These results allow us to divide the second stage into two phases, the first one from 3.30 to 2.27 Ma characterized by a magma evolving by fractional crystallization, and the second from 2.12 to 1.50 Ma characterized by the eruption of magmas with increasing basic features.

5.1.3. Creeping of the northeastern sector

The first eruptive sequence of Morne Jacob was submarine and built above a basement made of hyaloclastites from the older Vauclin-Pitault submarine chain (Westercamp et al., 1989). The youngest and more basic lava flows are located around the eruptive centre (Morne Jacob summit) inside a U-shaped structure, open to the northeast and underlined by two main rivers. They were also emitted through fissures along the rims, mostly to the south and the west (Fig. 2 and Fig.6). During the initial building stage of a volcano, primitive magmas erupt, but their mass does not generally affect the stress field of the basement

(Borgia, 1994). Then, as the volcano grows and increases its surface load, it can cause compressive stress and prevent the densest magmas from reaching the surface, while evolved magma erupt or intrude the edifice (Borgia, 1994; Borgia et al., 2000; Davidson et al., 2000; Pinel et al., 2000). The less evolved and densest magmas preferentially erupt through weak zones, as the central conduit, faults or depressions caused by sliding and/or flank collapse (Borgia, 1994; Borgia et al., 2000; Davidson et al., 2000; Pinel et al., 2000; Walter et al., 2003). Basement spreading along a décollement within or at the base of the edifice could induce extension of the summit and the upper flanks (Merle et al., 1996) and favour magma ascent along the created faults. It is now admitted that the growth of a volcanic edifice also induces changes in its substrate, such as spreading or creeping (Borgia, 1994; Borgia et al., 2000; Tibaldi et al., 2006). Long-term creep, deforming large sectors of the volcano, can occur if ductile substrata, such as sediments or hydrothermalised rocks underlie the edifice (Borgia, 1994; Tibaldi et al., 2008).

We propose that, in the case of Morne Jacob volcano, which is built over the Vauclin-Pitault submarine chain mainly composed of hyaloclastites (Westercamp et al., 1989), the load of the volcano over this unstable basement, as well as the presence of faults, could have favoured a slow gravitational slide of the volcano, which could be related to creeping. Such slow mass displacement to the northeast formed a depression at the centre of the edifice (Fig. 6), and could have changed the stress field of the substratum and plumbing system, reducing the load above the magma chamber. Then, this allowed densest magmas to reach the surface more easily, and thus influenced the chemistry of erupted products as observed here (Fig. 5), and therefore could also explained physical changes illustrated by lavas flowing over greater distances. Similar responses to spreading have been observed at Concepción Volcano (Borgia et al., 2003) and at Vesuvius (Borgia et al., 2005), among others, where spreading was accompanied and followed by voluminous fissure eruptions with a decrease in VEI and silica

contents. At Morne Jacob shield volcano, we observe a decrease of the time-average eruptive rate of about one order of magnitude, from 0.066 to 0.007 km³/kyr between the two stages separated by the initiation of the northeast creeping event (Fig. 6). Finally, note that the lack of major flank collapse event related to this slide can be explained by the relatively smooth slope of the Atlantic coast with regard to the Caribbean coast. Effectively, most flank collapses identified in the Lesser Antilles are directed to the west (Deplus et al., 2001; Boudon et al., 2007).

5.2. Carbet complex

Previous studies showed that the older Carbet Complex was active between 2 and 1.8 Ma (Westercamp et al., 1989), based on samples from a pyroclastic flow and a debris flow, respectively. More recently, Samper et al. (2008) showed that the flank collapse (Boudon et al., 2007) occurred between 1.86 ± 0.03 Ma and 341 ± 5 ka, and that the homogeneity of their K-Ar ages on the Pitons du Carbet s.s. is a strong argument for their rapid emplacement (within a few thousand years), subsequently to the collapse.

The older Carbet Complex is built over the western flank of the Morne Jacob volcano. In this area, the basement is composed of lava flows from the last building stage of Morne Jacob erupted between 2.12 and 1.5 Ma. The K-Ar age of 770 ± 10 ka recently obtained on Piton Gelé (Samper et al., 2008) and our new K-Ar ages on Morne Césaire (sample 06MT36, 998 ± 14 ka), Morne Fumé (sample 06MT21, 893 ± 13 ka) and Morne Saint Gilles (sample 07MT123, 603 ± 11 ka), show that the Old Carbet Complex has been constructed more recently than previously inferred, during at least 400 kyr, between 998 ± 14 ka and 603 ± 11 ka. We thus provide an older boundary for the flank collapse event now constrained between 603 ± 11 and 341 ± 5 ka. Our new K-Ar age of 332 ± 9 ka obtained on Piton Boucher

(07MT121, Table 2), one of the Pitons du Carbet s.s. is in fully agreement with the mean age of 337 ± 3 ka calculated by Samper et al. (2008), which further reinforces their collapse age and its occurrence during the oxygen isotopic stage 10 to 9 transition (Quidelleur et al., 2008). Thus, the slightly younger age of 322 ± 9 ka (06MT37, Table 2), obtained for a peripheral flow (Fig. 3) can be related to a later stage. The time-average eruptive rates estimated increased of about one order of magnitude from the first to the second stage (0.012 to 0.5 km^3/kyr). Indeed, the Pitons du Carbet s.s. erupted immediately after the flank-collapse event, which has been interpreted as a period of intensive magma production due to mass deloading.

5.3. Conil Complex

We have dated Morne du Céron at 346 ± 6 ka (06MT18) and Morne à Lianes at 207 ± 3 ka (06MT48) whereas these lava flows were previously dated at 0.64 ± 0.10 Ma (Nagle et al., 1976) and 0.51 ± 0.05 Ma (Westercamp et al., 1989), respectively. Our new K-Ar ages allow us to reconsider the construction of Conil Complex during a 365 kyr interval, between 551 and 186 ka.

Figure 3 shows that the youngest lavas are located in a central inland position with respect to other dated lavas. The morphology of the volcano, assimilated to a cone, let us to propose that the main edifice built between 551 and 304 ka, and that several lava domes and flows erupted through a fissure located on the northern flank between 210 and 186 ka. With an history of 350 kyr and an aerial volume of 44 km^3 , we have calculated an eruptive rate of $0.2 \text{ km}^3 / \text{kyr}$ for the Mount Conil Complex.

5.4. Reconstruction of northern Martinique Island

After 20 Myr of volcanism within southern and south-western Martinique Island (Germa et al., 2008), volcanic activity jumped to the north. Basaltic to basaltic-andesite lava flows of the first stage of Morne Jacob were emitted during 1.5 Myr over the hyaloclastitic basement of the Vauclin-Pitault submarine chain (Fig. 7a) to built a 100 km³ shield volcano from 5.5 to 4.0 Ma, with an eruptive rate of about 0.066 km³/kyr. After 700 kyr of quiescence, activity resumed and andesites were emitted during 1.1 Ma over the first shield. There, the accumulation of thick lava flows over an unstable basement and the activation of NW-SE and NE-SW faults may have induced a gravitational slide of the north-eastern sector of the volcano to the north. This creeping induced a slow mass displacement, created a loss of load at the centre of the shield, and favoured erosion to occur along the rims of the structure. Then, from 2.12 Ma, more basic magmas were able to reach the surface, as their ascent was favoured by the presence of faults and the deloading over the plumbing system. From 2.12 to 1.50 Ma, more and more basic magmas were continuously emitted inside and outside the structure, with a thickness averaging 40 m, at a rate of 0.007 km³/kyr, to built the actual Morne Jacob summit, and reaching the Caribbean coasts (Fig. 7a).

In agreement with the westward migration that affected the whole archipelago as well as southern Martinique, volcanism resumed 500 kyr later on the western flank of the Morne Jacob volcano. There, dacitic and viscous magmas erupted as lava domes and thick lava flows to the south from 1 Ma to 600 ka, along the western rims of the depression previously formed by the sliding of Morne Jacob (Fig. 7). At the same time, between 540 and 350 ka, the northern compartment started to edificate with the building of the Mount Conil (Fig. 7b). At about 340 ka, a flank collapse affected the western flank of the Carbet complex and was immediately followed by the emplacement of 5 km³ viscous lava domes at about 335 ka

(Samper et al., 2008), associated with pyroclastic flow deposits and a few lava flows, hiding the southern rim of the depression (Fig. 7b). Then, the activity remained concentrated in the area of the Conil complex. Around 210 ka, lava domes and flows erupted from an E-W fissure on the northern flank of Mount Conil, and sommital activity migrated progressively to the south-east (Fig. 7). Then, several lava domes emplaced at the summit and on the southern flank of the cone, and volcanism became more explosive. Activity has been characterized by alternation of St Vincent-, Péléan- and Plinian-type eruptions, and the occurrence of three flank collapse events with emplacement of a new cone inside each horseshoe-shaped structure (LeFriant et al., 2003).

6. Conclusions

A dataset of thirty-one new K-Ar ages has been obtained on lava flows and domes in northern Martinique Island. These data, together with geomorphological and geochemical investigations have helped us to better constrain the successive stages of volcanic building, and allow us to propose the following chronology.

Morne Jacob Volcano is the locus of the first volcanic event of the Recent Arc in Martinique Island, from 5.14 ± 0.07 Ma. After 2 Myr of building, a creeping of the northern flank of the shield initiated and has been followed by the eruption of more basic magma inside a U-shaped depression and above the western flank until 1.53 ± 0.03 Ma. A total erupted volume of 114 km^3 is estimated for the entire volcano before any erosional or creeping processes, with a time-average eruptive rate of $0.032 \text{ km}^3/\text{kyr}$. Accordingly to the western migration of the volcanic front across the entire arc, a new edifice, the Carbet Complex has been built above the western flank of Morne Jacob between 998 ± 14 ka and 603

± 11 ka. Around 346 ka, a flank collapse destroyed the western flank of the volcano, and has been immediately followed by the eruption of voluminous lava domes ($\sim 2 - 10 \text{ km}^3$) between 341 ± 5 and 322 ± 7 ka. Thirty-five kilometres northward, the 44 km^3 of Mont Conil have been built between 534 ± 8 and 189 ± 3 ka, and the volcanic activity migrated 4 km southward to the actual eruptive centre of Montagne Pelée. More precise geomorphologic investigations are in progress to estimate the volumes involved in the flank collapse and erosional processes, which have a great influence on the magma chamber properties and onto the eruption behaviour.

Aknowledgements

This work was supported by ANR Antilles CNRS-INSU. The help of Sylvain Charbonnier during fieldwork was gratefully appreciated. This is LGMT contribution n° XXX.

References

- Andreieff, P., Baubron, J.C. and Westercamp, D., 1988. Histoire géologique de la Martinique (Petites Antilles): biostratigraphie (foraminifères), radiochronologie (potassium-argon), évolution volcano-structurale. *Géologie de la France*, 2-3: 39-70.
- Andreieff, P., Bellon, H. and Westercamp, D., 1976. Chronométrie et stratigraphie comparée des édifices volcaniques et formations sédimentaires de la martinique (Antilles Françaises). *Bulletin du BRGM (deuxième série), Section IV(n° 4)*: 335-346.

- Bellon, H., Pelletier, B. and Westercamp, D., 1974. Données géochronométriques relatives au volcanisme martiniquais. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (CRAS) de Paris, 279(série D): 457-460.
- Blanc, F., 1983. Corrélations chronologiques et géochimiques des formations volcaniques du sud de la Basse-Terre de Guadeloupe (Petites Antilles). Début du cycle récent., Univ. Sci. Medic., Grenoble, 171 pp.
- Borgia, A., 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. Journal of Geophysical Research, 99(B9): 17791-17804.
- Borgia, A., Delaney, P.T. and Denlinger, R.P., 2000. Spreading Volcanoes. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 28: 539-570.
- Borgia, A., Tizzani, P., Solaro, G., Manzo, M., Casu, F., Luongo, G., Pepe, A., Berardino, P., Fornaro, G., Sansosti, E., Ricciardi, G.P., Fusi, N., Di Donna, G. and Lanari, R., 2005. Volcanic spreading of Vesuvius, a new paradigm for interpreting its volcanic activity. Geophysical Research Letters, 32(3), 4p.
- Borgia, A. and Van Wyk de Vries, B., 2003. The volcano-tectonic evolution of Concepcion, Nicaragua. Bull. Volcanol, 65: 248-266.
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.-C., Deplus, C. and Semet, M.P., 2007. Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: diversity of scale, processes, and temporal recurrence. Journal of Geophysical Research, 112(B8): 28p.
- Boudon, G., Le Friant, A., Villemant, B. and Viode, J.-P., 2005. Martinique. In: Lindsay, J.M., Robertson, R.E.A., Shepherd, J.B. & Ali, S.(eds) 2005. *Volcanic Hazard Atlas of The Lesser Antilles* Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, W.I. 127 - 146.

- Bouysse, P. and Martin, P., 1979. Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles (Campagne ARCANTE 1). Bulletin du BRGM, section IV(3/4): 185-210.
- Briden, J.C., Rex, D.C., Faller, A.M. and Tomblin, J.-F., 1979. K-Ar geochronology and palaeomagnetism of volcanic rocks in the Lesser Antilles island arc. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 291: 485-528.
- Carlut, J., Quidelleur, X., Courtillo, V. and Boudon, G., 2000. Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0-1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): Implications for time averaged field models. Journal of Geophysical Research, 105(B1): 835-849.
- Cassignol, C. and Gillot, P.-Y., 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. In: G.S. Odin (Editor), Numerical dating in Stratigraphy. John Wiley & sons, pp. 159-179.
- Davidson, J. and de Silva, S., 2000. Composite Volcanoes. In: Sigurdsson (Editor), Encyclopedia Of Volcanoes. Academic Press, pp. 663-681.
- Deino, A. and Potts, R., 1992. Age-probability spectra for examination of single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results: example from Olorgesailie, southern Kenya Rift. Quaternary International, 13/14: 47-53.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J., and Cheminée, J.-L., 2001. Submarine evidence for large scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. Earth and Planetary Science Letters, 192: 145-157.
- Fink, L.K., 1972. Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region, Lesser Antilles island arc. Marine Geology, 12: 267-288.

- Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M. and Delgado-Granados, H., 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico. *GSA Bulletin*, 116(3/4): 259-276.
- Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S. and Chauvel, C., 2008. First radiometric (K-Ar) ages of the oldest volcanism of Martinique Island: Insights about the onset of arc volcanism in the Lesser Antilles, and calibration of the Oligocene / Miocene boundary. *International Journal of Earth Sciences*, to be submitted.
- Gillot, P.-Y. and Cornette, Y., 1986. The Cassinoli technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the late pleistocene to recent volcanism from southern Italy. *Chemical Geology*, 59: 205-222.
- Gillot, P.-Y., Hildenbrand, A, Lefèvre J.-C., and Albore-Livadie, C., 2006. The K/Ar dating method: principle, analytical techniques and application to Holocene volcanic eruptions in southern Italy. *Acta Vulcanologica*, 18(2): 55-66.
- Gillot, P.-Y., Cornette, Y., Max, N. and Floris, B., 1992. Two reference materials, trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating (K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of Pleistocene and holocene rocks. *Geostandards Newsletter*, 16(1): 55-60.
- Grunevald, H., 1965. Géologie de la Martinique, Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris, pp. 144.
- Harford, C., Pringle, M., Sparks, R.S.J. and Young, S.R., 2002. The volcanic evolution of Montserrat using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. In: T.H. Druitt and B.P. Kokelaar (Editors), *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, Memoirs. 21: 93-113.
- Hildreth, W., Fierstein, J. and Lanphere, M., 2003a. Eruptive history and geochronology of the Mount Baker volcanic field, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 115(6): 729-764.

- Hildreth, W. and Lanphere, M.A., 1994. Potassium-Argon Geochronology of a Basalt-Andesite-Dacite Arc System - the Mount Adams Volcanic Field, Cascade Range of Southern Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 106(11): 1413-1429.
- Hildreth, W., Lanphere, M.A. and Fierstein, J., 2003b. Geochronology and eruptive history of the Katmai volcanic cluster, Alaska Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2): 93-114.
- Hora, J.M., Singer, B. and Wörner, G., 2007. Volcano evolution and eruptive flux on the thick crust of the Andean Central Volcanic Zone: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints from Volcan Paríacota, Chile. *GSA Bulletin*, 119(3/4): 343-362.
- Jicha, B.R. and Singer, B., 2006. Volcanic history and magmatic evolution of Seguam Island arc, Alaska. *GSA Bulletin*, 118(7/8): 805-822.
- Labanieh, S., Chauvel, C., Germa, A. and Quidelleur, X., 2008. Two isotopic mixing lines in Martinique Island: The effect of ridge subduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(12): A509-A509.
- Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C. and Villemont, B., 2003. Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1): 13.
- Lewis-Kenedi, C.B., Lange, R.A., Hall, C.M. and Delgado-Granados, H., 2005. The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes and relative proportions of lava types. *Bull. Volc.*, 67: 391-414.
- Merle, O. and Borgia, A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 101(B6): 13805-13817.
- Nagle, F., Stipp, J.J. and Fisher, D.E., 1976. K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth and Planetary Science Letters*, 29: 401-412.

- Odin, G.S., 1982. Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin (Editor), Numerical dating in stratigraphy, pp. 123-150 (630p).
- Pinel, V. and Jaupart, C., 2000. The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 358: 1515-1532.
- Quidelleur, X., Gillot, P.-Y., Soler, V. and Lefèvre, J.-C., 2001. K/Ar dating extended into the last millenium: application to the youngest effusive episode of the Teide Volcano (Spain). *Geophysical Research Letters*, 28(16): 3067-3070.
- Quidelleur, X., Hildenbrand, A., Samper, A., 2008. Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters*, 35(2).
- Samper, A., Quidelleur, X., Boudon, G., Le Friant, A. and Komorowski, J.C., 2008. Radiometric dating of three large volume flank collapses in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176: 485-492.
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P. and Mollex, D., 2007. Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island: Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2): 175-191.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3): 359-362.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Kozhurin, A., Lagmay, A.F.M., Pasquarè, F.A., Ponomareva, V.V., Rust, D., Tormey, D. and Vezzoli, L., 2008. Influences of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion. *Global and Planetary Change*, 61(3-4): 161-174.

- Tibaldi, A. and Lagmay, A.F.M., 2006. Interaction between volcanoes and their basement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 1-5.
- Walter, T.R. and Troll, V.R., 2003. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127: 107-120.
- Westercamp, D., 1972. Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique, Université Paris-Sud, Orsay, 278 pp.
- Westercamp, D., Andreieff, P., Bouysse, P., Cottez, S. and Battistini, R., 1989. Martinique; Carte géologique à 1/50 000,. In: BRGM (Editor).
- Westercamp, D. and Tazieff, H., 1980. Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, La désirade. Masson, Paris, 135 pp.

Figures Caption

Figure 1 A: Geodynamic setting of the Lesser Antilles Arc. Bathymetry from Smith and Sandwell, 1997.

Figure 1 B: Schematic geological map of Martinique Island, after Westercamp et al., 1989. 1: Basal Complex and Sainte Anne Series, 2: Vauclin-Pitault submarine chain, 3: South-Western Volcanism, 4: Trois Ilets Volcanism, 5: Morne Jacob Shield Volcano, 6: Carbet Complex, 7: Conil Complex, 8: Mount Pelée.

Figure 2: Top: Relief map of northern Martinique Island with the main summits.

Bottom: Digital elevation model and schematic geologic map of northern volcanic units (after Westercamp et al., 1989). Location of the 57 sampling sites. White squares are for Mount Conil dated samples, white circles are for Morne Jacob dated samples, white diamonds are for Carbet Complex dated samples. Black symbols are for non dated samples.

Black lines show the three flank-collapse structures that affected Mount Pelée (after Le Friant et al., 2003). White lines are for Carbet Complex flank-collapse (after Boudon et al., 2005).

Figure 3: Northern Martinique Island shaded digital elevation model with the schematic geologic map (after Westercamp et al., 1989). Cassinol-Gillot K-Ar ages are reported within each volcanic complex (same symbols as in Fig.2). Ages are in Ma, otherwise indicated in ka.

Figure 4: Age probability spectra (ideogram) from Deino and Potts (1992) showing the periods of volcanic activity for Morne Jacob shield Volcano.

Figure 5: SiO₂ and La/Sm ratio evolution through time for Morne Jacob samples. Geochemical data from Labanieh et al., 2008.

Figure 6: Digital elevation model viewed from the north-east. Location of the Morne Jacob dated samples from stage 1 (green) and stage 2 (yellow). Ages are in Ma. Dashed white line underlines the creeping structure. The arrow shows the direction of the mass displacement. Schematic representation of volcanic spreading process, modified from Merle and Borgia, 1996.

Figure 7: Evolution of northern Martinique Island through time. 3D views from SW from reconstructed edifices without flank collapse events. a: 5.5 – 4.0 Ma, b: 3.3 – 2.2 Ma, c: 2.2 – 2.1 Ma, d: 2.1 – 1.5 Ma, e: 1 Ma – 600 ka, f: 340 ka, g: 340 – 190 ka, h: 190 ka – present.

Table 1: Published ages for Morne Jacob, Carbet Complex, Conil Complex and Mount Pelée.

Table 2: New K-Ar ages obtained in this study. Column headings indicate sample name, name of the site location, Longitude and latitude, the dated mineral phase, potassium concentration in percent, concentration of radiogenic (*) ⁴⁰Ar* in percent, number of atoms/g of radiogenic ⁴⁰Ar, age and 1 sigma uncertainty, weighted mean ages and weighted uncertainty.

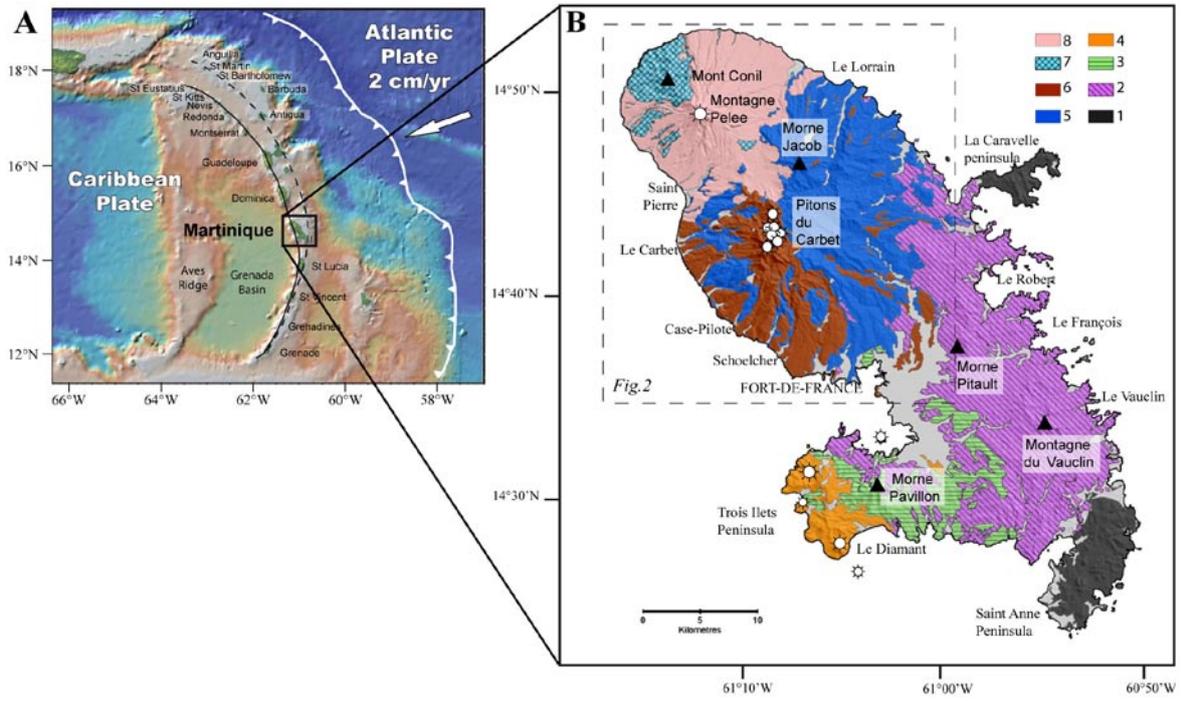


Fig. 1

(Germa et al., 2008)

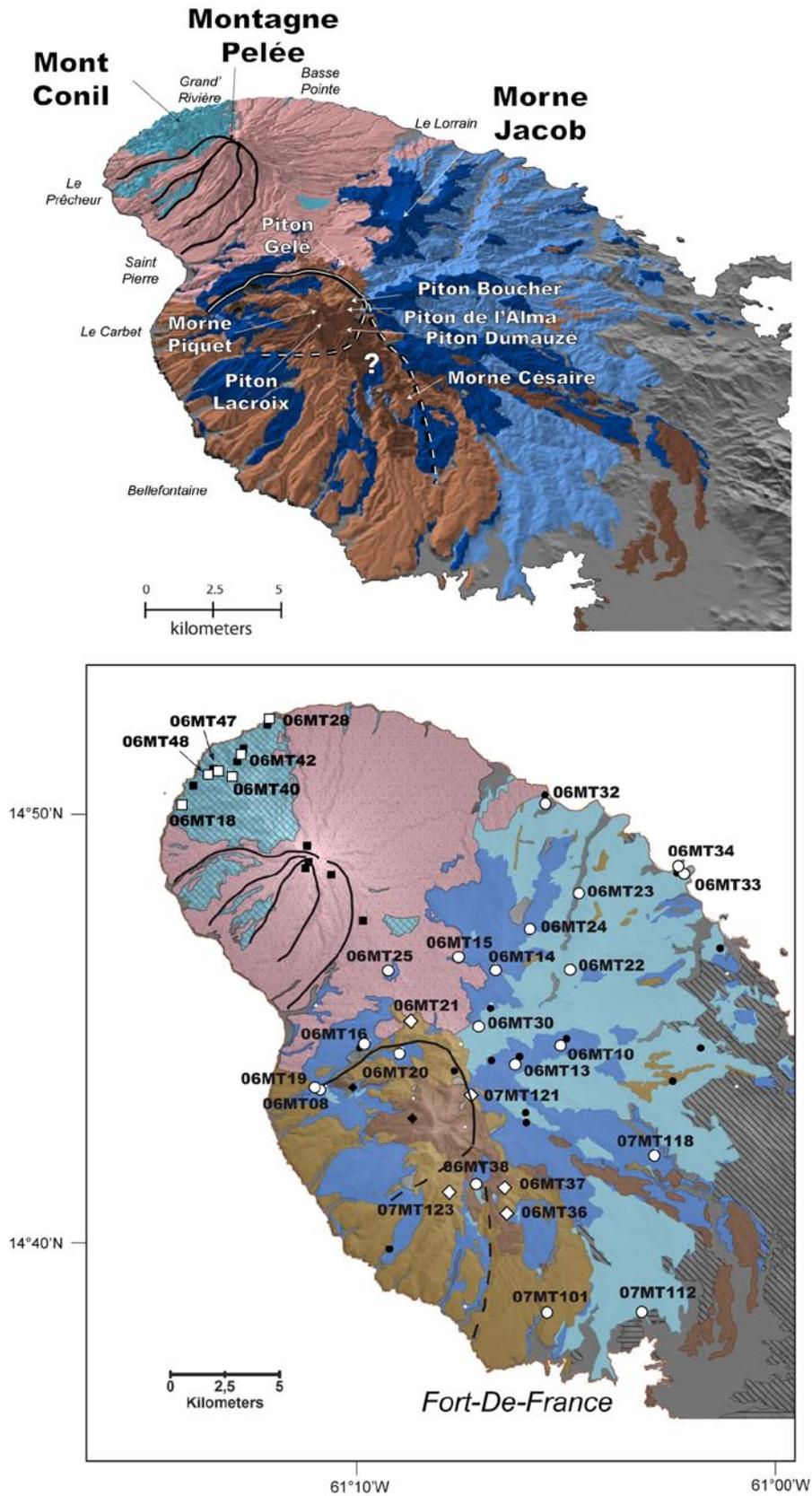


Fig. 2

Germa et al., 2008

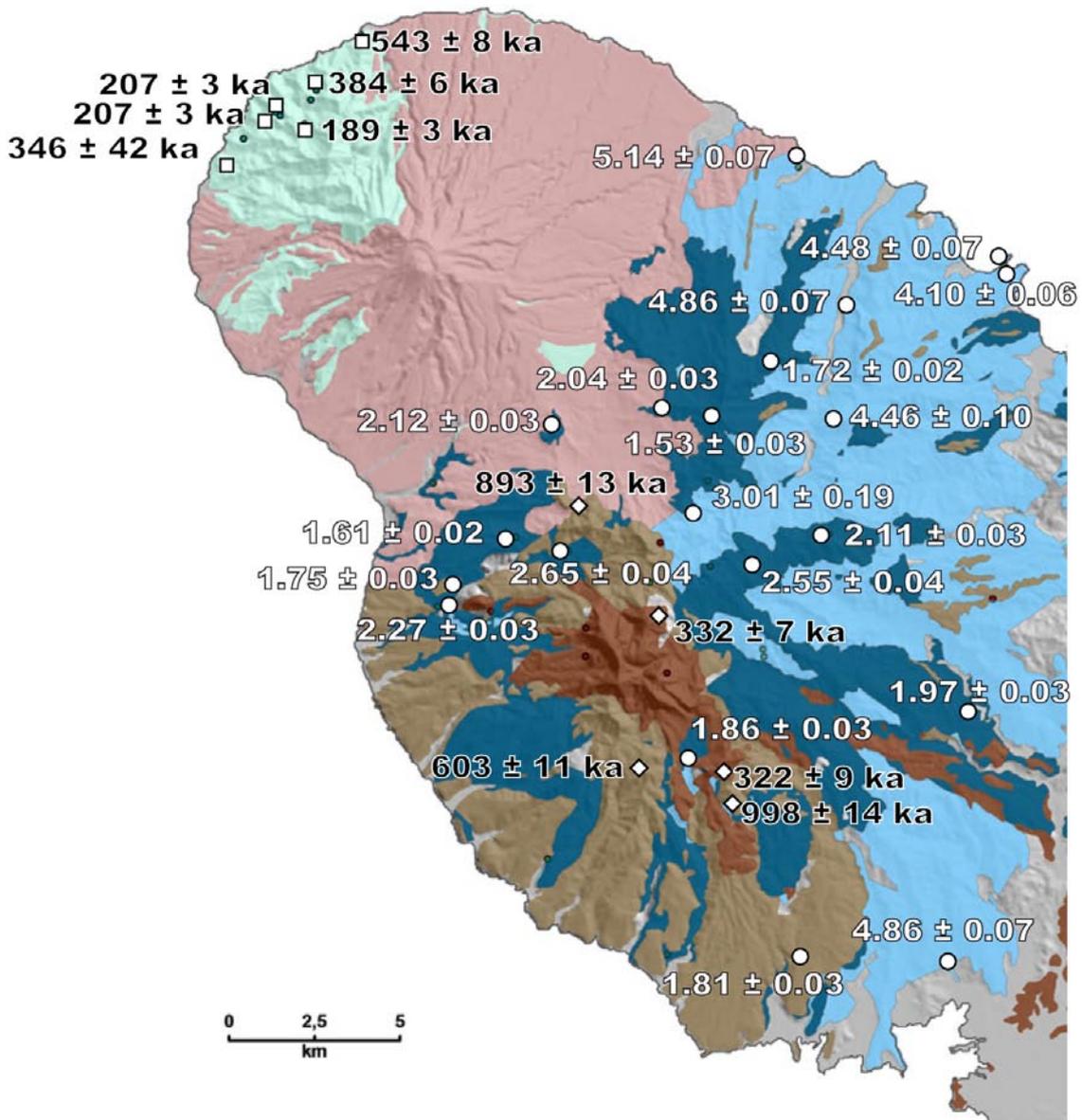


Fig. 3

Germa et al., 2008

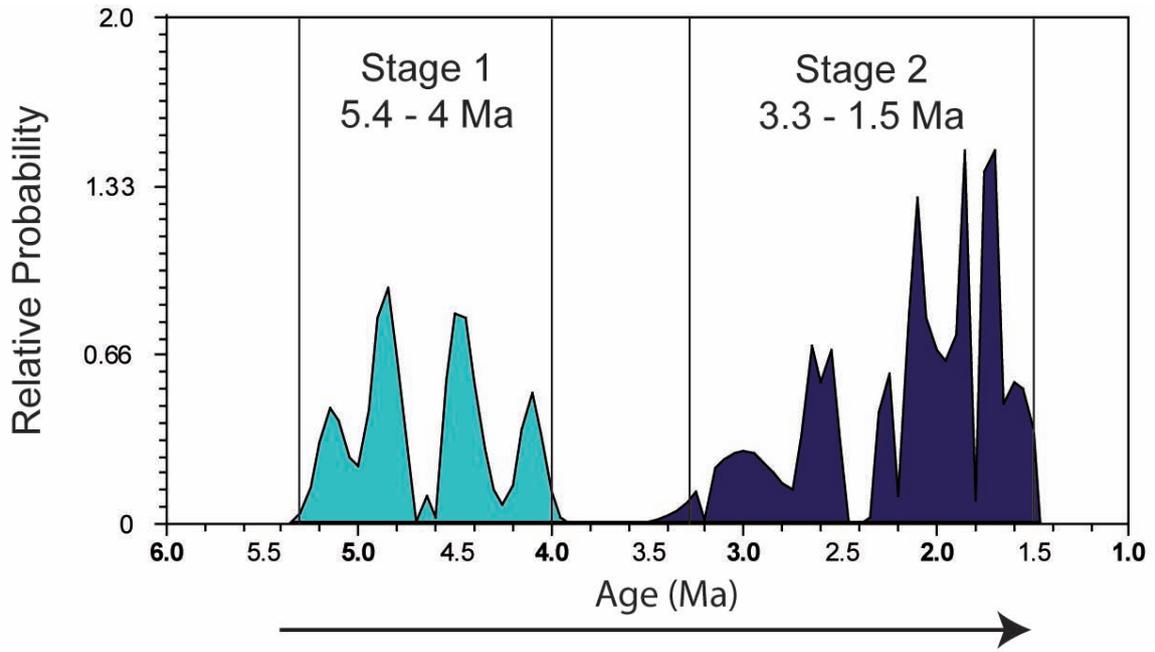


Fig. 4

Germa et al., 2008

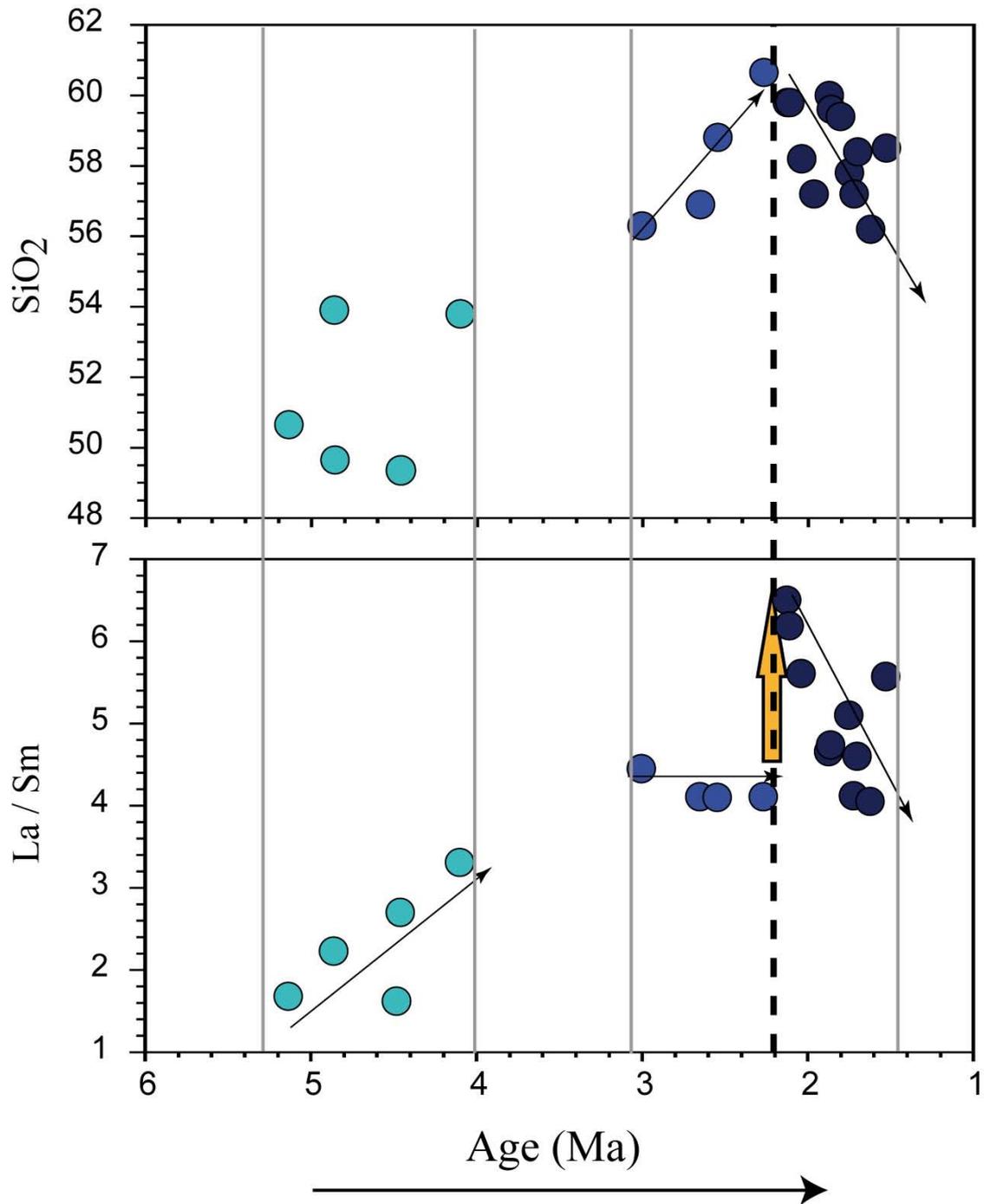


Fig. 5

Germa et al., 2008

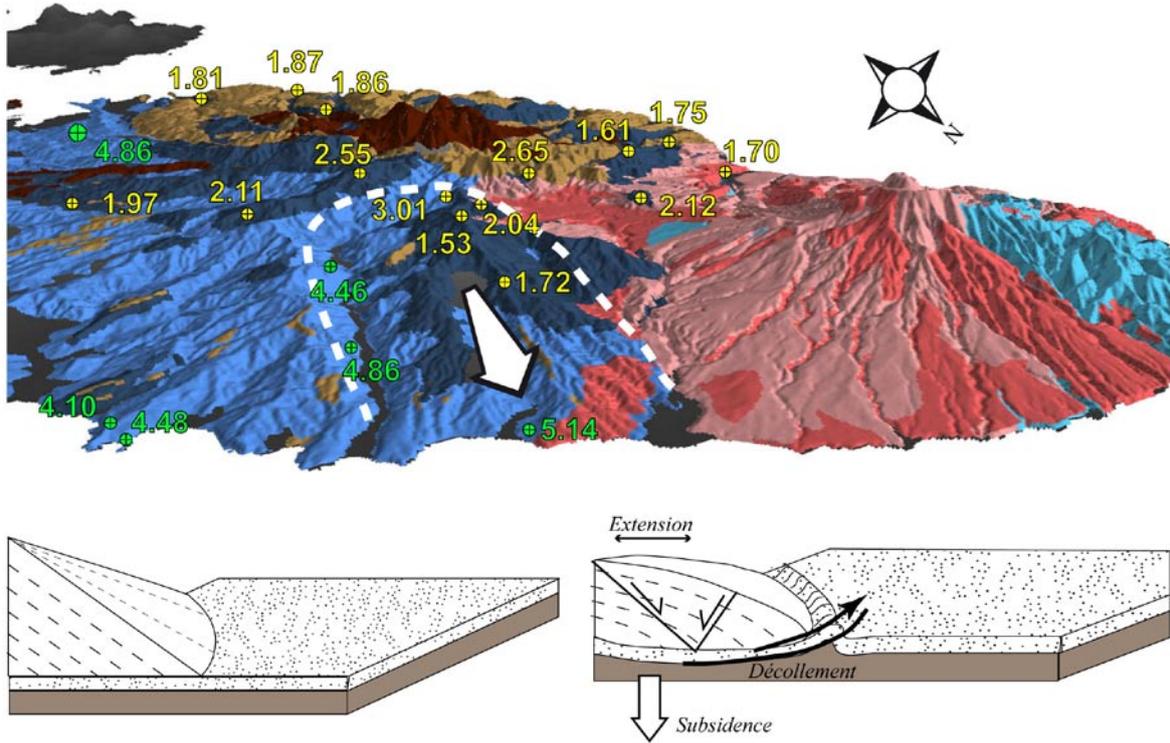


Fig. 6

Germa et al., 2008

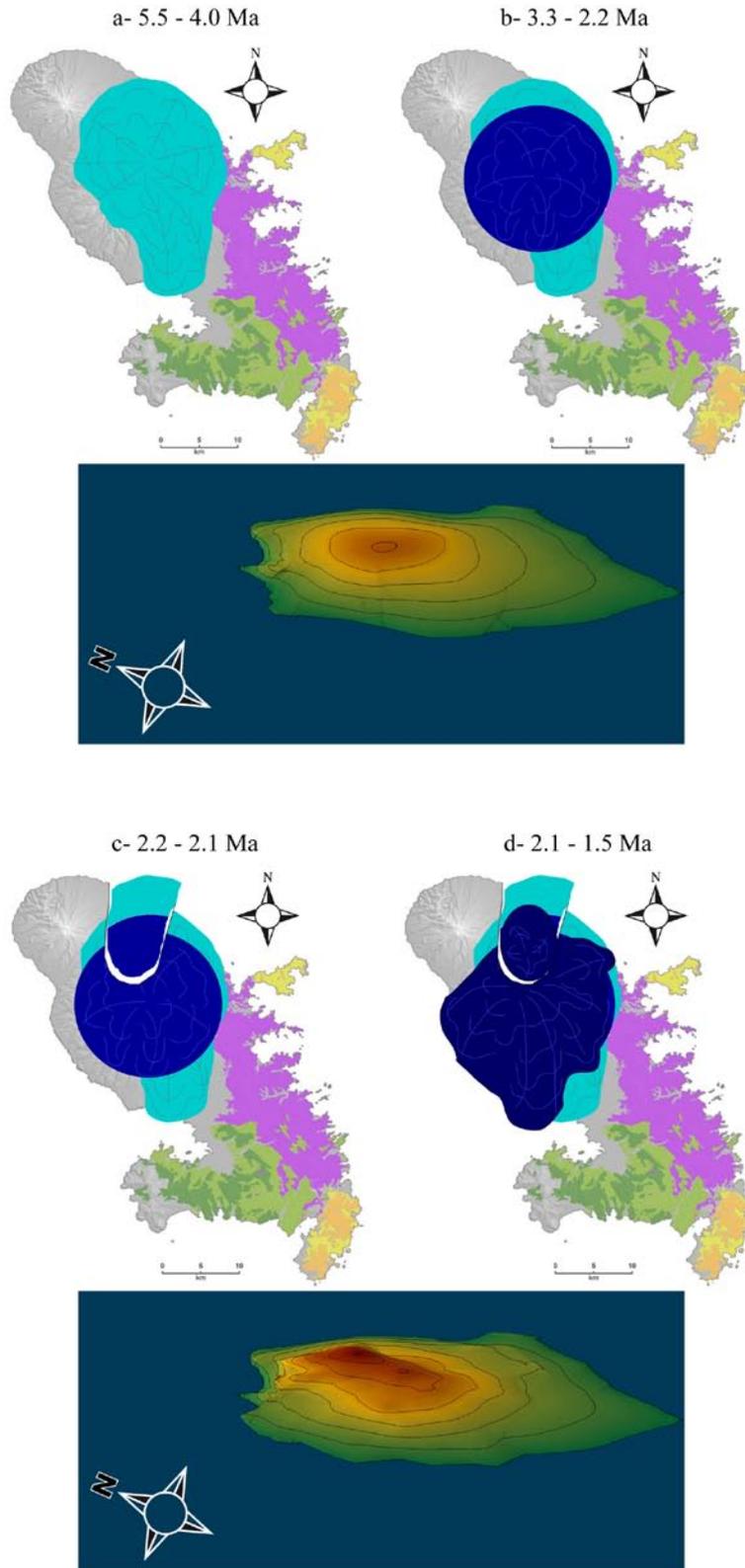


Fig. 7

Germa et al., 2008

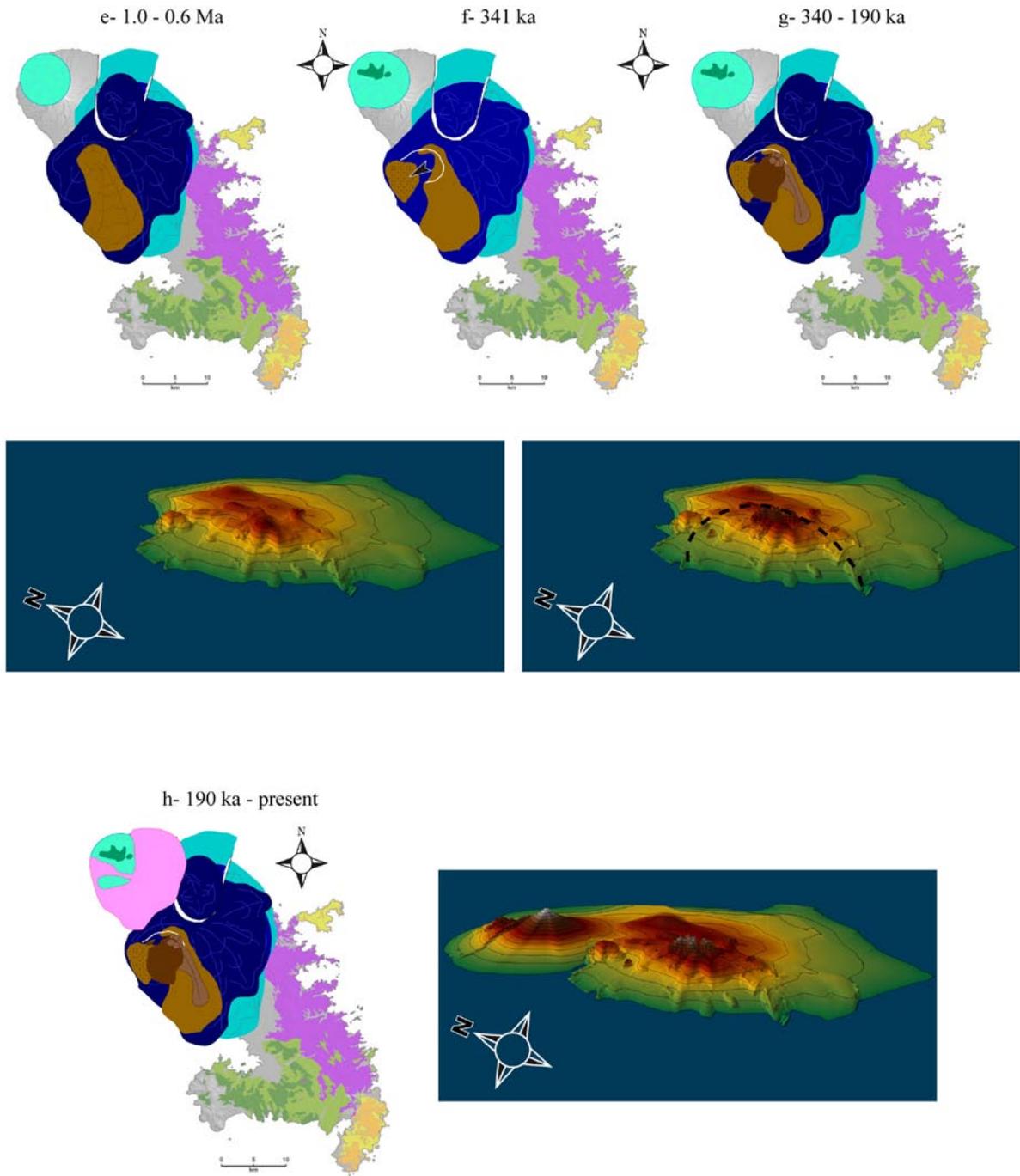


Fig. 7 (continued)

Germa et al., 2008

Sample (ref)	Location	K (%)	Age \pm 1 sigma (Ma)
Morne Jacob			
04MT08 (*)	La Plassonerie	1.545	2.27 \pm 0.030
04MT04 (*)	L'Enclos	1.680	1.86 \pm 0.030
04MT01 (*)	Bellevue – Parnasse	1.523	1.69 \pm 0.020
38 (**)	Morne Moco	0.56	4.37 \pm 0.25
36 (**)	Pointe Marigot	1.12	4.07 \pm 0.20
19 (**)	Case Pilote	1.23	2.25 \pm 0.15
26 (**)	Morne Balisier	1.55	2.60 \pm 0.10
24 (**)	Morne du Lorrain	1.02	2.58 \pm 0.08
Carbet Complex			
04MT06 (*)	Piton Gelé	1.276	0.770 \pm 0.011
7 (**)	Piton Gelé	1.13	1.06 \pm 0.10
04MT07 (*)	Piton Man Roy	1.276	0.341 \pm 0.005
ALMA (*)	Piton Alma	1.183	0.338 \pm 0.005
04MT02 (*)	Morne Piquet	1.271	0.331 \pm 0.005
14 (**)	Carrière Schoelcher	1.25	1.87 \pm 0.17
18 (**)	Anse madame Marigot	1.10	2.10 \pm 0.10
13 (**)	Balata	1.24	1.81 \pm 0.15
16 (**)	Balata	1.25	2.02 \pm 0.20
5 (**)	Piton Dumauzé	0.77	0.86 \pm 0.10
Conil Complex			
9 (**)	Mont Conil	0.74	1.20 \pm 0.20
4 (**)	Morne du Céron	0.72	0.64 \pm 0.10
2 (**)	Morne à Lianes	1.02	0.51 \pm 0.05
1 (**)	Morne du Bourg	0.94	0.40 \pm 0.20
Montagne Pelée ($^{238}\text{U} / ^{230}\text{Th}$)			
(***)	Tombeau des Caraïbes	/	0.063 \pm 0.010
(***)	Rivière du Precheur	/	0.033 \pm 0.005
(***)	Montagne d'Irlande	/	0.039 \pm 0.005
(***)	Morne Calebasse	/	0.044 \pm 0.005
(***)	Morne Plume	/	0.025 \pm 0.003
(***)	Aileron	/	0.010 \pm 0.001
(***)	Sans Nom	/	0.009 \pm 0.001

Table 1 (Germa et al., 2008)

(*) Samper et al., 2008

(**) Westercamp et al., 1989

(***) Boudon et al., 2005

Sample	Location	Long W	Lat N	Material	K (%)	40Ar* (%)	40Ar*×10 ¹² (at/g)	Age ± 1σ (Ma)	Mean age ± 1σ (Ma)
MORNE JACOB VOLCANO									
06MT32	En Bas Bois	61°03.36'	14°50.12'	gms	0.435	27.6	2.339	5.14 ± 0.08	5.14 ± 0.07
							29.1	2.336	
06MT23	Hab° Durand	61°02.46'	14°48.00'	gms	0.574	18.1	2.898	4.83 ± 0.07	4.86 ± 0.07
							33.4	2.931	
07MT112	Basse Gondo	61°01.19'	14°37.30'	gms	0.730	24.5	3.703	4.85 ± 0.07	4.86 ± 0.07
							20.8	3.716	
06MT22	Piton Laroche	61°06.47'	14°26.22'	gms	0.148	5.3	0.683	4.41 ± 0.10	4.46 ± 0.10
							5.6	0.697	
06MT33	Pointe Pain de Sucre	61°00.17'	14°48.39'	gms	0.396	17.5	1.850	4.47 ± 0.07	4.48 ± 0.07
							17.0	1.864	
06MT34	Pain de Sucre	61°00.09'	14°48.30'	gms	0.702	28.1	3.017	4.11 ± 0.06	4.10 ± 0.06
							20.9	3.001	
06MT30	Trace Jésuites	61°04.34'	14°26.21'	gms	0.120	1.8	3.998	3.19 ± 0.18	3.01 ± 0.19
							1.4	3.488	
06MT20	Fonds Saint Denis	61°07.24'	14°44.06'	gms	1.493	20.9	4.120	2.64 ± 0.04	2.65 ± 0.04
							24.1	4.144	
06MT13	Morne du Lorrain	61°07.54'	14°26.22'	gms	1.521	14.8	4.019	2.53 ± 0.04	2.55 ± 0.04
							26.7	4.062	
06MT08	Pont de la Campbeilh	61°09.22'	14°43.11'	gms	1.505	58.0	3.579	2.27 ± 0.03	2.27 ± 0.03
06MT25	Morne Baliser	61°06.14'	14°26.21'	gms	2.005	69.8	4.443	2.12 ± 0.03	2.12 ± 0.03
							75.6	4.458	
06MT10	Morne Bellevue	60°59.47'	14°44.15'	gms	1.996	80.5	4.343	2.08 ± 0.03	2.11 ± 0.03
							78.9	4.467	
06MT15	Morne La Piquonne	61°07.21'	14°46.11'	gms	1.604	47.4	3.459	2.06 ± 0.03	2.04 ± 0.03
							65.3	3.386	
07MT118	St Etienne	61°00.55'	14°41.30'	gms	1.300	45.1	2.689	1.98 ± 0.03	1.97 ± 0.03
							54.3	2.769	
06MT38	Cascade Absalon	61°02.20'	14°26.20'	gms	1.687	67.8	3.287	1.86 ± 0.03	1.86 ± 0.03
							62.9	3.282	
07MT101	Ravine Vilaine	61°03.44'	14°37.31'	gms	1.575	39.9	2.954	1.80 ± 0.03	1.81 ± 0.03
							54.2	2.987	
06MT19	Canal des esclaves	61°09.32'	14°43.13'	gms	1.625	25.9	2.945	1.73 ± 0.03	1.75 ± 0.03
							51.4	2.983	
06MT24	Morne Quatre-Vingt	61°04.04'	14°47.08'	gms	1.592	45.9	2.878	1.73 ± 0.02	1.72 ± 0.02
							43.5	2.850	
06MT16	Morne des Cadets	61°08.27'	14°44.19'	gms	1.179	42.6	1.971	1.60 ± 0.02	1.61 ± 0.02
							53.9	2.002	
06MT14	Morne Jacob	61°04.59'	14°46.11'	gms	1.523	38.3	2.422	1.52 ± 0.02	1.53 ± 0.03
				gms	1.544	57.4	2.481	1.54 ± 0.02	
				plg	0.312	14.9	0.491	1.51 ± 0.02	

Table 2 (Germa et al., 2008)

Sample	Location	Long W	Lat N	Material	K (%)	40Ar* (%)	40Ar*×10 ¹² (at/g)	Age ± 1σ (Ma)	Mean age ± 1σ (ka)	
CARBET COMPLEX										
06MT36	Morne Césaire	61°03.27'	14°26.20'	gms	2.011	52.5	2.097	998 ± 14	998 ± 14	
							60.2	2.095		997 ± 14
				plg	0.214	13.3	0.329	1471 ± 24		1492 ± 24
					13.5	0.338	1513 ± 24			
06MT21	Morne Fumé	61°07.15'	14°44.49'	gms	1.761	45.0	1.658	901 ± 13	893 ± 13	
					1.761	49.1	1.629	885 ± 13		
06MT37	Plateau Courbaril	61°02.54'	14°26.20'	gms	0.756	9.9	0.246	311 ± 5	322 ± 9	
						9.6	0.255	322 ± 6		
						8.6	0.265	335 ± 6		
07MT121	Piton Boucher	61°05.42'	14°42.58'	gms	1.253	18.78	0.423	323 ± 5	332 ± 7	
						22.72	0.444	340 ± 8		
07MT123	Morne Saint Gilles	61°06.13'	14°40.37'	gms	1.286	20.79	0.809	603 ± 11	603 ± 11	
CONIL COMPLEX										
06MT28	Grand' Rivière	61°10.42'	14°52.23'	gms	0.897	21.4	0.515	550 ± 8	543 ± 8	
						23.4	0.503	537 ± 8		
06MT42	Rivière des Ecrevisses	61°00.07'	14°28.18'	gms	0.785	17.3	0.318	388 ± 6	384 ± 6	
						10.3	0.308	376 ± 6		
06MT18	Morne du Céron	61°12.56'	14°50.16'	gms	0.888	0.9	0.337	364 ± 42	346 ± 42	
						0.8	0.301	325 ± 43		
06MT48	Morne à Lianes	60°56.47'	14°26.17'	gms	1.491	26.7	0.322	207 ± 3	207 ± 3	
						27.9	0.322	207 ± 3		
06MT47	Ravin de l'eau	60°57.20'	14°26.17'	gms	1.177	19.8	0.258	210 ± 3	207 ± 3	
						20.7	0.250	204 ± 3		
06MT40	Rivière Trois Bras	61°01.14'	14°26.19'	gms	1.069	13.2	0.211	189 ± 3	189 ± 3	
						11.9	0.211	189 ± 3		

Table 2 (continued)

(Germa et al., 2008)

Chapitre 6:

Synthèse, conclusions et perspectives

Introduction

La géochronologie est un outil important pour la compréhension de l'évolution temporelle des systèmes volcaniques. L'obtention d'âges précis permet de mieux contraindre (1) les fluctuations spatio-temporelles des sites éruptifs, (2) les variations de la géochimie des laves, et (3) les changements de surface (érosion, effondrements de flancs...). En effet, des études comparables menées récemment en Guadeloupe (Samper *et al.*, 2007 ; 2008) et à Montserrat (Harford *et al.*, 2002) ont démontré l'intérêt d'acquérir une base de données de haute qualité dans le but d'estimer quantitativement les processus volcaniques et magmatiques mis en jeu dans l'histoire d'un complexe. D'autre part, la compréhension des processus magmatiques qui ont lieu au sein d'un arc volcanique nécessite une bonne connaissance de la répartition spatiale des centres éruptifs et de leurs dynamismes de mise en place.

Les études précédentes en Martinique, initiées des années 70 à la fin des années 80, ont proposé une évolution de l'activité volcanique en Martinique depuis l'Oligocène, avec une migration des sites éruptifs d'est en ouest et du sud au nord au sein de 8 complexes principaux (Bellon *et al.*, 1974 ; Andreieff *et al.*, 1976 ; Nagle *et al.*, 1976 ; Bouysse *et al.*, 1979 ; Briden *et al.*, 1979 ; Andreieff *et al.*, 1988). Ces études, associant des travaux de géochronologie, géochimie, pétrographie et cartographie, ont été utilisées pour réaliser la carte géologique de l'île (Westercamp *et al.*, 1989). Cependant, les principaux âges effectués par les mêmes auteurs sur les autres îles de l'arc, se sont révélés être relativement mal contraints (± 7 à 40 % d'incertitude), voire controversés (Carlut *et al.*, 2000 ; Harford *et al.*, 2002 ; Samper *et al.*, 2008). Dans l'ensemble, les nouveaux âges K-Ar obtenus au cours de cette étude montrent également des divergences avec les âges publiés. Au cours de ce chapitre, nous allons résumer et discuter les résultats obtenus au cours de cette thèse et leurs implications

concernant l'évolution volcanique de la Martinique et des Petites Antilles. Il est en effet important de connaître avec précision l'histoire géologique de l'île pour comprendre l'activité de la Montagne Pelée et sa relation avec les massifs antérieurs, mais également pour avoir des informations sur l'évolution du volcanisme des Petites Antilles.

1. Apports de la géochronologie K-Ar Cassagnol-Gillot

1.1. Ages disponibles avant cette étude

Lors de la publication de la carte géologique (Westercamp *et al.*, 1989), une compilation des 88 âges disponibles sur les laves de la Martinique a été réalisée principalement à partir des datations effectuées par Bellon *et al.* (1974), Andreieff *et al.* (1976), Nagle *et al.* (1976) et Briden *et al.* (1979). La plupart des analyses a été réalisée par la méthode K-Ar sur roche totale, et dans de rares cas sur biotite ou hornblende.

Disposant de bonnes corrélations biostratigraphiques sur les dépôts sédimentaires, les auteurs de cette base de données (Andreieff *et al.*, 1988 ; Westercamp *et al.*, 1989) ont pu les caler dans le temps de façon relativement satisfaisante, les échelles biostratigraphiques en vigueur à l'époque de ces études étant principalement basées sur les reconnaissances de fossiles dans les Caraïbes (Berggren *et al.*, 1985). Ils ont donc rejeté certains âges radiométriques en désaccord avec la stratigraphie. D'autres âges ayant été obtenus sur des blocs de conglomérats, de lahars ou de brèches pyroclastiques n'ont pas été considérés comme valables par les auteurs. De même, les mesures K-Ar utilisées lors de ces travaux ne permettant pas d'obtenir des âges fiables sur des échantillons contenant moins de 10%

d'argon radiogénique ; les âges concernés ont, logiquement, alors été considérés comme non représentatifs de l'âge de mise en place (Westercamp *et al.*, 1989). Au total, ce sont 28 âges sur 88 qui n'ont pas été pris en compte par Westercamp *et al.* (1989) pour établir la chronologie du volcanisme Martiniquais, soit 32 % des analyses. D'autre part, on peut remarquer que les âges retenus sont donnés avec des incertitudes élevées, de 7 à 40% (incertitudes à 2 sigma).

1.2. Nouvelles données K-Ar

1.2.1. Fiabilité des mesures

Des âges K-Ar ont été récemment obtenus selon la méthode Cassinot-Gillot sur des laves du Morne Jacob et du Complexe du Carbet (Samper *et al.*, 2008). Les âges obtenus sur les laves de ce dernier complexe sont systématiquement plus jeunes que ceux proposés par Westercamp *et al.* (1989) avec des incertitudes plus faibles (1.18 à 1.61 %). Il en est de même pour les âges présentés dans cette étude. En effet, nous obtenons des incertitudes comprises entre 1.43 et 3.17 % pour l'ensemble de nos échantillons (annexe II).

Seuls trois échantillons sur les 56 datés lors de ce travail, présentent des incertitudes élevées. Un âge obtenu sur plagioclases (Morne Jacob, 06MT32, 4.74 ± 0.28 Ma) a une incertitude de 8.65 %, avec seulement 0.017 % de K et 1.76 % d' $^{40}\text{Ar}^*$. Les échantillons 06MT30 (Morne Jacob, K = 0.120 %, $^{40}\text{Ar}^* = 1.5$ %, 3.01 ± 0.19 Ma) et 06MT18 (Mont Conil, K = 0.888 %, $^{40}\text{Ar}^* = 0.8$ %, 346 ± 42 ka) ont des incertitudes de 9 et 18 % respectivement, pouvant s'expliquer par la présence de plans de circulation de fluides en surface de l'affleurement et donc d'une contamination atmosphérique importante. Cependant,

ces incertitudes restent toutefois admissibles si l'on tient compte des faibles teneurs en K et en $^{40}\text{Ar}^*$ de ces échantillons.

Toutefois, l'homogénéité des âges et des incertitudes pour les laves d'un même complexe atteste de la qualité de l'échantillonnage, des préparations et des mesures. En effet, les âges obtenus sur les laves d'un même édifice ou d'une même unité lithologique ne présentent pas d'écarts importants et restent, dans la limite des incertitudes cohérentes. De même en ce qui concerne les incertitudes, on l'a vu, elles restent comprises entre 1.43 et 3.17 % quel que soit l'âge de l'échantillon (annexe II).

1.2.2. Comparaison des âges obtenus sur phases minérales différentes

Pour certains échantillons (06MT66, 06MT69, 06MT65, 06MT32, 06MT14, 06MT36 et 07MT121), nous avons daté à la fois la mésostase et les feldspaths (annexe II).

Pour l'échantillon 06MT66, de la carrière La Source, au Marin, nous avons préparé, dans la fraction 125 - 250 μm , la mésostase avec une densité de 2.56 – 2.58, et les phénocristaux de plagioclases avec une densité comprise entre 2.63 et 2.70. La pâte a une teneur en potassium de 1.166 %, une teneur en argon radiogénique de 82 %, et donne un âge moyen de 24.82 ± 0.35 Ma. Les plagioclases, qui ont 0.212 % de potassium, ont un âge de 24.86 ± 0.35 Ma avec une teneur en $^{40}\text{Ar}^*$ de 73 %. Les âges obtenus sur les deux phases minérales sont en accord, ce qui nous assure de ne pas avoir ni perte d'argon ou de potassium (malgré le pourcentage de potassium variant d'un facteur 5), ni gain d'argon, et donnent un âge moyen de 24.84 ± 0.35 Ma représentatif de l'âge de mise en place de la coulée (Chapitre III et annexe II).

Pour l'échantillon 06MT69, du sommet de la Montagne du Vauclin, nous avons préparé la mésostase dans la fraction 125 – 250 μm avec une densité entre 2.93 et 2.95. Puis

nous avons séparé les microlithes de la mésostase en broyant une fraction de celle-ci entre 63 et 125 μm , et en récupérant les plagioclases dans une gamme de densité comprise entre 2.70 et 2.79. Nous obtenons un âge de 10.86 ± 0.17 Ma ($K = 0.710$ %, $^{40}\text{Ar}^* = 30.3$ %) sur mésostase, confirmé à 2 sigma par l'âge sur microlithes (10.46 ± 0.15 Ma). Il faut toutefois noter que la datation sur microlithes a été effectuée sur un spectromètre de masse à champ magnétique (MMS Hadès, voir annexe I), alors que celle sur mésostase a été réalisée sur un spectromètre de masse quadrupolaire (QMS Ulysse, annexe I) et doit être dupliquée sur MMS. Néanmoins, nous pouvons conclure que l'âge moyen de 10.64 ± 0.16 Ma (Chapitre IV et annexe II) est représentatif de l'âge de la Montagne du Vauclin.

Cette adéquation entre datation sur mésostase et sur feldspaths a été aussi vérifiée pour l'échantillon du Morne Gommier (06MT65) daté à 8.44 ± 0.12 Ma sur mésostase ($K = 2.073$ % ; $^{40}\text{Ar}^* = 69.5$ %), et à 8.42 ± 0.12 Ma sur phénocristaux de plagioclases ($K = 0.124$ % ; $^{40}\text{Ar}^* = 24$ %).

De même, pour l'échantillon 06MT32 (Morne Jacob, près du Lorrain), la mésostase ($K = 0.435$ %, $^{40}\text{Ar}^* = 28$ %) donne un âge de 5.14 ± 0.07 Ma, et les plagioclases ($K = 0.017$ %, $^{40}\text{Ar}^* = 1.7$ %) un âge de 4.74 ± 0.28 Ma. Ces deux analyses sont dupliquées seulement à 2 sigma, mais il faut remarquer que nous sommes dans les limites de détection du K et de l' $^{40}\text{Ar}^*$ pour la mesure sur plagioclases. L'âge moyen calculé sur deux analyses de pâte et sur une analyse de plagioclases donnant 5.13 ± 0.08 Ma (Chapitre V et annexe II) est ainsi considéré comme l'âge de l'éruption.

Nous avons préparé deux fractions de l'échantillon du sommet du Morne Jacob (06MT14) : pour la fraction 125 -250 μm , nous avons daté la mésostase d'une densité entre 2.61 et 2.66 ; alors que dans la fraction 63 – 125 μm , nous avons séparé la mésostase dans une gamme de densité de 2.61 – 2.66 et les phénocristaux de plagioclase entre 2.66 et 2.70. Là encore, malgré des préparations différentes, les deux âges sur mésostase sont équivalents

compte-tenu de leurs incertitudes (1.52 ± 0.02 et 1.54 ± 0.02 Ma) et l'on calcule un âge moyen de 1.53 ± 0.02 Ma. Cet âge est confirmé par un âge de 1.51 ± 0.02 Ma obtenu sur les plagioclases (Chapitre V et annexe II).

Tous ces exemples montrent que dans l'ensemble, quelle que soit la taille ou la densité préparée, l'âge obtenu sur la mésostase est confirmé par l'âge sur plagioclases, en phénocristaux ou les microlithes de la pâte. Ceci est une preuve de l'absence d'argon hérité, ou du lessivage du potassium dans ces échantillons.

1.2.3. Problèmes posés par les mélanges de magma

Il faut néanmoins constater que ces résultats ne sont valables que sur des roches à minéralogie homogène. En effet, nous avons vu que les laves du Complexe du Carbet et du volcanisme de Trois Ilets ont subi des mélanges magmatiques (chapitres II, IV et V), mis en évidence, entre autres, par la présence de phénocristaux de quartz et d'enclaves basiques dans certaines roches (Westercamp *et al.*, 1989). Lors de la préparation des échantillons à dater, nous avons bien sûr éliminé les enclaves en découpant les blocs sous forme de « sucres ». Ensuite, le fait de ne dater que des phases minérales homogènes séparées par liqueurs denses et séparateur magnétique (de type Frantz) nous permet de nous affranchir des héritages d'argon provenant des xénocristaux.

Ainsi, sur deux échantillons du Complexe du Carbet, nous avons à la fois daté la mésostase et les plagioclases. Dans les deux cas (06MT36, Morne Césaire ; 07MT121, Piton Boucher), les plagioclases donnent un âge supérieur à celui de la pâte. Nous avons obtenu un âge de 998 ± 14 ka sur la pâte de l'échantillon 06MT36, alors que les phénocristaux de plagioclases sont datés à 1.492 ± 0.024 Ma (Chapitre V et annexe II). De même, l'âge de 332 ± 7 ka sur mésostase de l'échantillon 07MT121, est inférieur à l'âge de 518 ± 13 ka obtenu

sur les plagioclases (Chapitre V et annexe II). Des observations similaires ont été effectuées sur des dômes de sainte Lucie et de la Dominique (Samper et al., 2008).

A Montserrat, Harford *et al.* (2002) ont également mis en évidence une différence de 500 ka entre les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur plagioclases et ceux sur mésostase, pour des laves émises entre 1996 et 1997. Cette différence d'âge pourrait s'expliquer par la présence d'environ 1% de grains hérités de la croûte Caraïbe ayant environ 90 Ma. La seconde hypothèse, plus plausible d'après ces auteurs, implique une remobilisation du réservoir andésitique quelques centaines d'années avant l'éruption par une intrusion basaltique. Ceci permettrait de mélanger dans le liquide des plagioclases déjà cristallisés dans le réservoir magmatique ou provenant de phases de construction plus anciennes (maximum 9 Ma), avec ceux cristallisant lors de l'éruption (Harford, 2000). Ce mécanisme est le plus fréquemment observé dans les magmas d'arc, mais dans le cas des Petites Antilles, il implique une incorporation récente des plagioclases. En effet, suivant les paramètres de forme et de dimension caractéristiques de la diffusion thermique (e.g. McDougall et Harrison, 1999) il faut seulement 100 à 300 ans pour que l'argon diffuse totalement des plagioclases maintenus à température magmatique (Harford, 2000). Cette estimation a été calculée en considérant des xénocristaux ayant au maximum 9 Ma (âge maximum pour le début d'activité de l'arc récent).

De tels résultats ont été également mis en évidence dans le cas de l'éruption à 74 ka du tuff de Toba par Gardner *et al.* (2002), où des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et des expériences de pétrogenèse sur biotite, sanidine, hornblende et plagioclase ont révélé l'incorporation de xénocristaux d'hornblende et de plagioclases dans le magma une dizaine d'années avant l'éruption. En effet, la hornblende est totalement héritée, alors que la population de plagioclase est un mélange entre des xénocristaux et des phénocristaux. En utilisant des modèles de diffusion d'argon dans ces deux minéraux, et en considérant un âge de 1.5 Ma

pour la source des xénocristaux, les auteurs proposent un temps de résidence de 15 à 100 kyr et de moins de 25 kyr, respectivement pour la hornblende et le plagioclase dans un magma à 720 – 780°C, pour faire diffuser totalement l'argon déjà accumulé (Gardner *et al.*, 2002).

Les paramètres de diffusion des feldspaths potassiques tels que la sanidine sont bien documentés (McDougall et Harrison, 1999), tandis que les plagioclases demeurent des systèmes complexes dont la température de fermeture, pour des taux de refroidissement élevés comme rencontrés dans les environnements volcaniques, est estimée entre 200 et 400°C (McDougall et Harrison, 1999). Avant toute remobilisation du réservoir magmatique, les xénocristaux ou cumulats stockés dans le réservoir à des températures élevées sont censés perdre leur argon rapidement, ainsi, plus le temps de résidence diminue, moins l'argon a le temps de diffuser.

D'autres études utilisant les déséquilibres $^{238}\text{U} - ^{230}\text{Th} - ^{226}\text{Ra}$ ont montré que la croissance des plagioclases, dans les arcs des Petites Antilles et des Tonga, pouvait durer plusieurs centaines de milliers d'années (Heat *et al.*, 1998 ; Turner *et al.*, 2003). En effet, la croissance des plagioclases débute dans le réservoir ainsi que pendant la ségrégation entre cristal et liquide, et se poursuit pendant le stockage, la remontée, et s'achève au moment de l'éruption (Turner *et al.*, 2003). Cette croissance se ferait par étapes, à un taux d'environ 3 à 9.10^{-13} cm/s, provoquant une zonation des plagioclases, avec un cœur plus vieux et une bordure plus jeune comme observé à la Soufrière St Vincent (Heat *et al.*, 1998 ; Turner *et al.*, 2003). De plus, des réinjections basaltiques dans un réservoir andésitique seraient aussi la cause de la zonation de certains cristaux (Turner *et al.*, 2003).

Il est admis que des injections de magma basique ont périodiquement réalimenté les réservoirs en cours de différenciation sous le Complexe du Carbet (Westercamp *et al.*, 1989). On peut donc penser que les plagioclases présents dans la roche sont issus (1) du magma en cours de différenciation dans la chambre et (2) de la cristallisation du liquide après l'éruption

(phénocristaux), dont la croissance a pu durer plusieurs milliers d'années. Ainsi, les plagioclases que nous avons séparés de la roche peuvent provenir d'un mélange de ces deux populations, et l'âge obtenu serait une moyenne entre les âges des cristaux les plus vieux et les plus jeunes, âges eux-mêmes moyennés de la différence entre le cœur et la bordure des cristaux. Néanmoins, les temps de résidence des plagioclases dans les réservoirs étant inférieurs à 100 kyr aux Petites Antilles (Heath *et al.*, 1998), la différence d'âge entre bordure et cœur semble être négligeable par rapport à l'âge des cristaux (1 – 0.3 Ma).

1.2.4. Excès d'argon

Il faut toutefois différencier l'incorporation d'argon venant de grains plus anciens de l'excès d'argon introduit par diffusion dans le manteau, ou occlus dans les inclusions fluides ou vitreuses (Kelley, 2002). Il a été démontré que les fluides qui circulent dans la croûte, ainsi que les inclusions fluides et vitreuses dans les minéraux, contiennent de l'argon provenant du dégaze mantellique et/ou des roches encaissantes réchauffées par le magma ou les fluides magmatiques (Gardner *et al.*, 2002 ; Kelley, 2002). Les coefficients de partage entre minéraux et fluides aqueux se situant entre 0.01 et 7×10^{-6} expliqueraient que l'argon présent dans les inclusions fluides ou vitreuses ait une influence sur la quantité totale d'argon mesuré (Kelley, 2002). Cette influence serait donc non négligeable pour les échantillons jeunes (< 1 Ma dans notre cas) ou pauvres en potassium (0.2 % dans le cas des plagioclases datés ici). En effet, il a été démontré que les minéraux des Petites Antilles contiennent un nombre important d'inclusions fluides: plagioclase à la Montagne Pelée (Fichaut, 1986), plagioclase et pyroxène en Guadeloupe (Poussineau, 2005), plagioclase et quartz à Montserrat (Barclay *et al.*, 1998 ; Devine *et al.*, 1998 ; Harford, 2000), plagioclase et olivine à St Vincent (Heat *et al.*, 1998 ;

Bouvier *et al.*, 2008), olivines à Grenade (Bouvier *et al.*, soumis). Par contre, aucune de ces études n'a mis en évidence la présence d'excès d'argon dans ces inclusions, qui pourraient pourtant expliquer les âges apparents plus élevés que l'on obtient sur les plagioclases du Complexe du Carbet. D'après Pedroni *et al.* (1999), la contribution de l'argon mantellique dans les émanations géothermales des Petites Antilles est inférieure à 1% par rapport à l'argon atmosphérique, mettant en avant la faible proportion d'argon mantellique qui peut diffuser dans les fluides magmatiques.

1.3. Conclusions et perspectives sur les nouvelles datations K-Ar

Dans l'ensemble, les nouveaux âges K-Ar obtenus par la méthode Cassinol-Gillot durant cette étude se révèlent être plus précis que les âges publiés et nous permettent de proposer une chronologie de l'évolution du volcanisme en Martinique que nous présentons dans le sous-chapitre suivant.

Cependant, nous avons mis en évidence que dans certains cas, les mélanges magmatiques, comme ceux qui interviennent au niveau du Complexe du Carbet, ne nous permettent pas d'obtenir des âges comparables sur mésostase et sur plagioclases en raison de probables remobilisations dans la chambre, ce qui n'est pas le cas pour les laves à minéralogie homogène (arc ancien, début de fonctionnement de l'arc intermédiaire ou de l'arc récent). D'autre part, les possibles inclusions fluides ou vitreuses dans les plagioclases peuvent fournir de l'argon en excès et donc donner des âges trop vieux.

Sachant que l'argon diffuse rapidement, en quelques dizaines à centaines d'années, dans les plagioclases maintenus à des températures entre 300 et 600°C, et que les réservoirs andésitiques des Petites Antilles sont à des températures avoisinant les 800 – 900°C (Martel, 1996 ; Devine *et al.*, 1998a, 1998b ; Harford, 2000 ; Poussineau, 2005), ceci nous amène à

proposer l'hypothèse suivante pour expliquer les âges sur plagioclases trop élevés. L'accumulation de laves en surface au niveau du Morne Jacob et le processus de subduction sous-jacent permet le stockage à faible profondeur de réservoirs magmatiques situés légèrement plus à l'ouest de la chambre magmatique alimentant les éruptions du Morne Jacob. Là, des remontées périodiques de magmas plus basiques provenant d'un réservoir plus profond perturbent le magma en cours de différenciation dans la chambre superficielle, remobilisant les cristaux déjà formés. L'augmentation de température et le brassage mécanique qui en résultent provoquent rapidement l'éruption d'un liquide contenant ces phénocristaux anciens, et qui cristallise ensuite lors de l'éruption. Les phénocristaux de plagioclase remobilisés par l'intrusion n'ont donc pas le temps de libérer l'argon radiogénique déjà accumulé, et ont donc un âge plus élevé que les phénocristaux issus du refroidissement du liquide magmatique. De même, il est possible que du liquide ou des gaz magmatiques issus du mélange soient piégés dans les cristaux sous forme d'inclusion, apportant de l'argon en excès. Il conviendra donc d'étudier de plus près la pétrologie des plagioclases afin d'identifier les différentes populations de cristaux pour connaître la cause réelle des âges plus élevés dans les complexes volcaniques où des mélanges magmatiques ont été révélés.

Des modélisations de diffusion de l'argon, prenant en compte les paramètres de diffusion des plagioclases utilisés par Harford (2000), appliquées aux plagioclases du Piton Boucher (Carbet récent) et du Morne Césaire (Carbet ancien) présentant des âges significativement plus vieux que la mésostase, sont en cours de réalisation afin de déterminer les temps de résidence des xénocristaux dans la chambre magmatique.

Ces observations démontrent qu'aux Antilles il est important de dater la dernière phase ayant cristallisé, c'est-à-dire la mésostase. En effet, elle se forme lors de l'éruption et sa composante de contamination est purement atmosphérique, sans possibilité d'apport d'argon en excès, qu'il soit d'origine mantellique ou issue de phénocristaux plus anciens.

2. Edification de l'île de la Martinique

En observant la morphologie de la Martinique, on voit que la moitié sud présente des reliefs très érodés et des côtes découpées. D'autre part, les formations sédimentaires sont développées uniquement au sud et à l'est de l'île, et une double ligne récifale est présente au large des côtes atlantiques, ainsi qu'un plateau sous-marin. On peut donc facilement en déduire que l'est et le sud sont les parties les plus anciennes, et que l'activité volcanique s'est déplacée vers le nord, où se trouve l'actuel volcan actif, la Montagne Pelée. Les âges obtenus lors des études précédentes et lors de ce présent travail confirment cette hypothèse, bien que la migration du volcanisme soit en fait plus complexe comme nous allons le démontrer.

Nos données géochronologiques obtenues sur des dômes et coulées de laves couvrant l'ensemble des formations volcaniques de l'île, couplées aux résultats géochimiques obtenus sur les mêmes échantillons par Labanieh *et al.* (2008), nous permettent de mieux contraindre la chronologie éruptive des huit phases volcaniques ayant contribué à la construction de l'île de la Martinique au cours de l'activité des trois arcs volcaniques identifiés.

Afin d'illustrer l'évolution spatio-temporelle du volcanisme en Martinique, nous avons tout d'abord réalisé un spectre de probabilité d'âges qui nous permet d'identifier les phases d'activité volcanique, et les phases de repos (Figure VI-1). Cet idéogramme représente la fréquence des âges en tenant compte de l'erreur analytique (Deino et Potts, 1992 ; voir annexe I). Les premières manifestations subaériennes du volcanisme en Martinique ont eu lieu vers 26 Ma, et depuis, l'activité volcanique a permis l'édification de huit complexes volcaniques. Les dépôts volcaniques couvrent une surface d'environ 990 km² (soit 90% de l'île), le reste étant recouvert par des dépôts calcaires ou des formations superficielles (érosion fluviale).

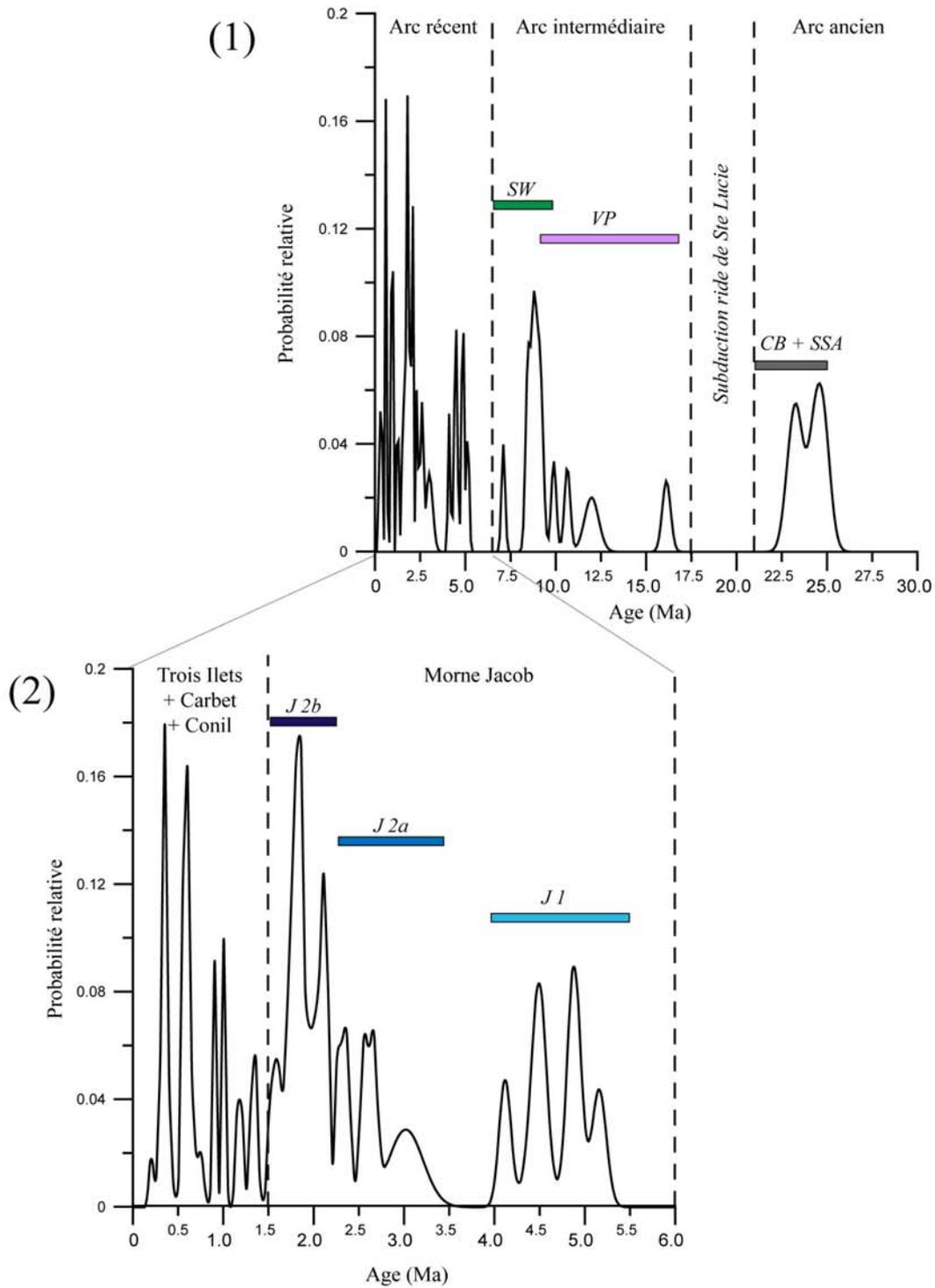


Figure VI-1

Spectres de probabilité d'âge

(1) Spectre réalisé sur la base de 62 âges K-Ar (cette étude et Samper et al., 2008) pour l'ensemble de l'île, avec un intervalle de 100 ka.

(2) Spectre réalisé sur la base de 42 âges K-Ar (cette étude et Samper et al., 2008) pour les complexes Plio-Pleistocènes, avec un intervalle de 50 ka.

2.1. L'arc ancien : Complexe de Base et Série de Sainte Anne

Des laves basaltiques à rhyolitiques se mettent en place à l'est de l'île, de 25 à 21 Ma, avec un pic d'activité entre 23 et 25 Ma (Figure VI-2a). Les dépôts couvrent aujourd'hui une surface de 61 km² sur les péninsules de La Caravelle et de Sainte Anne. Ces deux presqu'îles sont reliées par deux lignes de récifs coralliens, et cet alignement se poursuit vers le nord où bancs sous-marins, anciens guyots, et îles volcaniques inactives recouvertes de calcaire marquent la ligne de l'arc ancien. Malheureusement, l'âge de ces deux complexes, et donc l'érosion qui les a affectés, ne nous permet pas d'estimer des taux d'éruption pour l'activité de l'arc ancien.

Le Complexe de Base (CB) est le premier à se mettre en place, à l'Oligocène, entre 24.8 ± 0.4 et 24.2 ± 0.4 Ma, constituant aujourd'hui le soubassement des deux péninsules. Ensuite, les laves de la Série de Sainte Anne (SSA) recouvrent presque totalement le CB sur la presqu'île de Sainte Anne au sud entre 24.8 ± 0.4 et 22.9 ± 0.3 Ma, et quelques coulées prismées affleurent sur la Caravelle, mises en place entre 23.4 ± 0.3 et 20.8 ± 0.4 Ma. Elles se caractérisent par l'apparition d'orthopyroxène dans l'assemblage minéralogique jusqu'alors constitué de clinopyroxène et plagioclase.

Nos données géochronologiques et géochimiques, ainsi que l'observation des alignements de guyots sous-marins avec les îles des Antilles Calcaires, nous permettent de déduire que l'activité volcanique de l'arc ancien a été continue, de l'Oligocène au Miocène Inférieur, tout le long de l'arc.

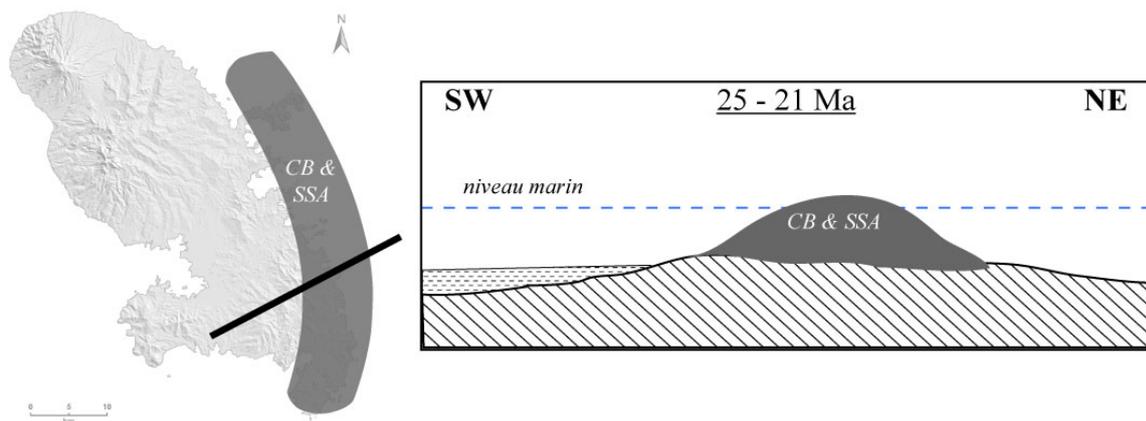


Figure VI-2a

Carte et coupe schématisques des dépôts de l'arc ancien (Complexe de Base CB et Série de Sainte Anne SAS) mis en place entre 25 et 21 Ma

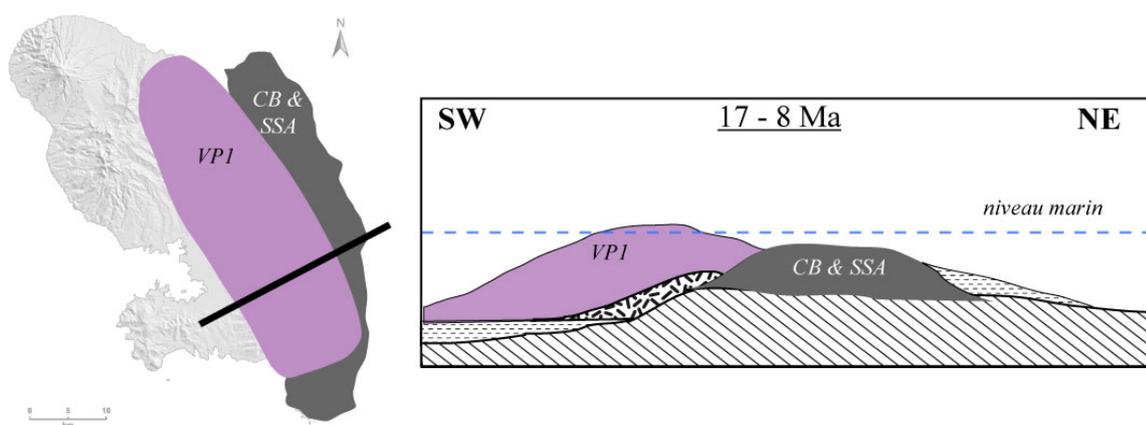


Figure VI-2b

Carte et coupe schématisques des dépôts de la phase 1 de la chaîne Vauclin-Pitault (VP1), mis en place entre 17 et 8 Ma.

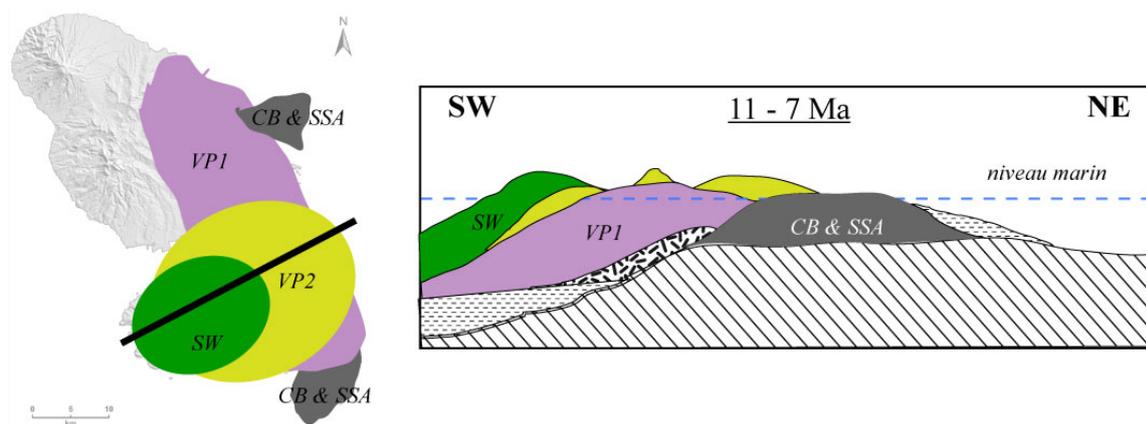
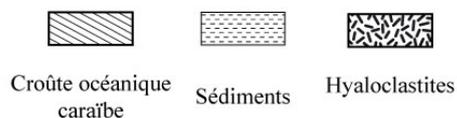


Figure VI-2c

Carte et coupe schématisques des dépôts de la phase 2 de la chaîne Vauclin-Pitault et du volcanisme du Sud-Ouest, mis en place entre 11 et 7 Ma.



2.2. L'arc intermédiaire : la chaîne Vauclin-Pitault et le volcanisme du Sud-Ouest

A la fin de l'Aquitaniens, le rapprochement des plaques Nord-Amérique (NAM) et Sud-Amérique (SAM) induisent des contraintes compressives dans la croûte Caraïbe. De plus, des rides asismiques présentes sur le fond océanique ralentissent le processus de subduction et aplatissent le slab. Entre 20 et 16 Ma, aucune activité volcanique ne semble avoir eu lieu en Martinique ni le long de l'arc.

Une première phase volcanique sous-marine reprend de 16 à 8 Ma le long d'un axe orienté NW-SE (Figure VI-2b), en milieu sous-marin et subaérien (VP 1). Puis un volcanisme effusif subaérien à aérien domine au sud de la chaîne, de 11 à 8.4 Ma (VP 2), depuis les côtes Atlantiques jusqu'à la presqu'île de Trois Ilets (Figure VI-2c). Au total, c'est un ensemble de 130 km² de hyaloclastites et 170 km² de laves massives qui se sont mis en place durant 7.7 Ma environ.

L'activité volcanique a été prédominante sur tout le sud de l'île vers 8.5 Ma, comme en témoigne le pic d'activité sur le spectre de probabilité d'âge (Figure VI-1). En effet, l'activité volcanique strictement aérienne du Sud-Ouest (actuellement sur 66 km²) achève l'édification de la presqu'île de Trois Ilets entre 9 et 7 Ma (SW, Figures VI-1 et VI-2c). L'éruption de la dacite à grenat de Gros Ilet – La Vatable à 7.10 ± 0.10 Ma marque la fin d'activité de l'arc intermédiaire.

Là encore, nous n'avons pas pu évaluer les taux d'éruptions de ces phases compte-tenu de l'érosion qui a été intensive et favorisée par la nature fragmentée des laves.

2.3. L'arc récent

La mise en place d'accidents tectoniques transverses à l'arc au sud de l'île, provoquant la formation du graben du Lamentin et l'éruption de la dacite à grenat, a marqué une période de récession du volcanisme, favorisant la sédimentation de tuffites azoïques au nord des chaînes volcaniques précédemment édifiées (Westercamp *et al*, 1989). Après 1 Ma, l'activité volcanique reprend 25 km plus au nord, sur le rebord septentrional de la chaîne Vauclin-Pitault (Figure VI-2).

2.3.1. Le Morne Jacob

Des hyaloclastites basaltiques laissent rapidement la place à des coulées de lave massive à affinité tholéiitique (Plg + CPx + Ol), qui construisent le volcan bouclier initial du Morne Jacob de 5.5 à 4 Ma (J1, Figures VI-1 et VI-2d).

Après environ 900 kyr sans activité apparente, de nouvelles laves andésitiques plus porphyriques (Plg + CPx + OPx) s'écoulent sur le bouclier initial entre 3.5 et 2.3 Ma (J2a). Cette accumulation de laves au-dessus d'un substratum instable fracturé provoque un étalement gravitaire du volcan. Son flanc nord se déplace donc lentement et une dépression se forme au centre du volcan. La perte de charge provoque l'éruption de nouveau matériel plus dense, donc plus basique, au centre de la dépression et sur les flancs, entre 2.1 et 1.5 Ma (J2b, Figures VI-1 et VI-2f).

Au total, les laves du Morne Jacob affleurent aujourd'hui sur 242 km², mais on considère qu'une grande partie des dépôts se trouve également sous le Complexe du Carbet et la Montagne Pelée, ce qui représente donc une surface totale de plus de 355 km².

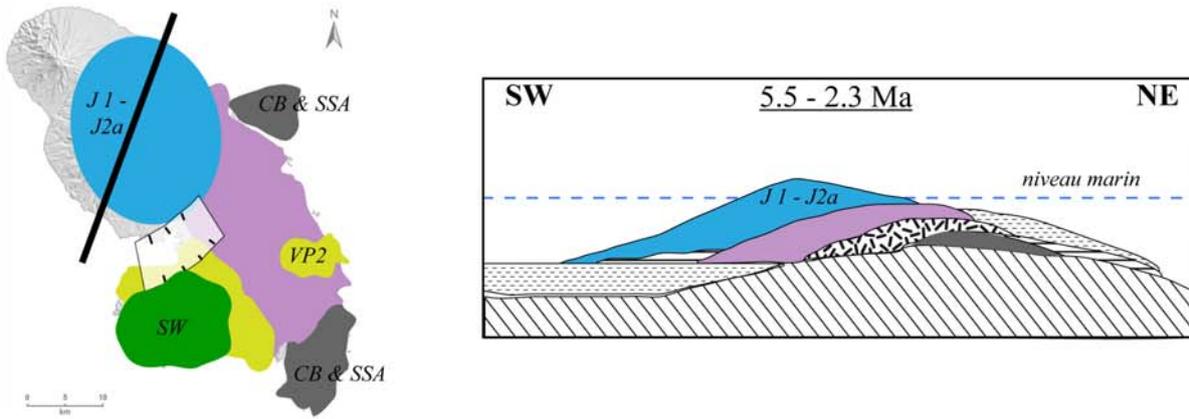


Figure VI-2d

Carte et coupe schématiques des dépôts des phases 1 et 2a du Morne Jacob, mis en place entre 5.5 et 2.3 Ma.

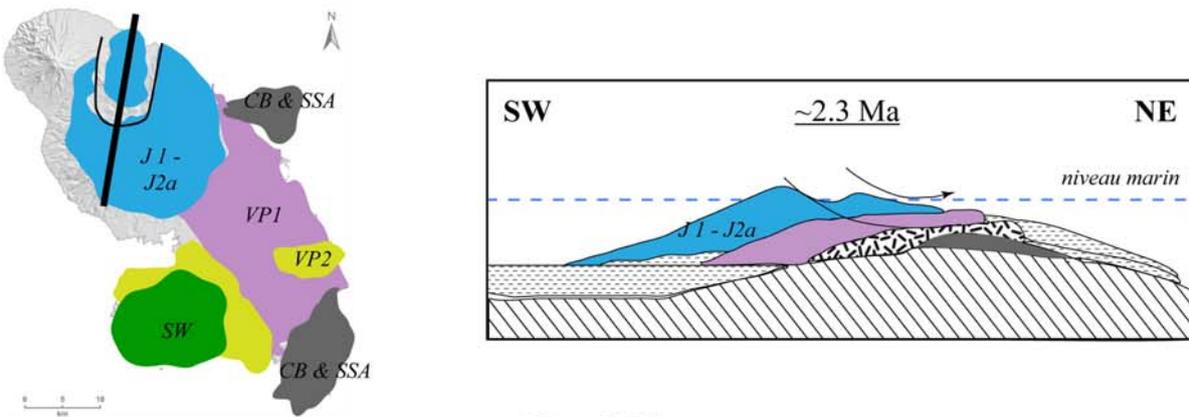


Figure VI-2e

Schémas du processus de creeping qui a eu lieu dès 2.3 Ma

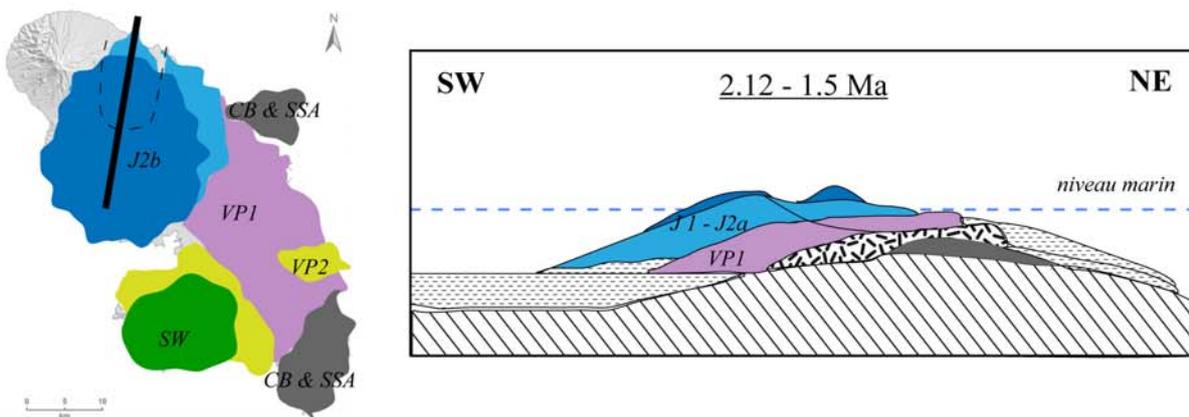
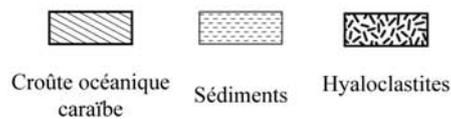


Figure VI-2f

Carte et coupe schématiques des dépôts de la phase 2b du Morne Jacob, mis en place entre 2.12 et 1.5 Ma.



2.3.2. Le volcanisme de Trois Ilets

Vers 2.4 Ma, dès le début de la deuxième phase de construction du Morne Jacob, l'activité volcanique reprend également au sud, à l'extrémité ouest de la presqu'île de Trois Ilets. Là, durant un peu plus d'un million d'années, des volcans monogéniques se mettent en place, alternant éruptions explosives et effusives, depuis des basaltes jusqu'aux andésites, entre 2.36 ± 0.03 et 1.17 ± 0.02 Ma (TI, Figure VI-2g). Puis, l'activité s'achève dans cette région entre 617 ± 52 et 346 ± 27 ka par l'éruption de dômes andésitiques et cônes stromboliens, alignés le long d'un accident NW-SE (Figure VI-2g).

Les dynamismes éruptifs sont variés, et la pétrographie des laves révèlent que des mélanges magmatiques ont eu lieu au niveau des réservoirs superficiels lors de réalimentations basaltiques et de brassages mécaniques périodiques. Les assemblages minéralogiques sont instables et les laves hétérogènes, avec, entre autres, des amphiboles, biotites, quartz et grenat. Les dépôts volcaniques couvrent une surface de 33 km^2 , mais l'existence de volcans essentiellement monogéniques rend difficile l'estimation de leurs durées respectives d'activité et donc leurs taux d'éruption.

2.3.3. Le Complexe du Carbet

Dès 1 Ma, l'activité volcanique est simultanée entre Trois Ilets au sud, et le Complexe du Carbet ainsi que celui du Mont Conil au nord. En effet, des dômes et coulées de laves se mettent en place sur le flanc occidental du Morne Jacob, au niveau d'évents éruptifs ouverts le long de la dépression formée par le glissement du bouclier vers le nord-est. Un édifice andésitique (Carbet ancien) se construit donc entre 1 Ma et 600 ka, avant d'être partiellement affecté par un effondrement de son flanc ouest vers 340 ka (Figure VI-2g et 2h). Cet

évènement est immédiatement suivi de l'extrusion dans la dépression de plusieurs dômes de lave extrêmement visqueuse à 333 ± 6 ka, que l'on a nommés les Pitons du Carbet s.s. (Figure VI-2i), et qui se distinguent facilement des laves précédentes par l'apparition de biotite dans l'assemblage minéralogique (Plg + OPx + CPx + Qz + Amp). Comme pour les laves de Trois Ilets, les roches du Complexe du Carbet présentent, indépendamment de leur âge de mise en place, des évidences de mélange magmatique (enclaves, xénocristaux de quartz). En prenant en compte la surface couverte par les coulées et dômes de laves, ainsi que par les dépôts de nuées ardentes et d'avalanche de débris, le Complexe du Carbet s'étend à terre sur 113 km^2 . Il semblerait toutefois qu'aucun dépôt d'avalanche de débris ne soit enregistré en mer, à moins qu'ils ne soient totalement masqués par le recouvrement sédimentaire (Boudon *et al.*, 2007). Si l'avalanche de débris s'est mise en place vers 333 ka, on peut estimer l'épaisseur des sédiments recouvrant ce dépôt entre 13 et 66 m, compte-tenu des taux de sédimentation dans le bassin de Grenade estimés entre 4 et 20 cm / kyr (Reid *et al.*, 1996).

2.3.4. Le Complexe du Conil et la Montagne Pelée

A l'extrémité orientale de l'île, un autre complexe a été actif dès 550 ka. Là, des andésites à Plg + Amp \pm CPx \pm (OPx + Ol) construisent un cône entre 550 et 350 ka (Figure VI-2h). Puis, entre 210 et 190 ka, une fissure s'ouvre sur le flanc nord du volcan et des dômes se mettent en place, ainsi que des coulées de lave s'étalant vers le nord.

Ultérieurement, plusieurs dômes se mettent en place près du sommet du Complexe du Conil, ainsi que des coulées autobréchifiées (Boudon *et al.*, 2005), formant ainsi le premier cône de la Montagne Pelée. Puis, un effondrement du flanc ouest (évènement du Prêcheur) détruit environ 25 km^3 de l'ensemble Conil – Pelée et une immense avalanche de débris se dépose en mer sur 1100 km^2 (soit l'équivalent de la surface de l'île), jusqu'à 70 km

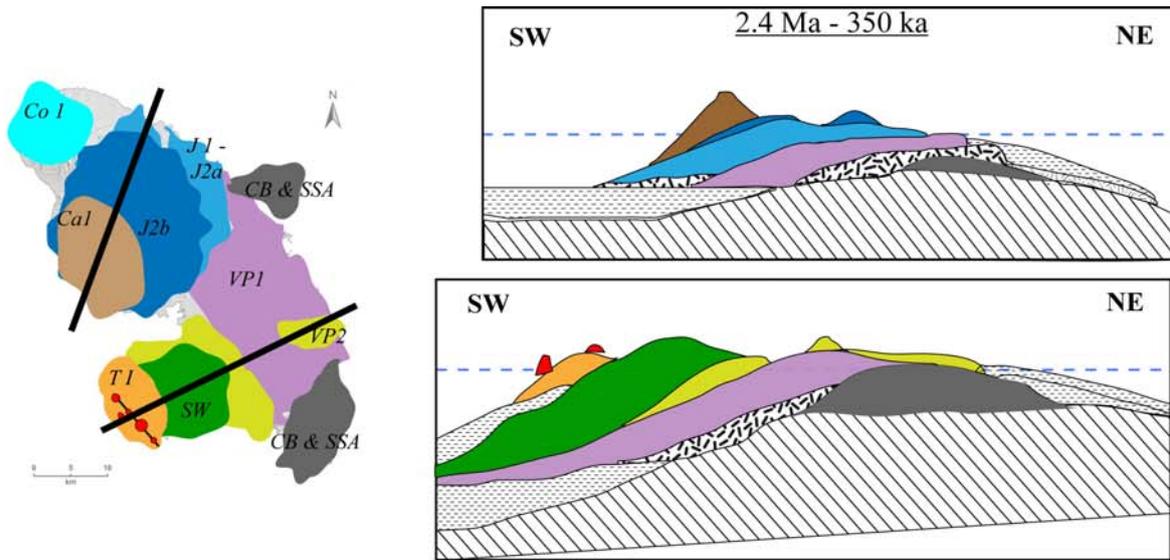


Figure VI-2g

Carte et coupe schématiques des dépôts de Trois Ilets, du Complexe du Carbet et du Mont Conil, mis en place entre 2.4 et 350 ka

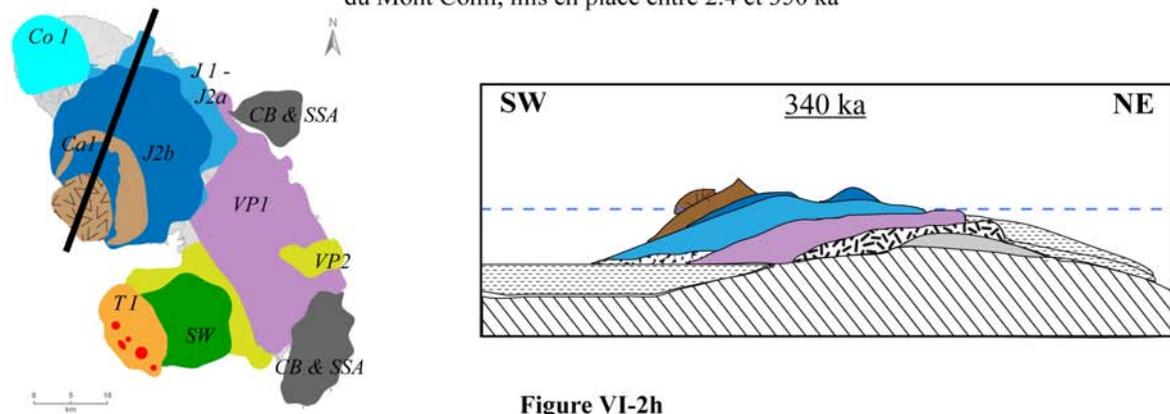


Figure VI-2h

Schéma de l'effondrement de flanc qui a affecté le Carbet ancien vers 340 ka.

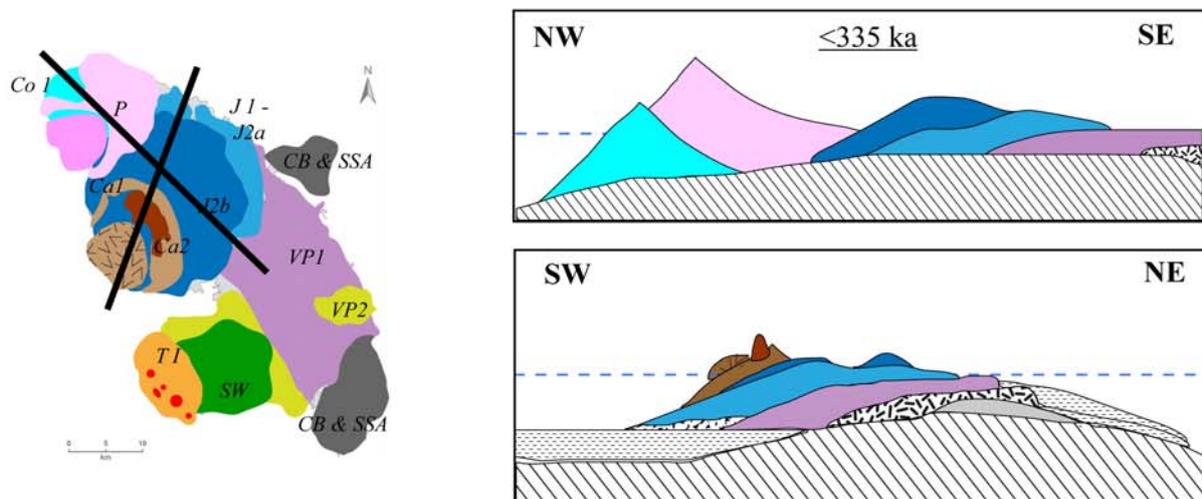


Figure VI-2i

Carte et coupe schématiques des Pitons du Carbet (335 ka) et du complexe Conil-Pelée depuis 200 ka.

D'après l'épaisseur de la couverture sédimentaire sur ce dépôt (15 à 30 m), Le Friant *et al.* (2003) proposent un âge minimum de 100 ka pour cet évènement.

Ensuite, un nouveau cône constitué de dômes, de coulées de laves et de brèches s'édifie entre 100 et 25 ka (Le Friant *et al.*, 2003 ; Boudon *et al.*, 2005). Ces écoulements recouvrent la majorité du secteur N-NE et comblent en partie la dépression. A 25 ka un nouvel effondrement de flanc (évènement de Saint Pierre) déstabilise 13 km^3 de l'édifice et produit un dépôt d'avalanche de débris de 700 km^2 au large des côtes caraïbes (Le Friant *et al.*, 2003). Des éruptions type Saint Vincent s'écoulent à nouveau dans la dépression et sur les flancs externes préservés (Le Friant *et al.*, 2003). Enfin vers 9 ka, environ 2 km^3 de matériel sont à nouveau déstabilisés par un effondrement de flanc. Les produits des éruptions suivantes de la Pelée ont été canalisés le long des rebords de chaque structure d'effondrement et sur les flancs nord et nord-est.

2.4. Taux de construction

Compte-tenu de l'érosion qui a affecté l'ensemble de l'île depuis 25 Ma, sous climat tropical humide, il nous est impossible de calculer des volumes et des taux d'éruption pour les parties les plus anciennes. En revanche, nous avons pu reconstruire les paléo-topographies des édifices Plio-Pléistocènes, à différentes phases de construction, en utilisant des calculs de SIG (systèmes d'information géographique) sur le logiciel ArcGIS 9.1 (ESRI[®]). Afin d'utiliser de tels calculs, nous avons transformé les pixels du modèle numérique de terrain (MNT) en points afin d'extraire les valeurs d'altitude, pente et direction de pente.

La méthode que nous avons choisie pour la plupart de nos reconstructions est une interpolation locale polynomiale (ILP). Ce type de calcul permet d'ajuster plusieurs polynômes, chacun à partir de ses proches voisins. La taille de la zone de recherche et le

nombre de secteurs à l'intérieur de celle-ci peuvent être ajustés, tout comme le nombre maximum et minimum de points à prendre en compte. Ceci permet de produire des surfaces qui prennent en compte les variations locales, car il est évident que les éléments qui sont géographiquement proches sont plus équivalents entre eux que les points plus éloignés, ou que l'ensemble des points. Il est donc possible de choisir quel poids donner aux attributs des points en fonction de leur distance à la zone de recherche. Ainsi, plus un point est éloigné du centre de la zone de recherche, plus son influence sur le calcul diminue. D'autre part, si les contrastes d'attribut (altitude, direction et pendage de pente...) sont importants, on peut diviser la zone de recherche en 4 à 8 secteurs afin que les valeurs extrêmes soient moyennées sur chaque secteur et non pas sur la zone entière. Ainsi, le point situé au centre de la zone de recherche recevra la contribution des valeurs estimées pour chaque secteur. Le calcul est effectué pour tous les points d'une grille, et optimisé par itération. L'avantage est de pouvoir visualiser la surface créée en fonction des paramètres choisis et de faire varier ceux-ci jusqu'à obtenir un résultat le plus réaliste possible. Des surfaces en trois dimensions ont donc été ainsi obtenues successivement pour chaque phase de construction, servant de surface de base pour les phases suivantes. Les taux de construction obtenus en divisant le volume estimé par la durée d'activité du complexe sont des taux minimum car ils ne concernent que les parties émergées de l'île.

2.4.1. Le Morne Jacob

Afin de reconstruire le volcan bouclier tel qu'il était à la fin de la première phase, nous sommes partis du principe que les laves de la seconde phase ont fossilisé la surface précédente. Nous avons donc extrait les points du MNT situés le long de la limite entre les laves du Jacob 1 et celles du Jacob 2. Puis, afin d'obtenir la forme d'un bouclier et l'altitude approximative de son sommet, nous avons sélectionné les points situés sur les lignes de crêtes

des bassins versants. En effet, nous avons considéré que les crêtes pouvaient représenter la surface minimale des coulées de lave après érosion. A partir de cette couche de points, possédant des valeurs d'altitude, de pente et de direction de plus grande pente, nous avons effectué une interpolation locale polynomiale, utilisant une zone de recherche circulaire, divisée en 8 secteurs incluant entre 10 et 2200 points. La surface ainsi créée (Figure VI-3a) représente un bouclier allongé, d'une surface d'environ 493 km², avec rayon compris entre 10 et 15 km. Ses valeurs d'altitudes maximale et moyenne sont de 509 et 204 m respectivement. Son volume au dessus du niveau marin, calculé en multipliant l'altitude moyenne par la surface, est donc de 100 km³. Si l'on calcule ce volume en assimilant le Jacob 1 à un demi-ellipsoïde, son volume serait de 120 km³ ($1/2 \pi \times \text{alt} \times \text{petit rayon} \times \text{grand rayon}$). D'après nos âges K-Ar, nous avons estimé la mise en place de ce volcan entre 5.5 et 4 Ma, soit durant 1.5 Myr, ce qui nous permet d'estimer un taux de construction minimal de 0.066 km³/kyr.

Nous avons procédé de la même manière pour reconstruire le Jacob 2, c'est-à-dire en sélectionnant les points situés le long de la bordure entre les coulées de lave du Jacob 2 et les unités volcaniques ultérieures l'ayant en partie recouvert. A ces points, nous avons ajouté les points des crêtes les plus représentatives des anciens flancs du volcan. Le bouclier ainsi obtenu (Figure VI-3b) a une surface de 386 km² et une altitude maximale de 710 m au dessus du niveau de la mer. Avec une altitude moyenne de 289 m au dessus du niveau marin, nous calculons un volume de 110 km³. Or, les laves du Jacob 2 se sont mises en place au-dessus du premier bouclier, il faut donc soustraire les deux MNT créés afin d'avoir le volume réel du Jacob 2. La surface réellement couverte par le Jacob 2 est donc de 360 km², et les coulées ont une épaisseur moyenne de 40 m, équivalente à celle observée sur le terrain, soit un volume total du Jacob 2 (au dessus du Jacob 1) de 15 km³. Avec une durée d'activité de 2 Myr, nous calculons un taux de construction de 0.007 km³/kyr.

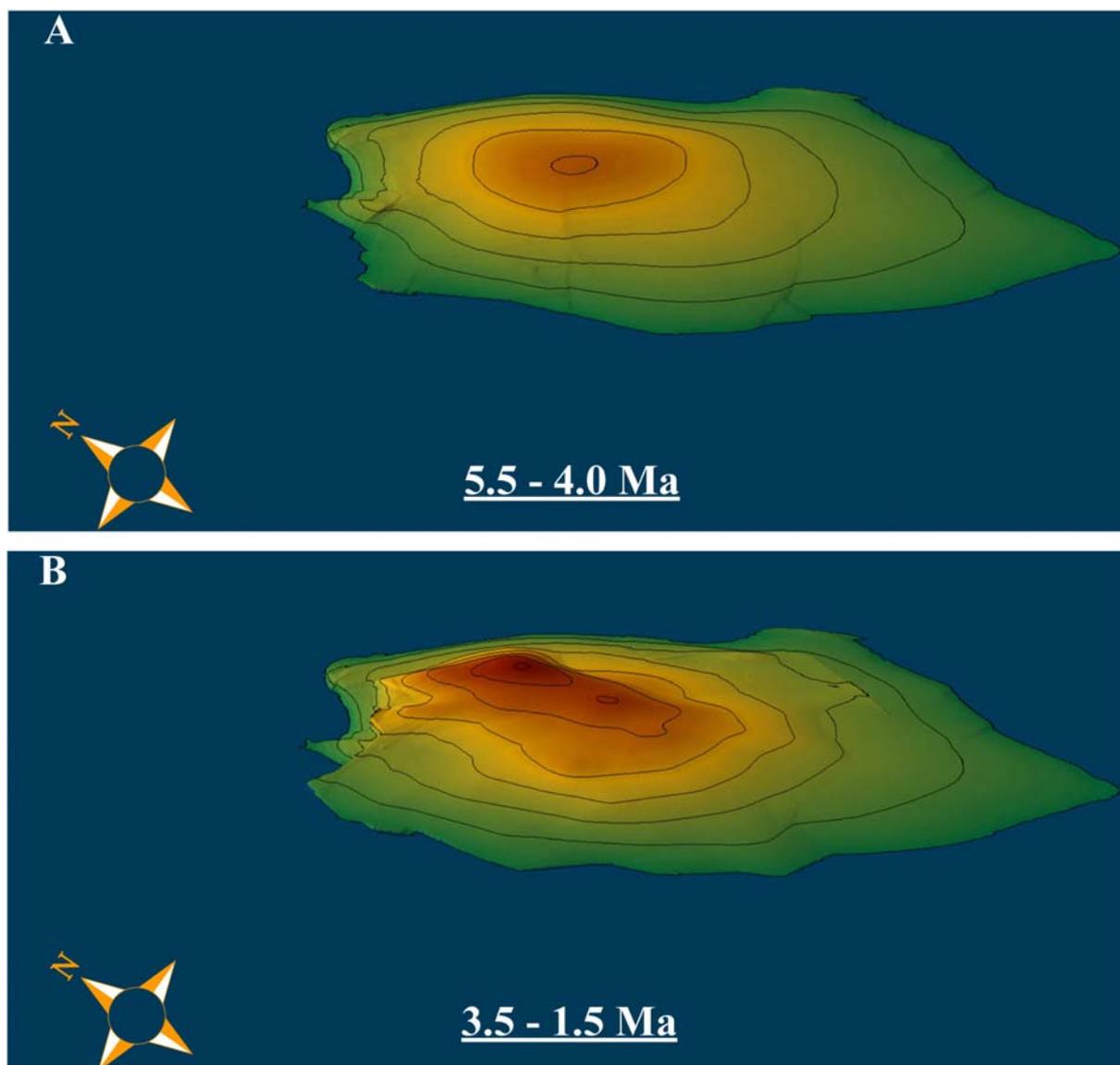


Figure VI-3

Reconstruction du volcan bouclier du Morne Jacob

2.4.2. Le Complexe du Carbet

Le Complexe du Carbet est principalement constitué de dômes, et, ayant été démantelé en partie par un effondrement de flanc vers 335 ka (Boudon *et al.*, 2007 ; Samper *et al.*, 2008), peu d'éléments de la phase ancienne sont conservés au centre du massif. En revanche, de grandes coulées de lave et de ponce affleurent au sud, et leurs surfaces structurales sont bien conservées. Afin de reconstruire le Carbet ancien, nous avons donc utilisé les points du

MNT appartenant à ces coulées, ainsi que ceux des dômes les mieux conservés, c'est-à-dire ceux situés en périphérie de la cicatrice. Après une ILP, nous obtenons un édifice couvrant une surface de 177 km^2 , d'une altitude maximale de 851 m, et 287 m en moyenne au dessus du niveau de la mer. Nous calculons donc un volume de 50 km^3 par rapport à une surface basale horizontale située à l'altitude 0. Le volume réel du Carbet ancien c'est-à-dire au dessus du Jacob 2 (Figure VI-3c), est de 5 km^3 , soit une épaisseur moyenne de 30 m sur une surface de 158 km^2 mis en place durant 400 kyr avec un taux de construction minimal de $0.012 \text{ km}^3/\text{kyr}$.

Les Pitons du Carbet s.s. sont des dômes de lave très visqueuse (andésite riche en phénocristaux) que l'on apparente à des aiguilles, qui se sont mis en place sous forme de pistons. On peut donc se demander jusqu'à quelle profondeur s'enracinent-ils. En effet, faut-il calculer seulement leur volume à l'affleurement (i.e., au-dessus de la loupe de glissement) ou doit-on envisager leur volume total au-dessus du niveau de la mer (à défaut de la réelle profondeur de leur racine) ? Nous avons dans un premier temps reconstruit la surface qui pourrait passer le mieux par leur base. Pour cela, nous avons extrait du MNT les points limitant l'étendue des Pitons s.s. et des coulées de lave qui y sont associées. Nous avons utilisé un calcul de distance inverse en $1/r^2$. Ceci signifie que le poids des points utilisés pour estimer une valeur inconnue diminue avec la distance au centre de la zone de recherche. On peut considérer que les Pitons ont conservé leur forme originelle et donc utiliser le MNT actuel pour calculer leur volume au dessus de cette surface de référence (Figure VI-3d). L'emprise utilisée est donc le contour réel de l'unité géologique correspondant aux Pitons s.s., soit une aire de 163 km^2 . L'altitude moyenne est de 112 m au-dessus de la base de référence, soit un volume de 2 km^3 , alors que l'on estime à 10 km^3 leur volume au-dessus du niveau de la mer. On voit donc que le taux de construction minimal qui en découle peut être multiplié

par 5. Il est donc nécessaire d'estimer au mieux les conditions de l'éruption des Pitons du Carbet immédiatement après l'effondrement de flanc.

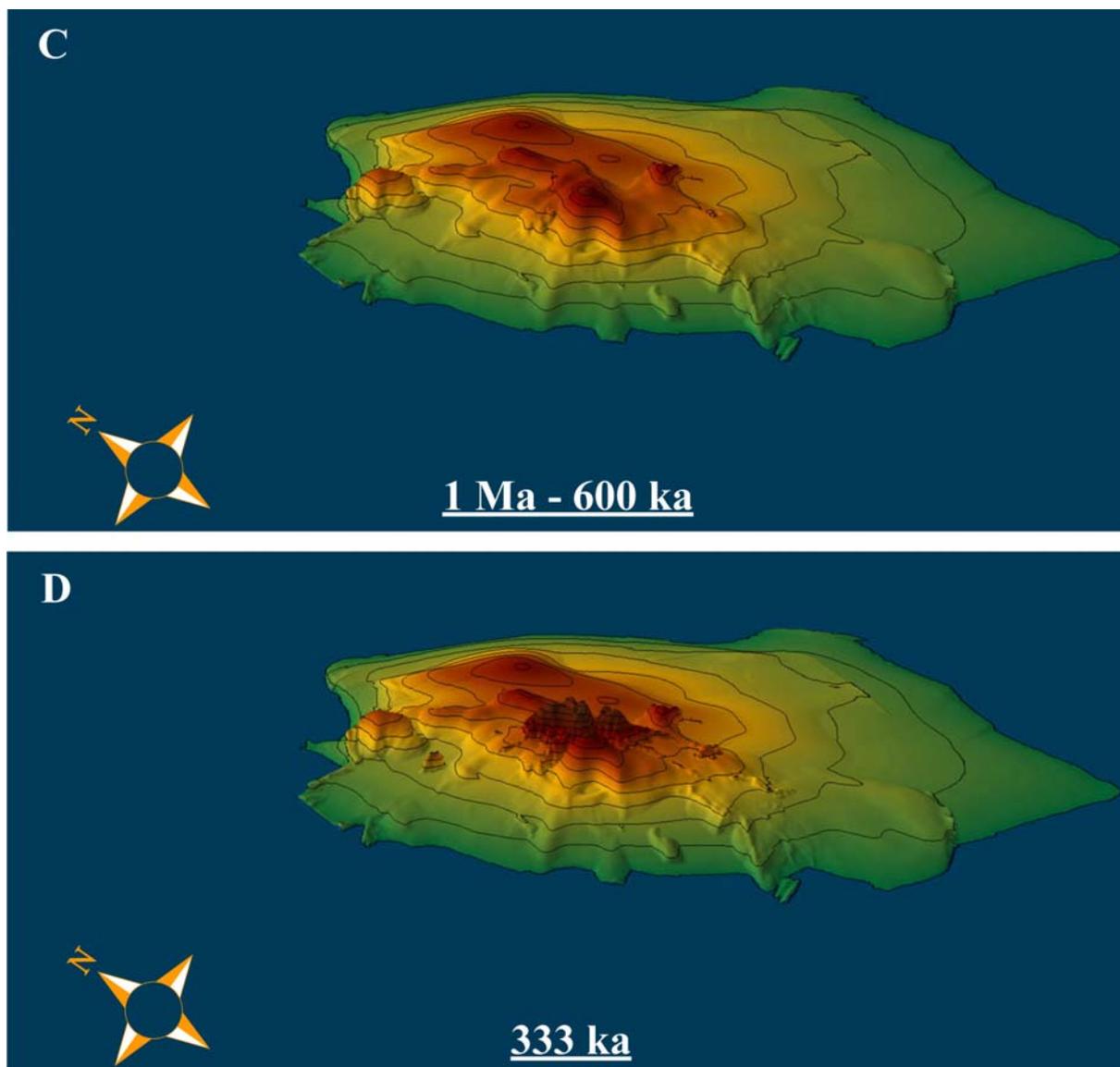


Figure VI-3 (suite)

Reconstruction du Complexe du Carbet

2.4.3. Le Complexe du Conil

Le Complexe du Conil est le volcan qui précède la construction de la Montagne Pelée. Bien qu'il n'affleure que sur un secteur représenté par un quart de cercle, ses morphologies sont bien conservées et nous l'avons assimilé à un cône. Nous avons utilisé les points du

MNT alignés sur des lignes de crêtes représentant au mieux la topographie originelle du volcan. A partir de ces points, nous avons reconstitué des profils d'altitude en fonction de la distance, et nous les avons lissés avec des courbes de Bézier, leur donnant une forme concave respectant au mieux l'aspect réel de l'édifice. Ceci nous permet d'extrapoler le profil jusqu'à un sommet probable que l'on assimile au centre éruptif de l'édifice. Nous pouvons donc reproduire ce profil selon une symétrie de révolution ou une matrice de points ayant pour centre le sommet ainsi prédit. Ce sont les points de cette matrice qui sont utilisés dans le calcul selon une ILP. Le cône reconstitué (Figure VI-3e) possède une surface basale de 150 km² à l'altitude 0, avec un rayon de 7 km et une altitude maximale en son centre de 1167 m. Avec une altitude moyenne de 279 m, nous estimons le volume du cône au dessus du niveau de la mer à 42 km³. La méthode utilisée ici a donc l'avantage de calculer le volume réel de l'édifice reconstruit car si l'on utilise les caractéristiques d'un cône parfait, nous obtenons un volume de 57 km³.

Nous avons ensuite reconstruit les dômes et coulées qui se sont construit sur le flanc nord du Mont Conil entre 210 et 190 ka. Pour cela, les points du MNT alignés le long des crêtes de bassins versants ont été intégrés dans un calcul de distance inverse. L'emprise de ce nouveau MNT est un polygone entourant l'unité géologique correspondante, soit une surface de 8 km². Un volume de 1.3 km³ est calculé en faisant la différence des deux MNT (soit une différence d'altitude de 151 m).

Nous estimons donc à 44 km³ le volume du Complexe du Conil avant l'édification de la Montagne Pelée (Figure VI-3e), et avant tout évènement d'effondrement de flanc, et ainsi un taux de construction moyen de 0.2 km³/kyr pour l'ensemble du complexe.

Grâce à un programme utilisant le logiciel LabVIEW (National Instruments) en cours de développement par P. Lahitte, il nous a été possible de reconstruire le cône de la Montagne Pelée à différentes phases de construction. Ce programme permet de sélectionner les points du

MNT correspondant à différences unités géologiques, auxquels nous avons supprimés tous les points à flanc et fond de vallées afin de ne travailler que sur des surfaces structurales. Chaque édifice est assimilé à un cône, et le programme extrapole le meilleur profil de pente passant par les surfaces structurales sélectionnée, jusqu'à un sommet le plus probable, dont le programme estime la position et l'altitude. Un autre outil de ce programme permet la sélection de points secteurs par secteurs, ce qui présente l'avantage de reconstruire indépendamment les dépôts volcaniques situés à l'intérieur et à l'extérieur des structures d'effondrement. En première approximation, en ne tenant pas compte de l'érosion ni des successifs effondrements du flanc ouest, nous estimons à 18 km³ le volume des dépôts situés à l'extérieur de la cicatrice et recouvrant l'ensemble des autres complexes. Si l'on reconstruit les dépôts volcaniques situés dans la dépression formée par les trois effondrements de flanc, on calcule un volume de quelques dizaines de km³. Bien évidemment, de prochaines études en cours nous permettront de prendre en compte les trois évènements qui ont déstabilisé 25, 13 et 2 km³ de matériel à 100, 25 et 9 ka.

Table VI-1 : Volumes et taux de construction calculés pour les édifices reconstruits

	Surface (km ²)	Altitude moy (m)	Volume (km ³)	Durée d'activité (kyr)	Taux d'éruption (km ³ /kyr)
<u>Morne Jacob</u>	502	-	114	3500	0.032
Phase 1	493	204	100	1500	0.066
Phase 2 (a.n.m.)	386	290	112	-	-
Phase 2 (sur J1)	360	40	14	2000	0.007
<u>Complexe du Carbet</u>	177	-	7 - 15	420	0.016 – 0.035
Carbet ancien (a.n.m.)	177	287	50	-	-
Carbet (sur Jacob).	160	30	5	400	0.012
Pitons s.s. (a.n.m.)	163	632	10	20	0.5
Pitons s.s. (sur base)	163	112	2	20	0.100
<u>Complexe du Conil</u>	150	-	44	220	0.200
Conil 1	150	279	42	200	0.210
Conil 2	8	151	1.3	20	0.065
<u>Montagne Pelée</u>	266		~20	190	0.105
NORD MARTINIQUE	687	273	188	5500	0.034

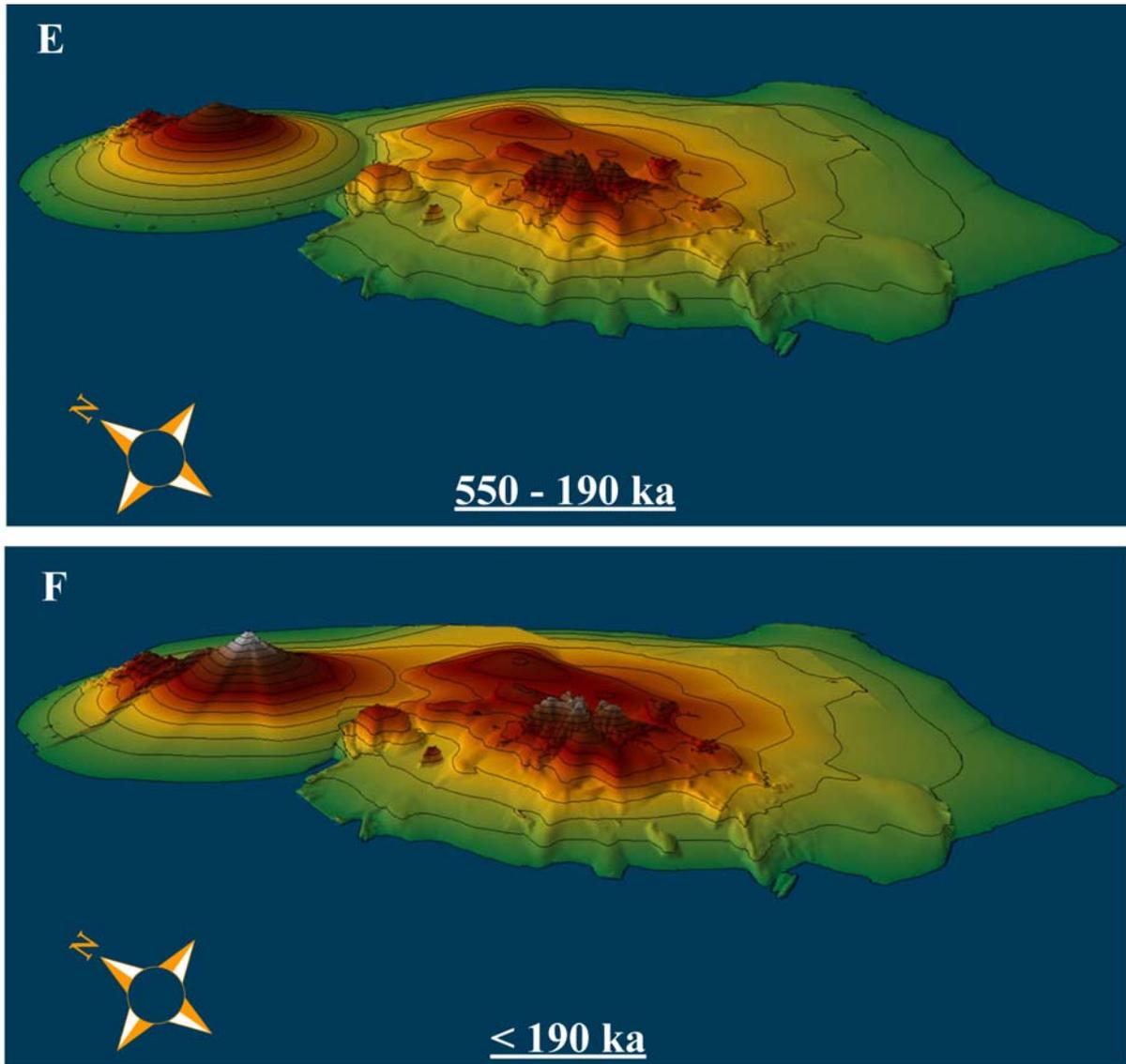


Figure VI-3 (suite)

Reconstruction du Complexe du Conil et de la Montagne Pelée

2.4.4. Conclusions et perspectives sur la géomorphologie des édifices

Les taux de construction minimum calculés pour les édifices Plio-Pléistocènes du nord de la Martinique varient de 0.007 à 0.5 km³/kyr, avec une moyenne à 0.034 km³/kyr, et sont comparables aux taux d'éruption calculés pour le sud de l'île de Basse Terre en Guadeloupe (Table VI-2 ; Samper *et al.*, 2007) ou South Soufrière Hills à Montserrat (Table VI-2 ; Harford *et al.*, 2002). Ces taux sont équivalents à ceux de l'activité volcanique persistante des volcans des Cascades (Hildreth et Lanphere, 1994 ; Hildreth *et al.*, 2003), où le taux de

convergence est toutefois deux fois plus élevé. Cette activité persistante caractérise les phases où l'activité n'est pas totalement interrompue entre les phases de construction de stratocone.

Les volumes calculés dans cette étude préliminaire intègrent l'ensemble du volume de l'édifice reconstruit et toute la durée de son activité. Les taux d'éruption qui en découlent reflètent donc l'activité moyenne du complexe volcanique pendant toute son activité, en faisant abstraction des volumes érodés ou déstabilisés. Il est donc nécessaire d'étudier plus en détail les structures d'effondrement et les loupes de glissement pour contraindre quantitativement l'effondrement du Complexe du Carbet et calculer les différents volumes de la Montagne Pelée. Toutefois, nous avons pu mettre en évidence une augmentation du taux d'éruption entre les deux phases du Complexe du Carbet, mettant en avant l'importance de telles études pour la mitigation des risques éruptifs liés aux effondrements de flanc.

D'autre part, pour l'ensemble des complexes reconstruits, il conviendra de prendre en compte l'érosion chimique et physique telle qu'elle a été estimée par Rad *et al.* (2006 ; 2007). L'érosion chimique met en jeu des réactions d'hydrolyse pour l'essentiel et le taux de dénudation qui en découle a été estimé à 137 t/km²/an pour la Martinique (Rad *et al.*, 2006). L'érosion physique, fortement dépendante de la nature des roches et du climat, peut être mesurée en faisant un bilan de masse entre fraction dissoute et solide et la roche mère. Rad *et al.* (2006) proposent un taux d'altération physique de 2150 t/km²/an pour la Martinique. De plus, les effondrements de flanc et phénomènes de creeping qui peuvent avoir lieu sur les édifices volcaniques de la Martinique produisent des dépressions qui concentrent les processus érosifs à leurs limites. Une estimation des volumes effondrés et déplacés par ces phénomènes devra donc être systématiquement réalisée à chaque étape de reconstruction.

Table VI-2 : Comparaison des volumes, durées et des taux d'éruption en relation avec le contexte géodynamique.

	Taux de convergence (mm/an)	Volume (km ³)	Durée d'activité (kyr)	Taux d'éruption (km ³ /kyr)	<i>References</i>
ALEOUTIENNES	66-73	7350	3,5 Ma	2,2	<i>Crisp (1984)</i>
Ile de Seguam		77	318-0	0,07-1,18	<i>Jicha et Singer (2006)</i>
Katmai cluster		179	292	0,61	<i>Hildreth et al. (2003)</i>
<i>Mt Katmai</i>		70	89	0,79	
<i>Mt Mageik</i>		30	93	0,33	
<i>Mt Griggs</i>		35	50	0,3	
PETITES ANTILLES	20	285	100	2,8	<i>Crisp (1984)</i>
Nord Martinique		188	5.5 Ma	0.034	<i>Cette étude</i>
Basse Terre de Guadeloupe			1800	0,18	<i>Samper et al. (2007)</i>
<i>Chaîne Axiale (1,02 – 0,64 Ma)</i>		180	380	0,45	
<i>Volcan de Grande découverte</i>		16	250	0,006	
<i>Complexe Trois Rivières-Madeleine</i>		2,4	100	0,002	
<i>Chaîne volcanique Grande Découverte 1 (250 – 70 ka)</i>		13,7	180	0,007	
<i>Chaîne volcanique Grande Découverte 2 (70 ka - present)</i>		4,7	70	0,007	
Montserrat					<i>Harford et al. (2002)</i>
<i>South Soufrière Hills</i>		26	170	0,15	
AMERIQUE CENTRALE	20-50	870	0,4 Ma	2,2	<i>Crisp (1984)</i>
Tequila Volcanic Field (Mex.)		128 ± 22	< 1Ma	0,13	<i>Lewis-Kenedi et al. (2005)</i>
CASCADES	45	1900	2 Ma	0,95	<i>Crisp (1984)</i>
Mt Adams (moyenne)	45	231	940	0,25-0,4	<i>Hildreth et Lanphere (1994)</i>
<i>(stratocone)</i>		200	520	0,4-0,7	
<i>(activité continue)</i>				0,05-0,1	
Mt Baker (moyenne)	45	161 ± 56	1300	0,17-0,43	<i>Hildreth et al. (2003)</i>
<i>(stratocone)</i>		15	43	0,3	
<i>(activité continue)</i>				0,02-0,07	

3. Evolution spatiale

3.1. Migration des centres éruptifs

Comme nous l'avons souligné dans les chapitres précédents, le front volcanique a sauté de plusieurs kilomètres vers l'ouest au cours du Miocène dans la moitié nord des Petites Antilles, alors qu'il s'est déplacé de façon progressive en Martinique.

En effet, l'arc ancien a été actif en Martinique entre 25 et 21 Ma, puis le front volcanique s'est déplacé de 10 km vers l'ouest où s'est édifiée la chaîne Vauclin-Pitault entre 16 et 8 Ma, soit à une vitesse de 0.8 à 1.1 km / Myr (Figure VI-2a et 2b). Ces valeurs concernant les migrations perpendiculaires à l'arc sont en accord avec celles proposées par Wadge (1986) pour l'ensemble de l'arc des Petites Antilles (1 km / Myr) et par Harford *et al.* (2002) pour Montserrat (2 km / Myr). La migration et le saut du front volcanique dans la moitié nord sont expliqués en partie par la présence de rides en subduction sur le plancher océanique aplatissant le slab et ralentissant certainement son enfoncement (Chapitre IV). Ainsi, un nouveau front volcanique tend à s'édifier sur les flancs arrière-arc du précédent.

Au cours du Miocène Terminal, entre 10 et 7 Ma, l'activité volcanique a oscillé d'est en ouest sur 25 km, soit à une vitesse d'environ 6 km / Myr. Ces oscillations s'expliquent par la mise en place des accidents transverses à l'arc facilitant les remontées de magmas, et pouvant être liés à la subduction de la ride de Sainte Lucie. Entre 7 et 5.5 Ma, le Morne Jacob commence à se construire 25 km plus au nord, ce qui correspond à une vitesse de migration de l'ordre de 16 km / Myr. Cette vitesse est équivalente à la migration parallèle à l'arc qui a eu lieu en Guadeloupe, mais du nord vers le sud, à un taux de 18 km / Myr (Samper *et al.*, 2007), soit deux à trois fois supérieur aux taux proposés par Wadge (1986) ou Harford *et al.*

(2002) de 4 -10 km / Myr et 6 km / Myr, respectivement pour l'ensemble de l'arc et Montserrat. Wadge (1986) propose que les oscillations progressives parallèles à l'arc, observées localement à St Kitts, St Vincent et en Guadeloupe au cours du Plio-Pléistocène, soient dues à des migrations de sources mantelliques de façon brève mais rapide, pouvant aller dans des directions opposées simultanément. Les causes de cette mobilité longitudinale dans l'alimentation des panaches mantelliques seraient liées à des variations locales des dynamismes de fusion partielle (Wadge, 1986).

Nous avons vu que dès 3 Ma, le Morne Jacob et le volcanisme de Trois Ilets sont actifs simultanément, puis c'est toute la côte Caraïbe qui est active (Trois Ilets, Complexes du Carbet et Conil-Pelée), le long de l'arc récent, soit 5 km plus à l'ouest que les derniers centres éruptifs Pliocènes. Ceci nous permet d'estimer un taux de migration de 5 km / Myr entre le début d'activité de l'arc récent, oscillant entre le nord et le sud de l'île sur les flancs occidentaux de l'arc intermédiaire, et son instauration définitive côté caraïbe.

En résumé, si l'on considère l'évolution spatio-temporelle de l'activité volcanique pour l'ensemble de l'île de la Martinique (Figure VI-4), on peut estimer à environ 2.2 km / Myr la vitesse de la migration moyenne des centres éruptifs sur 55 km du SE vers le NW durant 25 Myr.

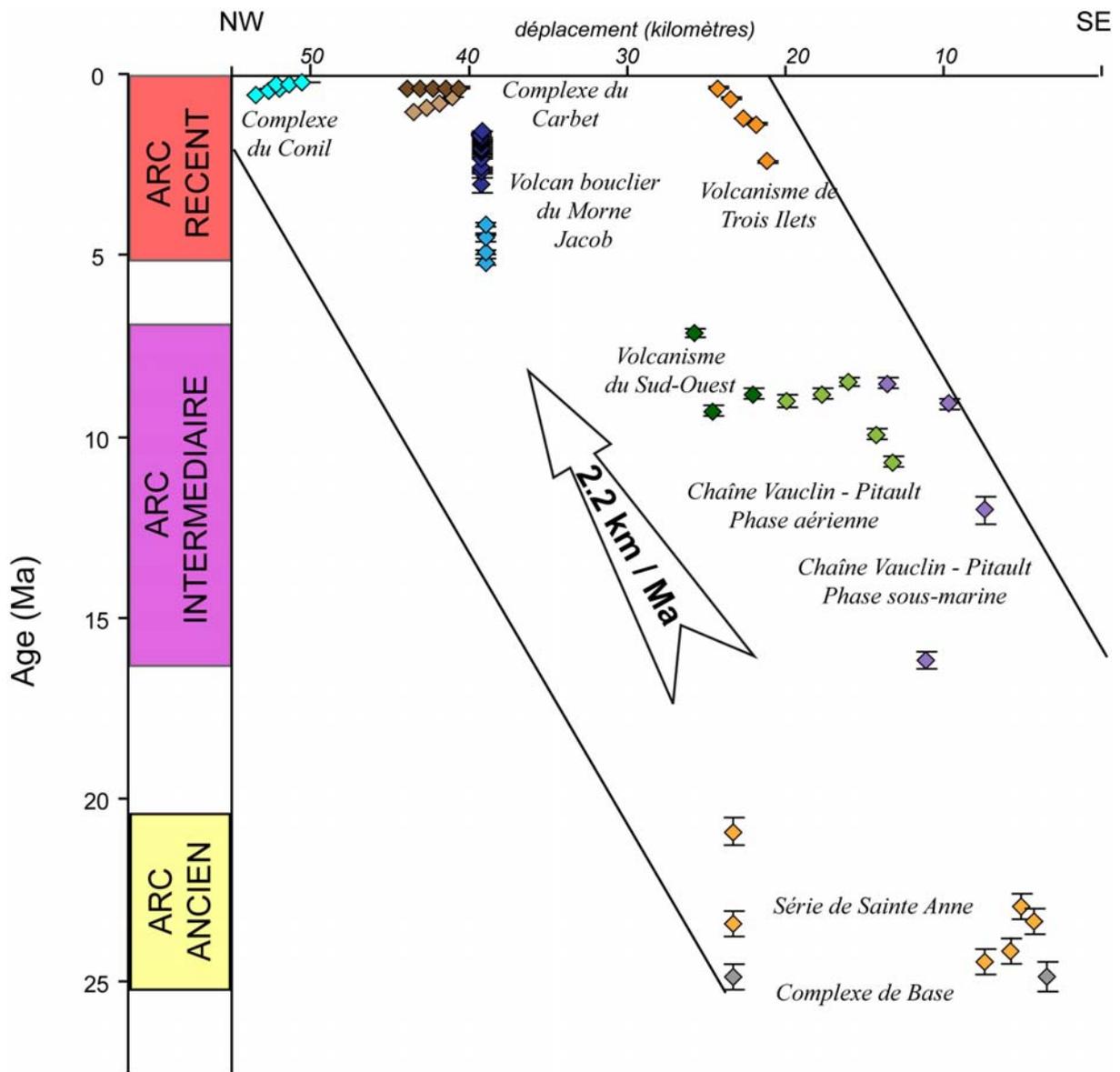


Figure VI-4

Répartition géographique et chronologique de l'activité volcanique en Martinique selon un axe SE-NW, représentant l'éloignement progressif du front volcanique vers l'arrière-arc.

3.2. Espacement des volcans actifs

Nous avons mis en évidence lors de cette étude des oscillations des centres éruptifs au cours du Miocène sur 25 km le long d'un axe EO (transverse à l'arc), puis l'activité a sauté 25 km plus au nord au Pliocène (Chapitre IV). Enfin, les trois complexes Trois Ilets – Carbet – Conil ont été actifs simultanément, séparés respectivement de 25 et 17 km.

Nous avons calculé la distance qui sépare chaque volcan actif (< 100 ka, Lindsay *et al.*, 2005) de son plus proche voisin. Ils sont séparés en moyenne de 38 km, mais ces distances varient de 3 à 130 km avec un maximum de fréquence entre 0 et 20 km (Figure VI-5 et Table VI-3). L'espacement entre les trois complexes Pléistocènes en Martinique (Trois Ilets, Carbet, Conil) au moment de leur activité simultanée (1 Ma – 340 ka) est équivalent à l'espacement moyen actuel entre les volcans actifs.

Wadge (1986) avait interprété l'espacement des volcans antillais le long du front actif comme étant la trace en surface de panaches mantelliques irrégulièrement espacés (Table VI-3). D'après ses observations, les distances les plus grandes se situent au centre de l'arc, là où la production magmatique est la plus importante, c'est-à-dire où les panaches larges de 30 km évoluent et se déplacent rapidement (Wadge, 1986).

Il faut néanmoins constater que pour l'arc des Petites Antilles, les distances les plus grandes au centre de l'arc (Soufrière Hills – La Soufrière de Guadeloupe et Montagne Pelée – Soufrière de Sainte Lucie) correspondent à la trace des rides asismiques en subduction (respectivement de Tiburon et Ste Lucie). Bouysse et Westercamp (1988) avaient proposé l'existence d'une crypto-ride sous les Grenadines, qui expliquerait entre autre la distance de 125 km qui sépare La Soufrière de St Vincent et le Kick'em Jenny.

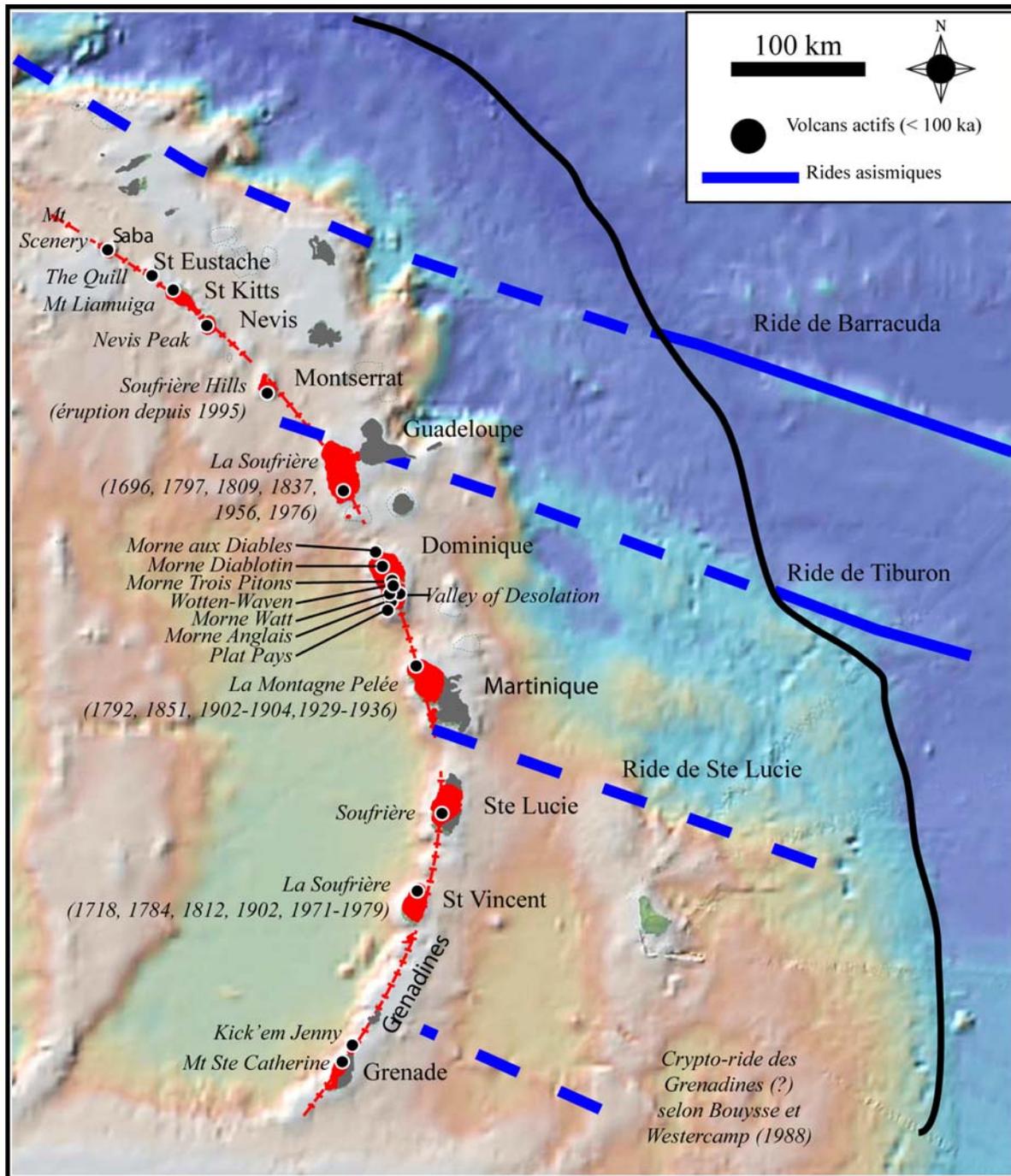


Figure VI-5

Espacement des volcans actifs des Petites Antilles (< 100 ka) et situation des rides asismiques.

Bathymétrie d'après Smith et Sandwell (1997), image GeoMapApp.

Table VI-3 : Distance séparant chaque volcan des Petites Antilles de son plus proche voisin (considérés actifs par Lindsay *et al.*, 2005) et distance entre les centres des panaches mantelliques (Wadge, 1986).

Volcans actifs (Lindsay <i>et al.</i> , 2005)	Espacement en km (cette étude)	Trace panache mantellique en km (Wadge, 1986)
Mt Scenery (Saba) - The Quill (St Eustache)	34	30
The Quill (St Eustache) - Mt Liamuiga (St Kitts)	20	39
Mt Liamuiga (St Kitts) - Nevis Peak (Nevis)	34	
Nevis Peak (Nevis) - Soufrière Hills (Montserrat)	66	
Soufrière Hills (Montserrat) - La soufrière (Guadeloupe)	91	82
La Soufrière (Guadeloupe) - Morne aux diables (Dominique)	55	
Morne aux diables (Dom.) - Morne Diablotins (Dom.)	13	
Morne Diablotins (Dom.) - Morne Trois Pitons (Dom.)	16	
Morne Trois Pitons (Dom.) - Wotten Waven (Dom.)	3	
Wotten Waven (Dom.) - Morne Watt (Dom.)	3	
Wotten Waven (Dom.) - Morne Anglais (Dom.)	4	
Morne Watt (Dom.) - Vallée de la Désolation (Dom.)	4,5	
Vallée de la Désolation (Dom.) - Morne Anglais (Dom.)	7	
Morne Anglais (Dom.) - Plat Pays (Dom.)	5	
Plat Pays (Dom.) - Montagne Pelée (Martinique)	53	91
Montagne Pelée (Martinique) - Soufrière (Ste Lucie)	110	99
Soufrière (Ste Lucie) - La Soufrière (St Vincent)	60	75
La Soufrière (St Vincent) - Kick'em Jenny	125	
Kick'em Jenny - Mt Ste Catherine (Grenade)	16	26

Cette répartition aléatoire des volcans les uns par rapport aux autres a également été observée sur d'autres arcs, où les espaces entre les volcans ou les zones actives sont régis par une loi gamma, centrée sur des distances de 10 - 30 km, ces espacements pouvant atteindre 150 km (Figure VI-6), à la fois pour les arcs insulaires ou les arcs continentaux (Bremond D'ars *et al.*, 1995 ; Tamura *et al.*, 2002). Ces zones actives seraient irrégulièrement espacées suite à la superposition de différentes pulses magmatiques causées par des instabilités gravitaires dans le manteau, elles-mêmes réparties aléatoirement en fonction des contrastes de viscosité (Bremond D'ars *et al.*, 1995). Ainsi, les panaches seront régulièrement distribués et se traduiront par des espaces plus grands pour les arcs les plus jeunes (e.g., Izu-Bonin-Marianes ou Sumatra, Bremond D'ars *et al.*, 1995). Par la suite, plus l'arc sera mature, plus l'activité deviendra soutenue, et les remontées périodiques permettront la mise en place ou l'addition de plusieurs diapirs très proches.

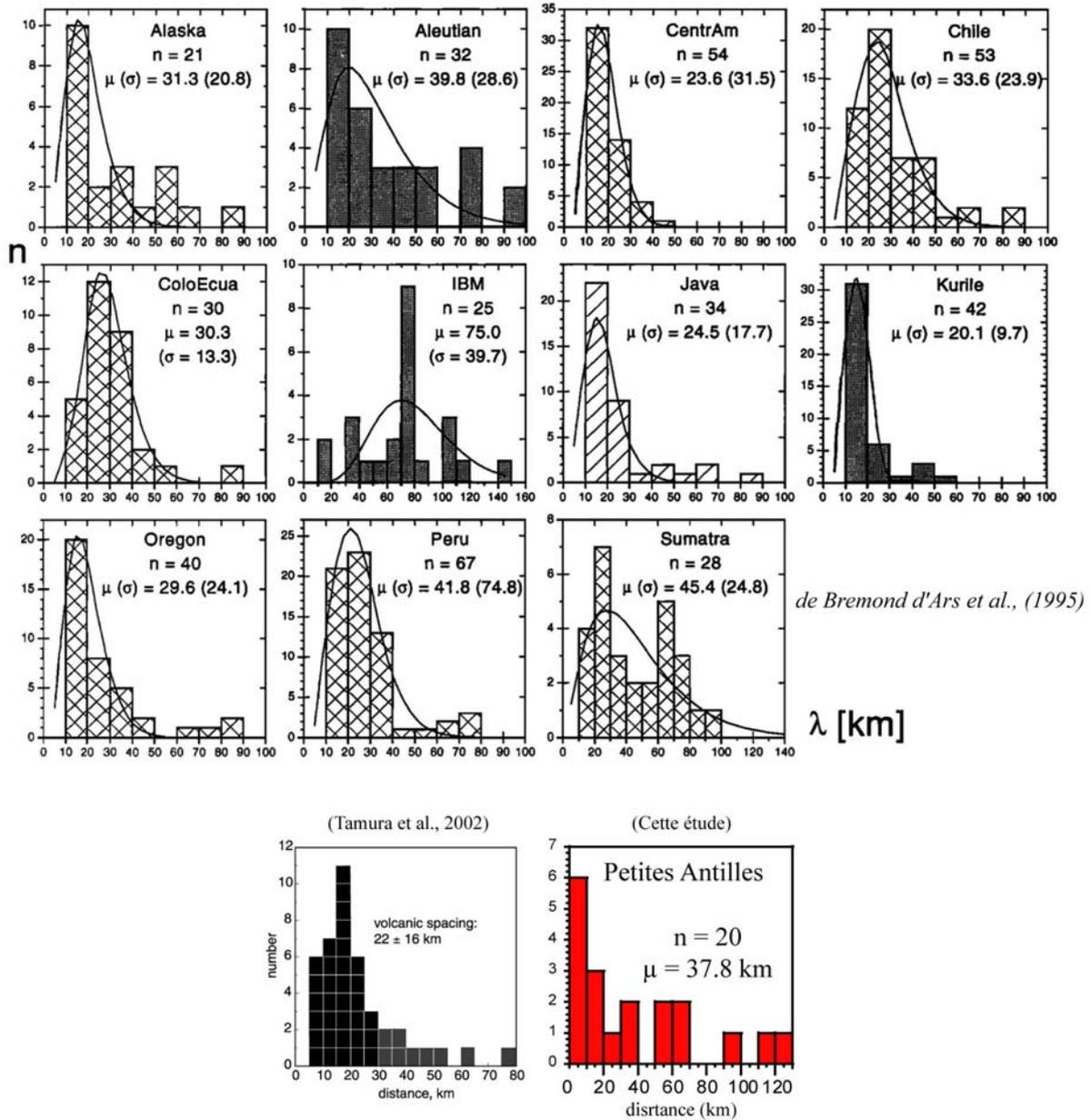


Figure VI-6

Histogrammes de fréquence de la distance (λ) entre les plus proches voisins pour chaque volcan (en kilomètres).

Avec n le nombre de volcans actifs de l'arc, μ la moyenne et σ l'écart type.

Pour les histogrammes tirés de Bremond d'ars et al. (1995), les croix illustrent les arcs continentaux, les hachures représentent les arcs de transition océan-continent, et les histogrammes grisés les arcs insulaires, la courbe représente la meilleure distribution gamma

Si deux diapirs s'ajoutent pour n'en former qu'un seul plus volumineux, la distance le séparant de son plus proche voisin sera plus importante. Ceci se traduira en surface par la présence d'une zone plus active très éloignée des suivantes. Il a été en effet observé que les volcans Quaternaires du Japon ou les volcans actifs des Petites Antilles sont situés à l'aplomb de zones à faible vitesse sismique, appelés « hot-fingers » par Tamura *et al.* (2002 ; 2003), et que les gaps entre chaque cluster ne semblent pas être liés à des remontées mantelliques (Wadge, 1986 ; Tamura *et al.*, 2002 ; 2003), ce qui confirme les modélisations analogiques et numériques de Bremond D'ars *et al.* (1995).

3.3. Subduction des rides asismiques et évolution spatiale de l'activité volcanique

Nous avons montré que la migration d'est en ouest du front volcanique était à la fois liée à l'enfoncement de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe, mais aussi à la présence de rides asismiques sur le plancher océanique. Ces reliefs allongés poinçonnent l'arc, comme c'est le cas par exemple des rides de Caroline, Dutton et Michelson sur les arcs Yap-Mariannes-Bonin, ou de la ride de Louisville entre les Tonga et les Kermadecs (Bouysse et Westercamp, 1988), de même que pour les rides et failles transformantes qui segmentent les Andes en 4 zones volcaniques séparées par des gaps volcaniques (Ramos, 1999).

Les arcs Yap-Mariannes, Mariannes-Bonin et Bonin-Izu ont été poinçonnés respectivement par les rides de Caroline, Dutton et Michelson (Bouysse et Westercamp, 1988), tout comme l'arc des Tonga et celui des Kermadecs qui sont individualisés de part et d'autre de la ride de Louisville. D'autre part, la chaîne de monts sous-marins de Scarborough

aurait permis l'aplatissement de la plaque du sud de la mer de Chine et expliquerait la présence d'un arc double entre les chaînes Taiwan et Luzon (Yang *et al.*, 1996). La profondeur de production magmatique restant la même, l'aplatissement du slab implique naturellement un déplacement du front volcanique vers l'arrière de l'arc (Yang *et al.*, 1996; James et Sacks, 1999). Ce phénomène concerne également les arcs continentaux. En ce qui concerne la chaîne des Andes, de l'Amérique centrale à la zone Australe, on observe de nombreux hiatus volcaniques au niveau de segments d'arc qui intersectent les rides Cocos, Carnegie, Nazca et Juan Fernandez, portées par les plaques Cocos et Nazca (Bouysse et Westercamp, 1988; James et Sacks, 1999, Gutsher *et al.*, 2000). Ils sont en effet associés à des panneaux plongeant avec un angle nettement inférieur à la normale (10° au lieu de 30°), où l'absence d'asthénosphère explique l'absence de volcanisme en surface (Bouysse et Westercamp, 1988; James et Sacks, 1999). Les rides et plateaux océaniques présents sur le slab provoquent une augmentation de sa flottabilité et impliquent un aplatissement du plan de Bénioff, repoussant l'asthénosphère, ce qui inhibe donc la fusion partielle du manteau (Maury *et al.*, 1990; Gutscher *et al.*, 1999a; 1999b). Dans ces zones, on peut parfois remarquer l'existence d'un volcanisme arrière-arc là où le panneau replonge dans le manteau supérieur et où la production de magma est à nouveau possible (James et Sacks, 1999).

L'extinction du volcanisme habituel à l'aplomb des rides s'explique par le fait qu'elles sont constituées d'une quantité moindre de sédiments et donc d'eau, qui ne permettent pas d'initier une fusion partielle du manteau (Figure I-5b) (Nur et Ben-Avraham, 1983; Westercamp, 1988). Ceci explique également les déplacements de l'activité de part et d'autre de la ride en surface, car le magma se forme préférentiellement au niveau des bassins sédimentaires situés autour des rides (Bouysse et Westercamp, 1988; Escalant, 1988; Westercamp, 1988). Les rides qui alternent avec les bassins sédimentaires sur le plancher

océanique contrôlèrent les zones de production magmatique, et donc la répartition et l'espacement des volcans, ainsi que le découpage de la plaque caraïbe en blocs lithosphériques (Bouysse *et al.*, 1990; Westercamp, 1979). Leur flottabilité provoque un aplatissement du slab et donc la disparition du coin mantellique, impliquant la migration du front volcanique vers l'arrière de l'arc, là où les conditions nécessaires à la production de magma (profondeur, pression, température...) sont réunies (Bouysse et Westercamp, 1988).

Pour les Petites Antilles avec les rides de Barracuda, Tiburon et Sainte Lucie, ainsi que pour les autres arcs cités ci-dessus, la subduction d'une ride aiséismique a les mêmes effets sur l'activité volcanique. Sa flottabilité augmente la résistance de la plaque au processus de subduction, cassant la continuité du slab. Malgré le relief des rides, la sismicité à leur niveau est pourtant inférieure à celle du reste de l'arc (McCann et Sykes, 1984). On observe également des zones dépourvues de manifestations volcaniques à l'aplomb de la ride (Tonga-Kermadec, Yap-Marianne-Bonin-Izu) et entre les rides dans les zones où le slab s'aplatit, porté par la (les) ride(s) aiséismiques (Andes ; James et Sacks, 1999). La zone avant arc est soulevée et des fractures cisailent la croûte, facilitant la remontée de magmas à minéralogie hétérogène sur les bords de la ride. La profondeur de production magmatique restant la même (110 km dans le cas de l'arc Taïwan-Luzon, 150 km pour les Petites Antilles), un nouveau front volcanique se forme alors en arrière de l'arc suite à l'aplatissement du slab (Yang *et al.*, 1996; James et Sacks, 1999). En ce qui concerne les Petites Antilles, la ride de Sainte Lucie serait la cause en Martinique (1) de la migration du front volcanique en direction de la zone arrière arc, accentuant la migration naturelle en réponse à la subduction, (2) de la mise en place de fractures transverses à l'arc provoquant des oscillations E-O des centres éruptifs le long de ces accidents, (3) de l'éruption de basaltes magnésiens au niveau des fractures transverses cisailantes (Ilet à Ramier, Morne La Plaine), (4) des manifestations

hydrothermales au niveau de ces mêmes accidents transverses (Lamentin) et (5) de l'éruption de laves porphyriques à minéralogie complexe issue des mélanges magmatiques (McCann et Sykes, 1984 ; Bouysse et Westercamp, 1988 ; Gourgaud et Gerbe, 1991).

Des effets comparables ont été observés par Yang *et al.* (1996) au niveau de l'arc entre Taiwan et Luzon. Cet arc est double dans sa moitié sud, à partir de 20°N, constitué d'une chaîne occidentale (WVC) inactive depuis 4 – 2 Ma dont les îles sont recouvertes de calcaires, et d'une chaîne orientale (EVC) active depuis 2 Ma. Ces deux arcs sont séparés de 50 km à leur extrémité, vers 18°N. Plus au nord, des centres volcaniques actifs recouvrent les plus vieux complexes soulevés lors du passage de la ride. De plus, des variations de composition isotopique ont été observées longitudinalement et transversalement à l'arc, reflétant des variations de source au cours du temps (Yang *et al.*, 1996). Enfin, les données sismiques de localisation des épacentres a permis de mettre en évidence un aplatissement du slab au niveau de la chaîne de monts sous-marins, variant de 90° au sud jusqu'à 30° au centre de l'arc, pour replonger à 80° à l'extrémité nord (Yang *et al.*, 1996). Ces auteurs ont donc proposé un modèle géodynamique faisant intervenir la subduction, sous la fosse de Manille, de la chaîne de monts sous-marins de Scarborough, assimilée à une ride asismique sur le plancher océanique de la Mer de Chine, qui aurait bloqué la subduction entre 5 et 2 Ma. L'angle de subduction étant plus faible au niveau du slab porté par la ride, et les magmas étant produits à des profondeurs constantes, l'activité volcanique reprend plus à l'est à partir de 2 Ma (Yang *et al.*, 1996).

Nos observations, corrélées aux comparaisons avec d'autres arcs mettant en jeu la subduction de rides asismiques, nous permettent de proposer le modèle géodynamique suivant pour l'évolution de l'arc des Petites Antilles (Figure VI-6). Vers 20 Ma, l'arrivée au front de subduction des rides de Barracuda, Tiburon et Sainte Lucie ralentit la subduction et provoque une torsion de la moitié nord du slab qui s'aplatit par rapport à sa partie sud (Figure VI-6).

L'activité volcanique s'arrête donc sur les îles du nord, jusqu'à ce que la production magmatique puisse reprendre plus à l'ouest. Vers 16 Ma, le volcanisme reprend en Martinique seulement, car la moitié nord est sous l'influence des rides de Barracuda, Tiburon et Sainte Lucie. Lors de la subduction de ces rides, leur relief modifie le champ de contraintes à l'interface croûte – manteau et provoque des failles cisailantes dans la croûte supérieure. L'ascension des magmas est facilitée le long de ces fractures ce qui explique les migrations par « à-coups » dans des directions transverses à l'arc. De plus, la ride relâche des fluides qui contaminent le manteau, ainsi les laves caractérisant la fin de l'activité de l'arc intermédiaire sont plus radiogéniques, en Pb et Sr principalement (Labanieh *et al.*, 2008). Vers 6 Ma, les conditions nécessaires à la production magmatiques sont enfin réunies dans la moitié nord (profondeur de 140 km ; McDonald *et al.*, 2000), et des diapirs mantelliques se mettent en place à partir de la déshydratation des sédiments océaniques présents dans les bassins localisés entre les rides (Figure VI-6 ; Westercamp, 1988 ; Bouysse et Westercamp, 1990). L'activité volcanique reprend peu à peu le long d'un nouveau front qui est alors décalé de plusieurs dizaines de kilomètres par rapport à l'arc ancien dans la moitié nord. Le plancher atlantique est caractérisé par l'alternance de rides et de bassins sédimentaires. Les magmas se forment à l'aplomb de ces derniers, et leur ascension sous forme de diapirs gouverne la présence de zones volcaniquement actives en surface. En revanche, les rides n'étant pas constituées de sédiments, mais pouvant s'apparenter à des reliefs de croûte océanique ou des seamounts (Bouysse et Westercamp, 1988), elles ne permettent par l'apparence de diapirs à leur verticale, se traduisant en surface par un gap volcanique, plus ou moins important, séparant donc les zones actives.

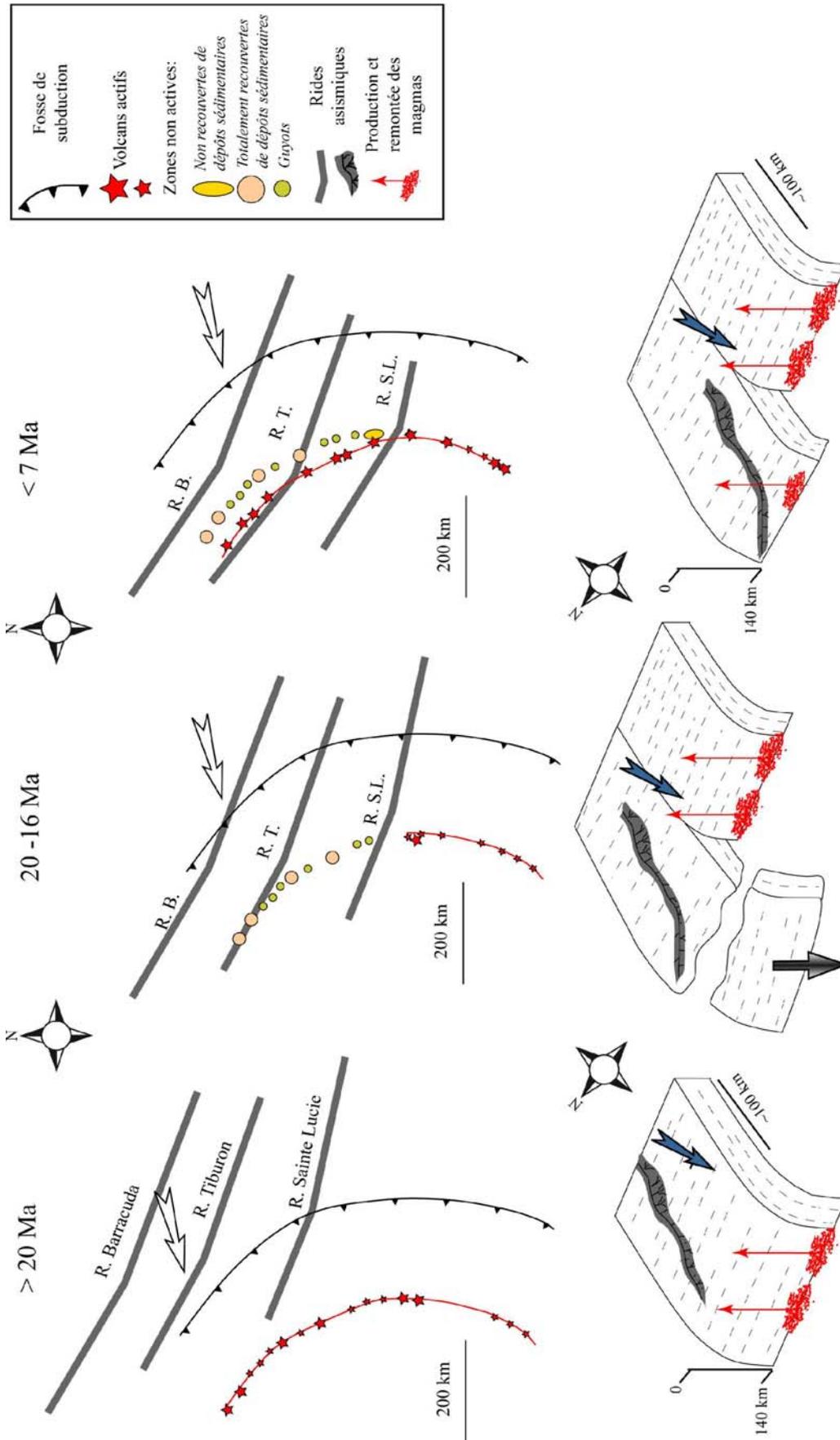


Figure VI-6

Modelle géodynamique de l'évolution de l'arc des Petites Antilles en réponse à la subduction de rîdes isismiques.
 Pour plus de clarté, la plaque caribéenne n'a pas été représentée.

Conclusions et perspectives

De nombreuses études se sont intéressées, dès les années 70, à l'évolution volcanique des îles des Petites Antilles, et à la migration du front volcanique d'est en ouest. Cependant, des études récentes, utilisant d'autres méthodes de datation, ont discuté les âges précédemment publiés et ont mis en évidence le manque de données fiables sur l'ensemble de l'arc.

Le principal sujet abordé lors de cette étude est l'évolution spatio-temporelle du volcanisme sur l'île de la Martinique. Pour cela, cinquante-six nouveaux âges K-Ar, assortis d'une incertitude faible et d'une grande fiabilité, ont été obtenus lors de cette thèse. Huit âges K-Ar entre 25 et 21 Ma nous ont permis de dater pour la première fois les parties les plus anciennes de l'île en mettant en évidence la continuité de l'activité volcanisme entre l'Oligocène et le Miocène dans l'arc des Petites Antilles (Chapitre III). Grâce à une bonne répartition géographique des âges obtenus sur la Chaîne Vauclin-Pitault et le Sud-Ouest martiniquais, nous avons pu proposer un âge pour le début de la mise en place des accidents transverses à l'arc, entre 10 et 7 Ma, en réponse à la subduction de la ride de Sainte Lucie. Le début d'activité de l'arc récent a été estimé vers 5.5 Ma au niveau du Morne Jacob après un saut des centres éruptifs 25 km plus au nord que les dernières éruptions du Sud-Ouest martiniquais. Puis l'activité volcanique s'est poursuivie tout le long de la côte Caraïbe entre 2.5 Ma et 340 ka, de façon simultanée entre trois complexes espacés de 20 km en moyenne, et s'est finalement concentrée au sein du complexe septentrional jusqu'aux dernières éruptions historiques de la Montagne Pelée. Nous avons pu calculer des taux de migration des centres éruptifs à travers et le long du front volcanique en Martinique qui sont en accord avec les précédentes estimations obtenues dans l'arc des Petites Antilles. La migration transverse à l'arc a varié de 0.8 - 1.1 km / Myr au cours du Miocène à 5 km / Myr depuis le Pliocène. Les

oscillations longitudinales ou le long d'accidents transverses ont été comprises entre 6 et 16 km / Myr. Nous en avons déduit une migration moyenne du sud-est au nord-ouest à une vitesse de 2.2 km / Myr depuis 26 Ma.

Il serait intéressant d'étudier plus en détail la relation entre certains centres éruptifs datés et leur position le long d'accidents tectoniques afin de mieux contraindre l'évolution du contexte tectonique au centre de l'arc des Petites Antilles.

Des études géomorphologiques nous ont permis de reconstruire les édifices volcaniques du nord de l'île de la Martinique. Nous avons donc calculé des volumes préliminaires variant de 2 à 100 km³, et des taux d'éruption entre 0.007 et 0.5 km³ / kyr. En revanche, ces reconstructions ne prennent pas en compte les volumes érodés ou effondrés. Des travaux plus rigoureux sont donc à envisager afin de reconstruire les loupes de glissement et le matériel effondré. De même, il faudra déduire des volumes calculés les volumes érodés par les altérations physique, chimique et mécanique au cours du temps.

Certaines datations sur mésostase et plagioclases ont révélé l'existence possible d'un excès d'argon, qui peut s'expliquer soit par une population de xéno cristaux remobilisés lors d'un mélange magmatique, soit par de l'argon occlus dans des inclusions fluides ou vitreuses. Une étude pétrographique détaillée nous permettrait tout d'abord de mettre en évidence les caractéristiques des plagioclases (zonations, cœur ou bordure déstabilisée, nature...). Ensuite, des modèles de diffusion d'argon doivent être réalisés afin de déterminer le temps de résidence des xéno cristaux dans le magma et estimer à quel moment aurait pu avoir lieu la réalimentation magmatique. En effet, dans le cas des Pitons du Carbet qui suivent de très près l'effondrement du flanc ouest du Complexe ancien, il est évident qu'un mélange de magmas a eu lieu. Il est important de savoir si c'est la dépressurisation du réservoir qui a provoqué le brassage mécanique dans le réservoir, ou si c'est l'intrusion magmatique à l'origine des Pitons qui a déstabilisé la chambre et provoqué la déstabilisation de flanc observée. \$

Bibliographie

A

- Andreieff, P., Bellon, H. et Westercamp, D. (1976).** Chronométrie et stratigraphie comparée des édifices volcaniques et formations sédimentaires de la Martinique (Antilles Françaises). *Bulletin du BRGM (deuxième série) Section IV*(n° 4): 335-346.
- Andreieff, P., Baubron, J.C. et Westercamp, D. (1988).** Histoire géologique de la Martinique (Petites Antilles): biostratigraphie (foraminifères), radiochronologie (potassium-argon), évolution volcano-structurale. *Géologie de la France 2-3*: 39-70.

B

- Baker, P.E. (1984).** Geochemical evolution of St Kitts and Montserrat, Lesser Antilles. *Journal of the Geological Society of London* 141: 401-411.
- Barclay, J., Rutherford, M.J., Carroll, M.R., Murphy, M.D., Devine, J.D., Gardner, J. et Sparks, R.S.J. (1998).** Experimental phase equilibria constraints on pre-eruptive storage conditions of the Soufriere Hills magma. *Geophysical Research Letters* 25(18): 3437-3440.
- Bellon, H., Pelletier, B. et Westercamp, D. (1974).** Données géochronométriques relatives au volcanisme martiniquais. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (CRAS) de Paris* 279(série D): 457-460.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. et Vancouvering, J.A. (1985).** Cenozoic Geochronology. *Geological Society of America Bulletin* 96(11): 1407-1418.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. et Aubry, M.-P. (1995).** A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic correlation: SEPM*. Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III, C. C., Aubry, M. P. et Hardenbol, J. Special Publication no.54: 129-212.
- Bird, D., Hall, S., Casey, J. et Millegan, P. (1999).** Tectonic evolution of the Grenada basin. *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World* 4: 389-416.
- Blanc, F. (1983).** Corrélations chronologiques et géochimiques des formations volcaniques du sud de la Basse-Terre de Guadeloupe (Petites Antilles). Début du cycle récent. Grenoble, Univ. Sci. Medic.: 171.
- Borgia, A. (1994).** Dynamic basis of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research* 99(B9): 17791-17804.

- Borgia, A., Delaney, P.T. et Denlinger, R.P. (2000).** Spreading Volcanoes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28: 539-570.
- Borgia, A. et Van Wyk de Vries, B. (2003).** The volcano-tectonic evolution of Concepcion, Nicaragua. *Bull. Volcanol* 65: 248-266.
- Borgia, A., Tizzani, P., Solaro, G., Manzo, M., Casu, F., Luongo, G., Pepe, A., Bernardino, P., Fornaro, G., Sansosti, E., Ricciardi, G.P., Fusi, N., Di Donna, G. et Lanari, R. (2005).** Volcanic spreading of Vesuvius, a new paradigm for interpreting its volcanic activity. *Geophysical Research Letters* 32(3).
- Boudon, G., Le Friant, A., Villemant, B. et Viode, J.-P. (2005).** Martinique. *Volcanic Hazard Atlas of The Lesser Antilles*. Lindsay, J. M., Robertson, R. E. A., Shepherd, J. B. et Ali, S. Trinidad and Tobago, W.I., Seismic Research Unit, The University of the West Indies: 127-146.
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.C., Deplus, C. et Semet, M.P. (2007).** Volcano flank instability in the Lesser Antilles arc: Diversity of scale, processes, and temporal recurrence. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 112(B8).
- Bouvier, A.S., Metrich, N. et Deloule, E. (2008).** Slab-derived fluids in the magma sources of St. Vincent (Lesser Antilles arc): Volatile and light element imprints. *Journal of Petrology* 49(8): 1427-1448.
- Bouvier, A.S., Métrich, N. et Deloule, E. (submitted).** Volatiles, light elements and strable isotopes in Grenada magmas (Lesser Antilles). Do melt inclusions record a pressure column melting of mantle? *Earth and Planetary Science Letters*.
- Bouysse, P. et Martin, P. (1979).** Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique d el'arc insulaire des Petites Antilles (Campagne ARCANTE 1). *Bulletin du BRGM* section IV(3/4): 185-210.
- Bouysse, P. et Guennoc, P. (1983).** Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Saint-Lucie et Anguilla. *Marine Geology* 53: 131-166.
- Bouysse, P. et Garrabé, F. (1984).** Neogene tectonic Evolution of the Limestone Caibbees in the Guadeloupe Archipelago. *C.R.Acad. Sc. Paris Serie I* 298(17): 763-766.
- Bouysse, P., Andreieff, P., Richard, M., Baubron, J.C., Mascle, A., Maury, R. et Westercamp, D. (1985).** Aves swell and northern Lesser Antilles ridge: rock-dredging results from ARCANTE 3 cruise. *Geodynamisque des Caraïbes*, Paris.
- Bouysse, P., Baubron, J.C., Richard, M., Maury, R. et Andreieff, P. (1985).** Evolution de la terminaison nord de l'arc interne des Petites Antilles au Plio-Quaternaire. *Bull. Soc. géol.France Série* 8(Tome I, n°2): 181-188.

- Bouysse, P., Westercamp, D., Andreieff, P., Baubron, J.C. et Scolari, G. (1985).** Le volcanisme sous-marin néogène récent au large des côtes Caraïbes des Antilles françaises. Relations avec le volcanisme à terre et évolution du front volcanique. *Géologie de la France* 1: 101-114.
- Bouysse, P. (1988).** Opening of the Grenada back-arc Basin and evolution of the Caribbean Plate during Mesozoic and Early Paleogene. *Tectonophysics* 149: 121-143.
- Bouysse, P. et Westercamp, D. (1988).** Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire: l'exemple des Petites Antilles. *Géologie de la France* 2-3: 3-38.
- Bouysse, P. et Westercamp, D. (1990).** Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics* 175: 349-380.
- Bouysse, P., Westercamp, D. et Andreieff, P. (1990).** The Lesser Antilles Island arc. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* 110: 29-44.
- Bremond D'Ars, J.D., Jaupart, C. et Sparks, R.S.J. (1995).** Distribution of Volcanoes in Active Margins. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 100(B10): 20421-20432.
- Briden, J.C., Rex, D.C., Faller, A.M. et Tomblin, J.-F. (1979).** K-Ar geochronology and palaeomagnetism of volcanic rocks in the Lesser Antilles island arc. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 291: 485-528.

C

- Cande, S.C. et Kent, D.V. (1992).** A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 97(B10): 13917-13951.
- Cande, S.C. et Kent, D.V. (1995).** Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100(B4): 6093-6095.
- Carlut, J., Quidelleur, X., Courtillot, V. et Boudon, G. (2000).** Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): Implications for time-averaged field models. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 105(B1): 835-849.

- Carpentier, M., Chauvel, C., Mattiellil, N. (2008).** Pb-Nd isotopic constraints on sedimentary input into the Lesser Antilles arc system. *Earth and Planetary Science Letters* 272 :199-211.
- Cassignol, C., Cornette, Y., David, B. et Gillot, P.-Y. (1978).** Technologie potassium-argon. rapport CEA-R-4908, Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay; Division de la Physique, Service d'Electronique Physique.
- Cassignol, C. (1979).** Quelques recherches sur la méthode Potassium-argon. *Bulletin de l'association française pour l'étude du quaternaire* 1(2): 27-33.
- Cassignol, C. et Gillot, P.-Y. (1982).** Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. *Numerical dating in Stratigraphy*. Odin, G. S., John Wiley & sons: 159-179 (Chptr 9).
- Coulon, C., Dupuy, C., Dostal, J. et Escalant, M. (1991).** Spatial and temporal evolution of the volcanism of Martinique (Lesser Antilles). Petrogenetic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France* t.162(n°6): 1037-1047.
- Crisp, J.A. (1984).** Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 220: 177-211.

D

- Davidson, J. et de Silva, S. (2000).** Composite Volcanoes. *Encyclopedia Of Volcanoes*. Sigurdsson, Academic Press: 663-681.
- Deino, A. et Potts, R. (1992).** Age-probability spectra for examination of single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results: example from Olorgesailie, southern Kenya Rift. *Quaternary International* 13/14: 47-53.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J. et Cheminée, J.-L. (2001).** Submarine evidence for large scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 145-157.
- Devine, J.D., Murphy, M.D., Rutherford, M.J., Barclay, J., Sparks, R.S.J., Carroll, M.R., Young, S.R. et Gardner, J.E. (1998).** Petrologic evidence for pre-eruptive pressure-temperature conditions, and recent reheating, of andesitic magma erupting at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, WI. *Geophysical Research Letters* 25(19): 3669-3672.

- Devine, J.D., Rutherford, M.J. et Gardner, J.E. (1998).** Petrologic determination of ascent rates for the 1995-1997 Soufrière Hills Volcano andesitic magma. *Geophysical Research Letters* 25(19): 3673-3676.
- Dickin, A.P. (1997).** K-Ar and Ar-Ar dating. *Radiogenic isotope geology*, Cambridge.
- Dixon, T.H. et Mao, A. (1997).** A GPS estimate of relative motion between North and South America. *Geophysical Research Letters* 24(5): 535-538.
- Dixon, T.H., Farina, F., DeMets, C., Jansma, P., Mann, P. et Calais, E. (1998).** Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 103(B7): 15 157 - 15 182.
- Dominguez, S., Lallemand, S.E., Malavieille, J., von Huene, R. (1998).** Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics* 293: 207-224.
- Duncan, R. et Hargraves, R. (1984).** Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geological Society of America Memoir* 162: 81-93.

E

- Escalant, M. (1988).** Evolution spatiale et chronologique du volcanisme de l'île de la Martinique. Université d'Aix-Marseille.

F

- Faure, G. (1986).** The K-Ar method of dating. *Principles of Isotope Geology*.
- Feuillet, N. (2000).** Sismotectonique des Petites Antilles: liaison entre activité sismique et volcanique. *Géophysique Interne*. Paris, Université Paris 7 - Denis Diderot: 283.
- Feuillet, N., Manighetti, I. et Tapponier, P. (2002).** Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research* 107(B12): 29.
- Feuillet, N., Tapponier, P., Manighetti, I., Villement, B., King, G.C.P. (2004).** Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies). *Journal of Geophysical Research* 109(B2): 18.

- Fichaut, M. (1986).** Magmatologie de la Montagne Pelée (Martinique). Géodynamique, Géophysique et Géochimie des océans. Brest, Université de Bretagne occidentale: 318.
- Fiet, N., Quidelleur, X., Parize, O., Bulot, L.G. et Gillot, P.-Y. (2006).** Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology: Towards a more stable relative time scale? *Earth and Planetary Science Letters* 246: 407-417.
- Fink, L.K. (1972).** Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region, Lesser Antilles island arc. *Marine Geology* 12: 267-288.
- Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M. et Delgado-Granados, H. (2004).** Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico. *GSA Bulletin* 116(3/4): 259-276.

G

- Gadalia, A., Gstalter, N. et Westercamp, D. (1988).** La chaîne volcanique de Bouillante, Basse-Terre de Guadeloupe, (Petites Antilles): Identité pétrographique, volcanologique et géodynamique. *C.R.Acad. Sc. Paris, Earth and Planetary Sciences, Géologie de la France* n°2-3: 101-130.
- Gaillardet, J., Rad, S., Dessert, C. et Lajeunesse, E. (2008).** Direct coupling between chemical and physical erosion rates in the West Indies. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 72(12): A289-A289.
- Gardner, J., Layer, P.W. et Rutherford, M.J. (2002).** Phenocrysts versus xenocrysts in the youngest Toba Tuff: Implications for the petrogenesis of 2800 km³ of magma. *Geological Society of America* 30(4): 347-350.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.-Y. et Tchilinguirian, P. (2008).** Evolution of the back-arc Pleistocene volcanic complex of Payun Matru (Argentina) and its geodynamic implication for magma genesis in a complex slab geometry setting. *Journal of South American Earth Sciences* submitted.
- Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S. et Chauvel, C. (2008).** First radiometric (K-Ar) ages of the oldest volcanism of Martinique Island: Insights about the onset of arc volcanism in the Lesser Antilles, and calibration of the Oligocene / Miocene boundary. *International Journal of Earth Sciences* to be submitted.

- Gillot, P.-Y. et Cornette, Y. (1986).** The Cassinol technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the late pleistocene to recent volcanism from southern Italy. *Chemical Geology (isotope geoscience section)* 59: 205-222.
- Gillot, P.-Y., Cornette, Y., Max, N. et Floris, B. (1992).** Two reference materials, trachytes MDO-G and and ISH-G, for argon dating (K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of Pleistocene and holocene rocks. *Geostandards Newsletter* 16(1): 55-60.
- Gillot, P.-Y. et Lefèvre, J.-C. (2002).** La datation potassium-argon: extension du champ de la méthode au Pléistocène et à l'Holocène; comparaison des techniques d'analyse K-Ar et Ar-Ar. 1155-1172.
- Gillot, P.-Y., Hildenbrand, A., Lefèvre, J.-C. et Albore-Livadie, C. (2006).** The K/Ar dating method: principle, analytical techniques, and application to Holocene volcanic eruptions in southern Italy. *Acta Vulcanologica* 18(2): 55-66.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F. et Vaccaro, C. (2002).** The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. *Lithos* 63: 19-40.
- Giunta, G., Beccaluva, L. et Siena, F. (2006).** Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta* 4(1-2): 265-277.
- Gourgaud, A. (1985).** Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines: leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. Exemples pris dans le Massif Central Français (Mont-Dore, Chaînedes Puys), à la Martinique (Montagne Pelée, Fissure Burgos-Diamant) et au Mexique (Pico de Orizaba), Université de Clermont-Ferrand II: 522.
- Gourgaud, A. et Gerbe, C. (1991).** Mise en évidence de réalimentations magmatiques dans le système volcanique linéaire Burgos-Diamant (Martinique). *Bull. Soc. géol.France* 162(6): 1017-1027.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. et Smith, A.G. (2004).** A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press.
- Grunevald, H. (1965).** Géologie de la Martinique. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris: 144.
- Gunn, B.M., Roobol, M.J. et Smith, A.L. (1974).** Petrochemistry of the Peléan-Type Volcanoes of Martinique. *Geological Society of America Bulletin* 85: 1023-1030.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S. et Collot, J.-Y. (1999).** Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168: 255-270.

Gutscher, M.-A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P. et Maury, R. (1999). The "lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru? *Earth and Planetary Science Letters* 171: 335-341.

Gutscher, M.-A., Sparkman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E. (2000). Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19(5): 814-833.

H

Harford, C. (2000). The Volcanic Evolution of Montserrat. Department of Earth Sciences, University of Bristol: 195.

Harford, C., Pringle, M., Sparks, R.S.J. et Young, S.R. (2002). The volcanic evolution of Montserrat using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Druitt, T. H. et Kokelaar, B. P. London, The Geological Society Memoirs. 21: 93-113.

Harland, W.B., Armstrong, R.L. et Cox, A.V. (1990). A Geologic Time Scale 1989, Cambridge University Press.

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

Heath, E., Turner, S., MacDonald, R., Hawkesworth, C.J. et van Calsteren, P. (1998). Long magma residence times at an island arc volcano (Soufrière, St Vincent) in the Lesser Antilles: evidence from ^{238}U - ^{230}Th isochron dating. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 49-63.

Hildenbrand, A., Gillot, P.-Y. et Le Roy, I. (2004). Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters* 217: 349-365.

Hildreth, W. et Lanphere, M.A. (1994). Potassium-Argon Geochronology of a Basalt-Andesite-Dacite Arc System - the Mount Adams Volcanic Field, Cascade Range of Southern Washington. *Geological Society of America Bulletin* 106(11): 1413-1429.

Hildreth, W., Fierstein, J. et Lanphere, M. (2003). Eruptive history and geochronology of the Mount Baker volcanic field, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 115(6): 729-764.

- Hildreth, W., Lanphere, M.A. et Fierstein, J. (2003).** Geochronology and eruptive history of the Katmai volcanic cluster, Alaska Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters* 214(1-2): 93-114.
- Hora, J.M., Singer, B. et Wörner, G. (2007).** Volcano evolution and eruptive flux on the thick crust of the Andean Central Volcanic Zone: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints from Volcan Parinacota, Chile. *GSA Bulletin* 119(3/4): 343-362.
- Hsü, K.J., LaBrecque, J.L. et al., e. (1982).** Site 522. Initial Report, DSDP 73. Washington (U.S. Govt. Printing Office).

J

- James, D.E. et Sacks, I.S. (1999).** Cenozoic Formation of the central Andes: A geophysical Perspective,. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Skinner, B. J., Society of Economic Geologists. Special Publ. No.7: 1-22.
- James, K. (2006).** Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding an inter-American origin. *Geologica Acta* 4(1-2): 279-302.
- Jicha, B.R. et Singer, B. (2006).** Volcanic history and magmatic evolution of Seguam Island arc, Alaska. *GSA Bulletin* 118(7/8): 805-822.

K

- Kelley, S., Turner, G., Butterfield, A.W. et Shepherd, T.J. (1986).** The source and significance of argon isotopes in fluid inclusions from areas of mineralization. *Earth and Planetary Science Letters* 79(3-4): 303-318.
- Kelley, S. (2002).** Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chemical Geology* 188: 1-22.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A., Klaver, G.T. et Saunders, A.D. (1996).** The geochemisrty and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences* 9(1/2): 111-120.

L

- Labanieh, S., Chauvel, C., Germa, A. et Quidelleur, X. (2008).** Two isotopic mixing lines in Martinique Island: The effect of ridge subduction. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 72(12): A509-A509.
- Le Friant, A. (2001).** Les déstabilisations de flancs des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles: origines et conséquences. Institut de Physique du Globe de Paris. Paris, Université Paris 7 - Denis Diderot: 378.
- Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C. et Villemant, B. (2003).** Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 108(B1).
- Leclere-Vanhoeve, A. et Stephan, J.F. (1985).** Evolution géodynamique des caraïbes dans le système points chauds. *Géodynamique des caraïbes*, Paris.
- Léticée, J.L., Randrianasolo, A., Cornée, J.J., Münch, P., Lebrun, J.F., Saint-Martin, J.P. et Villeneuve, M. (2005).** Mise en évidence d'une discontinuité émergitive majeure au sein de l'aplate-forme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles. *C.R. Geoscience* 337: 617-624.
- Lewis-Kenedi, C.B., Lange, R.A., Hall, C.M. et Delgado-Granados, H. (2005).** The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes and relative proportions of lava types. *Bull Volc* 67: 391-414.
- Lindsay, J.M., Robertson, R.E.A., Shepherd, J.B. et Ali, S. (2005).** Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles. Trinidad & Tobago, W.I., Seismic Research Unit of the University of the West Indies.

M

- MacDonald, R., Hawkesworth, C.J. et Heath, E. (2000).** The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1-76.
- Martel, C. (1996).** Conditions pré-éruptives et dégazage des magmas andésitiques de la Montagne Pelée (Martinique): étude pétrologique et expérimentale, Université d'Orléans: 247.
- Martin-Kaye, P.H.A. (1969).** A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geology and Mineral Resources* 10: 172-206.

- Mascle, A., Cazes, M. et Le Quellec, P. (1985).** Structure des marges et bassins caraïbes: une revue. *Géodynamique des Caraïbes*, Paris, Mascle, A.
- Mauffret, A., Leroy, S., d'Acremont, E., Maillard, A., Mercier de Lépinay, B., Tadeu Dos Reis, A., Miller, N., Nercessian, A., Pérez-Vega, R. et Perez, D. (2001).** Une coupe de la province volcanique Caraïbe: premiers résultats de la campagne sismique Casis 2. *Earth and Planetary Sciences* 333: 659-667.
- Maury, R. et Westercamp, D. (1985).** Variations chronologiques et spatiales des basaltes néogènes des Petites Antilles. Implications sur l'évolution de l'arc. *Géodynamique des Caribes*, Paris, Mascle.
- Maury, R., Westbrook, G.K., Baker, P.E., Bouysse, P. et Westercamp, D. (1990).** Chapter 5: Geology of the Lesser Antilles. *The Geology of North America*. Dengo, G. et Case, J. E. Boulder, Colorado, Geological Society of America. vol. H: The Caribbean Region: 141-166.
- McCann, W. et Sykes, L.R. (1984).** Subduction of aseismic ridges beneath the caribbean plate: implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern caribbean. *Journal of Geophysical Research* 89(B6): 4493-4519.
- McDougall, I. et Harrison, T.M. (1999).** Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method. New York, Oxford, Oxford University Press.
- Merle, O. et Borgia, A. (1996).** Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 101(B6): 13805-13817.
- Meschede, M. et Frish, W. (1998).** A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Carribean plate. *Tectonophysics* 296: 269-291.

N

- Nagle, F., Stipp, J.J. et Fisher, D.E. (1976).** K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth and Planetary Science Letters* 29: 401-412.
- Naish, T.R., Woolfe, K.J., Barrett, P.J., Wilson, G.S., Atkins, C., Bohaty, S.M., Bücker, C.J., Claps, M., Davey, F.J., Dunbar, G.B., Dunn, A.G., Fielding, C.R., Florindo, F., Hannah, M.J., Harwood, D.M., Henrys, S.A., Krissek, L.A., Lavelle, M., van der Meer, J., McIntosh, W.C., Niessen, F., Passchier, S., Powell, R.D., Roberts, A.P., Sagnotti, L., Scherer, R.P., Strong, C.P., Talarico, F., Verosub, K.L., Villa, G.,**

- Watkins, D.K., Webb, P.N. et Wonik, T. (2001).** Orbitally induced oscillations in the East Antarctic ice sheet at the Oligocene/Miocene boundary. *Nature* 413: 719-723.
- Nur, A. et Ben-Avraham, Z. (1983).** Volcanic gaps due to oblique consumption of aseismic ridges. *Tectonophysics* 99: 355-362.

O

- Odin, G.S. (1982).** Interlaboratory standards for dating purposes. *Numerical dating in stratigraphy*. Odin. Part I: 123-150 (630p).
- Odin, G.S. et collaborators (1982).** Interlaboratory standards for dating purposes. *Numerical dating in stratigraphy*. Odin. Part I: 123-150 (630p).

P

- Pedroni, A., Hammerschmidt, K. et Friedrichsen, H. (1999).** He, Ne, Ar, and C isotope systematics of geothermal emanations in the Lesser Antilles Islands Arc. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 63(3-4): 515-532.
- Pindell, J. et Kennan, L. (2001).** Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM), 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, Houston, Texas.
- Pinel, V. et Jaupart, C. (2000).** The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 358: 1515-1532.
- Pinet, B., Lajat, D., Le Quellec, P. et Bouysse, P. (1985).** Structure of Aves Ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data. *Geodynamique des Caraïbes*, Paris.
- Poussineau, S. (2005).** Dynamique des magmas andésitiques: approche expérimentale et pétrostructurale: application à la Soufrière de Guadeloupe et à la Montagne Pelée, Université d'Orléans: 300.
- Presley, T.K., Sinton, J.M. et Pringle, M. (1997).** Postshield volcanism and catastrophic mass wasting of the Waianae Volcano, Oahu, Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 58: 597-616.

Q

- Quidelleur, X., Gillot, P.-Y., Carlut, J. et Courtillot, V. (1999).** Link between excursions and paleointensity inferred from abnormal field directions recorded at La Palma around 600 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 168(3-4): 233-242.
- Quidelleur, X., Gillot, P.-Y., Soler, V. et Lefèvre, J.-C. (2001).** K/Ar dating extended into the last millenium: application to the youngest effusive episode of the Teide Volcano (Spain). *Geophysical Research Letters* 28(16): 3067-3070.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Gillot, P.-Y. et Soler, V. (2002).** Evolution of the geomagnetic field prior to the Matuyama-Brunhes transition: radiometric dating of a 820 ka excursion at La Palma. *Geophys. J. Int.* 151: F6-F10.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Soler, V., Valet, J.-P. et Gillot, P.-Y. (2003).** The age and duration of the Matuyama-Brunhes transition from new K-Ar data from La Palma (Canary Islands) and revisited $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Earth and Planetary Science Letters* 208: 149-163.
- Quidelleur, X., Gillot, P.-Y., Filoche, G. et Lefèvre, J.-C. (2005).** Fast geochemical changes and rapid lava accumulation at Stromboli Island (Italy) inferred from K-Ar dating and paleomagnetic variations recorded at 60 and 40 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 141: 177-193.
- Quidelleur, X., Hildenbrand, A. et Samper, A. (2008).** Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters* 35(2).

R

- Rad, S., Louvat, P., Gorge, C., Gaillardet, K. et Allegre, C.J. (2006).** River dissolved and solid loads in the Lesser Antilles: New insight into basalt weathering processes. *Journal of Geochemical Exploration* 88(1-3): 308-312.
- Rad, S.D., Allegre, C.J. et Louvat, P. (2007).** Hidden erosion on volcanic islands. *Earth and Planetary Science Letters* 262(1-2): 109-124.

- Ramos, V.A. (1999).** Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190.
- Rea, W.J. (1974).** The volcanic geology and petrology of Montserrat, West Indies. *Journal of the Geological Society of London* 130: 341-366.
- Rea, W.J. (1982).** The Lesser Antilles. *Andesites*. Thorpe, R. S., John Wiley & sons: 167-185.
- Reid, R.P., Carey, S.N. et Ross, D.R. (1996).** Late quaternary sedimentation in the Lesser Antilles island arc. *Geological Society of America Bulletin* 108(1): 78-100.
- Roobol, M.J. et Smith, A.L. (1989).** Volcanism and Associated Hazards in the Lesser Antilles. *IAVCEI Proceedings in Volcanology*. vol 1: 57-85.
- Rouchon, V., Lefèvre, J.-C., Quidelleur, X., Guérin, G. et Gillot, P.-Y. (2008).** Nonspiked ⁴⁰Ar and ³⁶Ar quantification using a quadrupole mass spectrometer: A potential for K-Ar geochronology. *International Journal of Mass Spectrometry* 270: 52-61.

S

- Samper, A. (2007).** Etude géochronologique, aspects géomorphologiques et géochimiques du volcanisme de l'île de Basse terre (Guadeloupe), et datation des structures d'effondrement de flanc majeures de l'Arc des Petites Antilles. Sciences de la Terre. Orsay, Université Paris 11.
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P. et Mollex, D. (2007).** Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island: Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth and Planetary Science Letters* 258(1-2): 175-191.
- Samper, A., Quidelleur, X., Boudon, G., Le Friant, A. et Komorowski, J.C. (2008).** Radiometric dating of three large volume flank collapses in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176(4): 485-492.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Raffi, I., Tauxe, L. et Zachos, J. (2000).** Astronomical calibration age for the Oligocene-Miocene boundary. *Geology* 28(5): 447-450.
- Sinton, C., Duncan, R., Storey, M., Lewis, J. et Estrada, J. (1998).** An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters* 155: 221-235.
- Smith, A.L., Roobol, M.J. et Gunn, B.M. (1980).** The Lesser Antilles - A discussion of the Island Arc Magmatism. *Bull Volc* 43(2): 287-302.

- Smith, W.H. et Sandwell, D.T. (1997).** Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science* 277: 1956-1962.
- Steiger, R.H. et Jäger, E. (1977).** Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36(3): 359-362.
- Stein, S., Engeln, J.F., Wiens, D.A., Fujita, K. et Speed, R.C. (1982).** Subduction sismicity and tectonics in the Lesser Antilles arc. *Journal of Geophysical Research* 87(B10): 8642-8664.
- Steininger, F.F., Aubry, M.P., Berggren, W.A., Biolzi, M., Borsetti, A.M., Cartlidge, J.E., Cati, F., Corfield, R., Gelati, R., Iaccarino, S., Napoleone, C., Ottner, F., Rögl, F., Roetzel, R., Spezzaferri, S., Tateo, F., Villa, G. et Zevenboom, D. (1997).** The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. *Episodes* 20(1): 23-28.

T

- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. et Shukuno, H. (2002).** Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 197(1-2): 105-116.
- Tamura, Y. (2003).** Some geochemical constraints on hot fingers in the mantle wedge: evidence from NE Japan. *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Larter, R. D. et Leat, P. T. London, The Geological Society: 221-237.
- Taylor, J.R. (1982).** An introduction to Error Analysis. *The study of Uncertainties in Physical Measurements*, University Science Books, Oxford University Press.
- Terrier, M., Combes, P., Carbon, D., Grellet, B. et Sedan, O. (2002).** Failles actives et évaluation de l'aléa sismique: prise en compte des failles actives dans l'aménagement du territoire aux Antilles (Martinique et Guadeloupe). Partie 1: Identification des systèmes de failles actives dans l'archipel de la Guadeloupe et l'île de la Martinique. Rapports publics du BRGM / RP-51258-FR.
- Tibaldi, A. et Lagmay, A.F.M. (2006).** Interaction between volcanoes and their basement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 1-5.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Kozhurin, A., Lagmay, A.F.M., Pasquarè, F.A., Ponomareva, V.V., Rust, D., Tormey, D. et Vezzoli, L. (2008).** Influences of substrate tectonic

heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion. *Global and Planetary Change* 61(3-4): 161-174.

Turner, S., Evans, P. et Hawkesworth, C.J. (2001). Ultrafast source-to-surface movements of melt at island arcs from ²²⁶Ra-²³⁰Th systematics. *Science* 292: 1363-1366.

Turner, S. (2002). On the time-scales of magmatism at island-arc volcanoes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 360: 2853-2871.

Turner, S., Rhiannon, G., Dougal, A.J., Carpenter, N. et Hawkesworth, C.J. (2003). Case studies of plagioclase growth and residence times in island arc lavas from Tonga and the Lesser Antilles, and a model to reconcile discordant age information. *Earth and Planetary Science Letters* 214: 279-294.

V

Van Hunen, J., van den Berg, A.P., Vlaar, N.J. (2002). On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics* 352: 317-333.

Vincent, P.M., Bourdier, J.-L. et Boudon, G. (1989). The primitive volcano of Mount Pelée: its construction and partial destruction by flank collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 38: 1-15.

W

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

Wadge, G. (1986). The dykes and structural setting of the volcanic front in the Lesser Antilles island arc. *Bulletin of Volcanology* 48: 349-372.

Wagner, G.A. (1998). Age determination of young rocks and artifacts, Springer.

Walter, T.R. et Troll, V.R. (2003). Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 127: 107-120.

- Westercamp, D. (1972).** Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique. Département de géologie. Orsay, Université de Paris-Sud, : 278.
- Westercamp, D. et Mervoyer, B. (1976).** Les séries volcaniques de la Martinique et de la Guadeloupe (F.W.I.). *Bulletin du BRGM* section IV(4): 229-242.
- Westercamp, D. (1979).** Diversité, contrôle structural et origines du volcanisme récent dans l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bulletin du BRGM* deuxième série(section IV, n°3/4): 211-226.
- Westercamp, D. et Tomblin, J.-F. (1979).** Le volcanisme récent et les éruptions historiques dans la partie centrale de l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bulletin du BRGM* section IV(3/4): 293-319.
- Westercamp, D. et Tazieff, H. (1980).** Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, La Désirade. Paris, Masson.
- Westercamp, D. (1988).** Magma generation in the Lesser Antilles: geological constraints. *Tectonophysics* 149: 145-163.
- Westercamp, D., Andreieff, P., Bouysse, P., Cottez, S. et Battistini, R. (1989).** Martinique; Carte géologique à 1/50 000,. BRGM.
- Wilson, G.S., Lavelle, M., McIntosh, W.C., Roberts, A.P., Harwood, D.M., Watkins, D.K., Villa, G., Bohaty, S.M., Fielding, C.R., Florindo, F., Sagnotti, L., Naish, T.R., Scherer, R.P. et Verosub, K.L. (2002).** Integrated chronostratigraphic calibration of the Oligocene-Miocene boundary at 24.0 ± 0.1 Ma from the CRP-2A drill core, Ross Sea, Antarctica. *Geology* 30(11): 1043-1046.

Y

- Yang, T.S., Lee, T., Chen, C.-H., Cheng, S.-N., Knittel, U., Punonbayan, R.S. et Radas, A.R. (1996).** A double island arc between Taiwan and Luzon: consequence of ridge subduction. *Tectonophysics* 258: 85-101.

Annexes

- ANNEXE I -

***Datation K-Ar, méthode Cassinol-Gillot : principes et
techniques***

Introduction

Les laves de l'île de la Martinique ont été émises depuis plus de 20 Ma, et, comme toutes les laves de l'arc insulaire des Petites Antilles, elles sont pauvres en potassium (moins de 2% poids en roche totale). La méthode de datation K-Ar utilisant la technique Cassignol-Gillot (Cassignol, 1979; Cassignol *et al.*, 1978; Gillot et Cornette, 1986), dont les principes sont décrits dans cette annexe, est donc parfaitement appropriée pour les dater.

En effet, cette méthode permet de détecter jusqu'à 0,1% d'argon radiogénique dans l'argon total extrait d'un échantillon. Des comparaisons entre les âges obtenus par cette méthode et d'autres méthodes de datation (thermoluminescence, carbone 14, paléomagnétisme, archéologie, Figure 1) démontrent que la technique Cassignol-Gillot permet de dater des événements volcaniques de moins de 2 ka avec une incertitude de quelques siècles seulement (Gillot et Cornette, 1986; Gillot *et al.*, 2006). Elle a été en effet appliquée avec succès au volcanisme récent de la mer Tyrrhénienne (Vésuve, Champs Phlégréens, Ischia, Iles Eoliennes (Gillot et Cornette, 1986; Gillot *et al.*, 2006)), et a permis, entre autres, de contraindre la dernière activité du Teide à Tenerife (Iles Canaries) à 800 ± 300 ans (Quidelleur *et al.*, 2001).

En ce qui concerne les échantillons de plus de 1 Ma, l'incertitude relative est de l'ordre de 1,5% et de faibles quantités de matériel sont suffisantes pour dater des roches de plusieurs millions d'années. La méthode K-Ar a permis également de calibrer l'échelle des temps géologiques, notamment dans les derniers 530 Ma, ainsi que l'échelle des inversions paléomagnétiques (Fiet *et al.*, 2006; Gillot et Lefèvre, 2002 ; Quidelleur *et al.*, 2003).

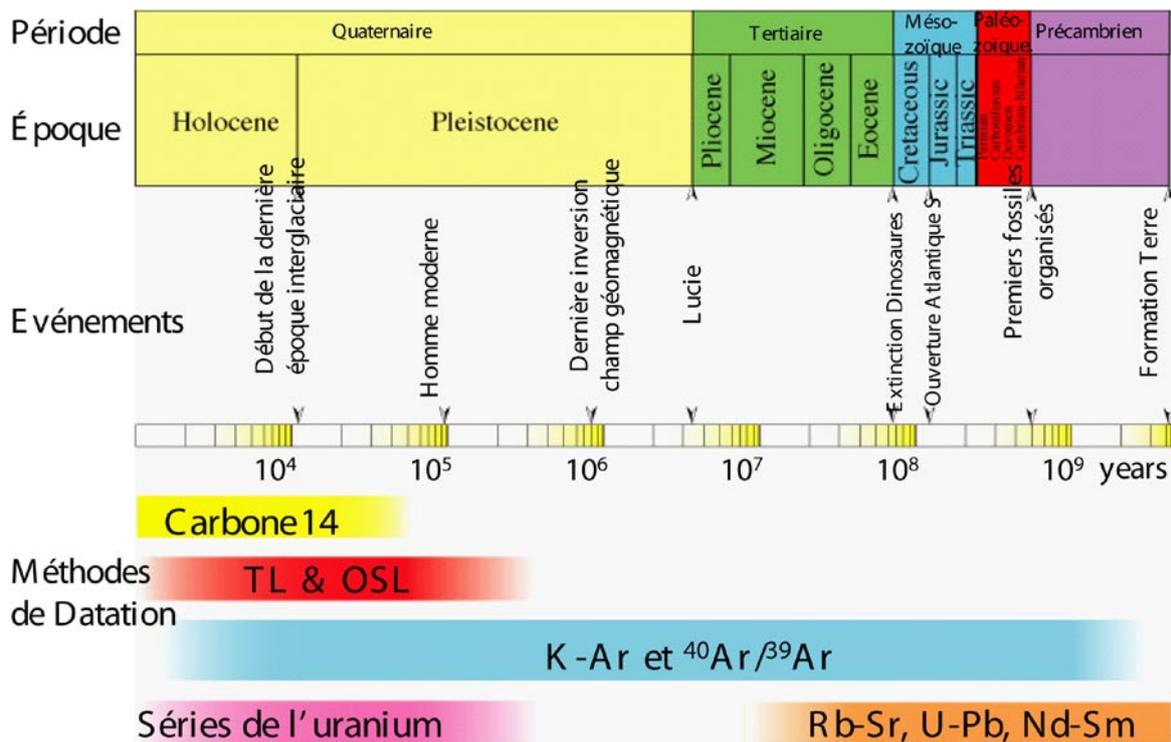


Figure 1
Les différentes méthodes de datations appliquées aux Sciences de la Terre.

1. Présentation générale

Les principes généraux de la méthode potassium-argon (Figure 2) reposent sur ceux de la radiochronologie (Dickin, 1997; Faure, 1986; Wagner, 1998).

Le potassium est un élément constitutif des roches de la croûte terrestre et possède trois isotopes en abondances variables : ³⁹K (93,2581%), ⁴⁰K (0,01167%) et ⁴¹K (6,73020%). Seul le ⁴⁰K est radioactif et se désintègre en ⁴⁰Ar et ⁴⁰Ca (Figure 2a), avec des périodes de décroissance de 0,581.10⁻¹⁰ an⁻¹ pour le couple ⁴⁰K-⁴⁰Ar et de 4,962.10⁻¹⁰ an⁻¹ pour le couple ⁴⁰K-⁴⁰Ca (Steiger et Jäger, 1977, Figure 2a).

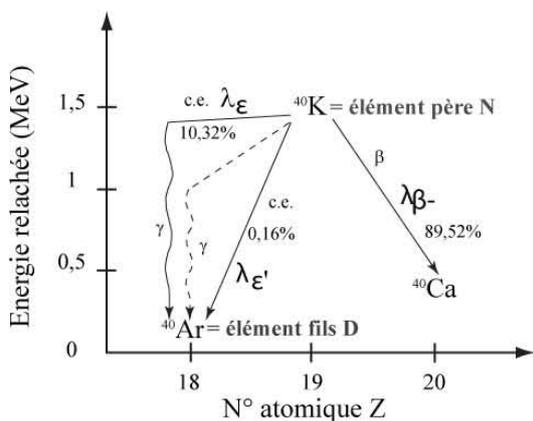
D'après la loi de désintégration radioactive, l'âge est donné par la formule (Figure 2b):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_{\varepsilon} + \lambda_{\varepsilon'}} \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \right) \quad (1)$$

L'argon est un gaz rare, naturellement présent dans l'atmosphère, et est constitué de trois isotopes : ${}^{40}\text{Ar}$ (99,600 %), ${}^{38}\text{Ar}$ (0,063 %), ${}^{36}\text{Ar}$ (0,337 %). L'isotope 40 est 295,5 fois plus abondant que l'isotope 36.

D'autre part, on distingue l' ${}^{40}\text{Ar}^*$ (radiogénique), qui est l'argon produit par désintégration du ${}^{40}\text{K}$, de l' ${}^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ qui est l'isotope naturel le plus abondant. L' ${}^{40}\text{Ar}^*$ ne peut s'accumuler dans le réseau cristallin du minéral qu'à partir du moment où le système se ferme et qu'il n'y a plus d'échange avec l'extérieur, c'est-à-dire dès lors que la roche est totalement refroidie et cristallisée (Figure 2c). Ainsi, pour pouvoir dater une roche volcanique, il doit y avoir eu séparation du ${}^{40}\text{K}$ et de l' ${}^{40}\text{Ar}^*$ lors de la formation du magma parent, permettant une remise à zéro du système. Si le dégazage a été incomplet ou si le magma a incorporé des minéraux étrangers lors de sa remontée, il y a un risque d'héritage d'argon donnant un âge apparent trop élevé.

Pour s'affranchir de ces problèmes, la méthode K-Ar Cassinot-Gillot n'est effectuée que sur des roches saines, rigoureusement sélectionnées, tout d'abord sur le terrain puis au laboratoire après examen des lames minces. Cette analyse pétrographique permet de choisir les phases minérales adaptées au chronomètre K-Ar, dont le réseau cristallin est capable de retenir l'argon. On considère comme valables les datations réalisées sur des préparations minérales pures et homogènes, principalement le verre ou la mésostase, mais aussi les feldspaths (plagioclases, sanidines...). Par contre, les minéraux qui ont tendance à cristalliser très tôt dans la chambre magmatique ou le conduit éruptif sont systématiquement éliminés (amphiboles, olivines, pyroxènes, biotites...).



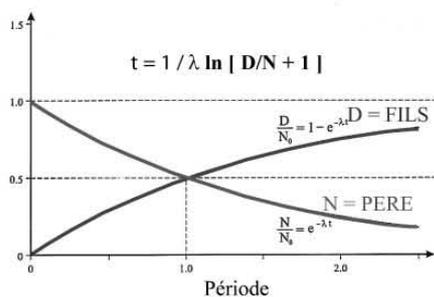
$$\lambda_{\epsilon} = 0,572 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_{\epsilon'} = 0,009 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

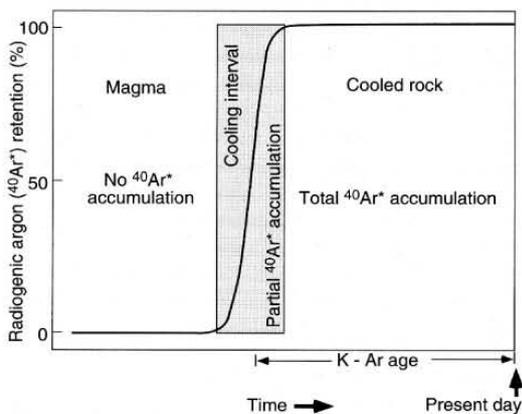
$$\lambda_{\beta^-} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda = \lambda_{\epsilon} + \lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon'} = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

2a: Schéma de la double désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca et ^{40}Ar , et constantes associées (modifié d'après McDougall et Harrison, 1999).



2b: Loi de radioactivité générale



2c: Rétention de l'argon radiogénique au cours du temps dans une roche magmatique en cours de refroidissement (de McDougall et Harrison, 1999)

Figure 2
Principes de la méthode K-Ar.

2. Sélection et préparation

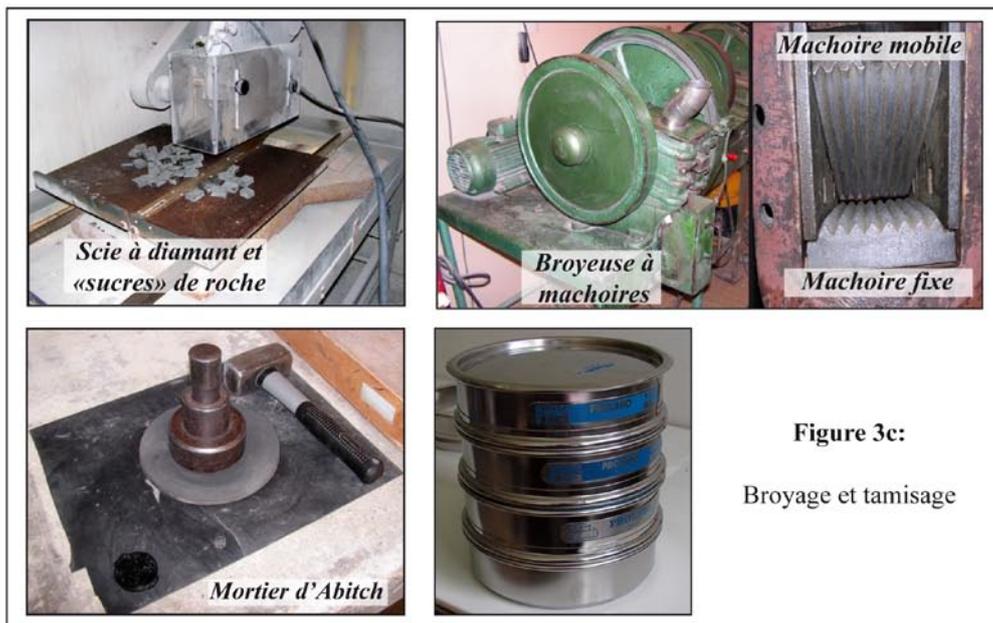
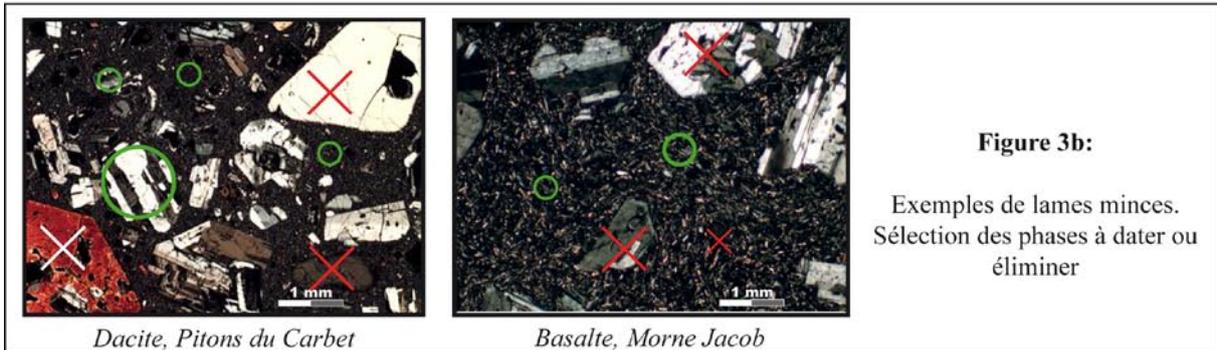
Dans le cas de matériaux volcaniques, les échantillons sont composés de verre, d'une pâte microlitique plus ou moins fine (la mésostase) et de phénocristaux. Le potassium est un élément à fort rayon ionique et donc incompatible, il reste alors concentré dans le liquide résiduel lors de la cristallisation. La mésostase est la dernière phase à cristalliser et contient donc le potassium restant lors du refroidissement de la coulée en équilibre avec l'atmosphère. C'est donc la mésostase qui est généralement retenue pour effectuer les analyses sur les basaltes et andésites. Il est tout de même possible d'obtenir de très bons résultats sur minéraux séparés (plagioclases, sanidines, verres).

Après prélèvement sur le terrain de roches les moins altérées possibles (Figure 3a), les analyses sont réalisées sur phases saines et homogènes. Pour cela, un examen des lames minces est indispensable. Il sert en effet à déterminer les roches qui ne présentent pas d'altération, la phase à dater (mésostase, feldspaths, etc), ainsi que la taille de grain optimale afin d'éviter l'incorporation de toute autre phase minérale (Figure 3b).

Après avoir enlevé la patine et scié la roche en morceaux pluri-centimétriques, ceux-ci sont introduits dans un broyeur à mâchoires d'acier (Figure 3c). La roche est broyée et tamisée continuellement et l'écartement des mâchoires est diminué au fur et à mesure jusqu'à ce qu'elles soient presque en contact. La poudre récupérée dans la gamme de taille désirée est ensuite lavée à l'eau pour enlever le maximum de poussière, puis dans une solution à 10% d'acide nitrique durant 15 minutes dans une cuve à ultrasons. On termine le nettoyage à l'eau distillée, puis à l'alcool et enfin à l'acétone.

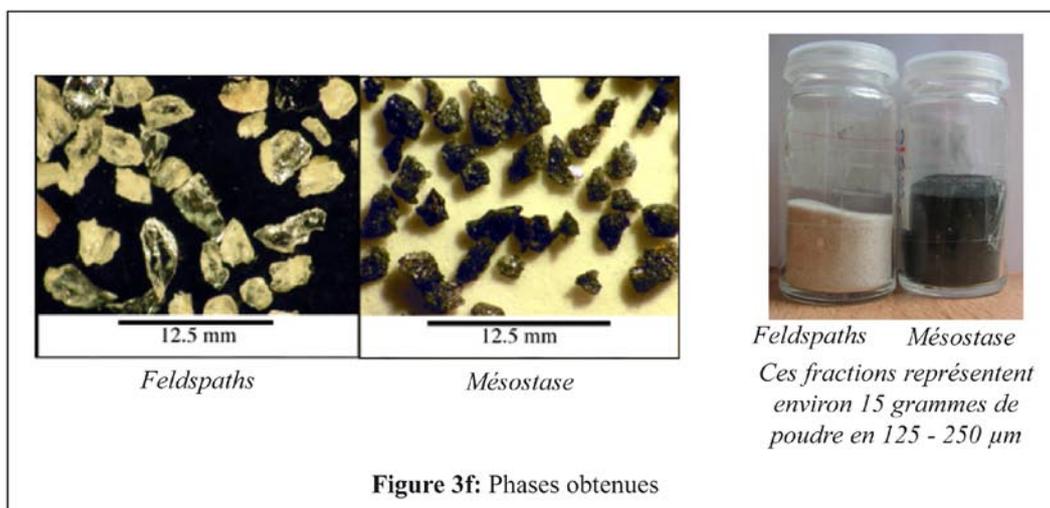
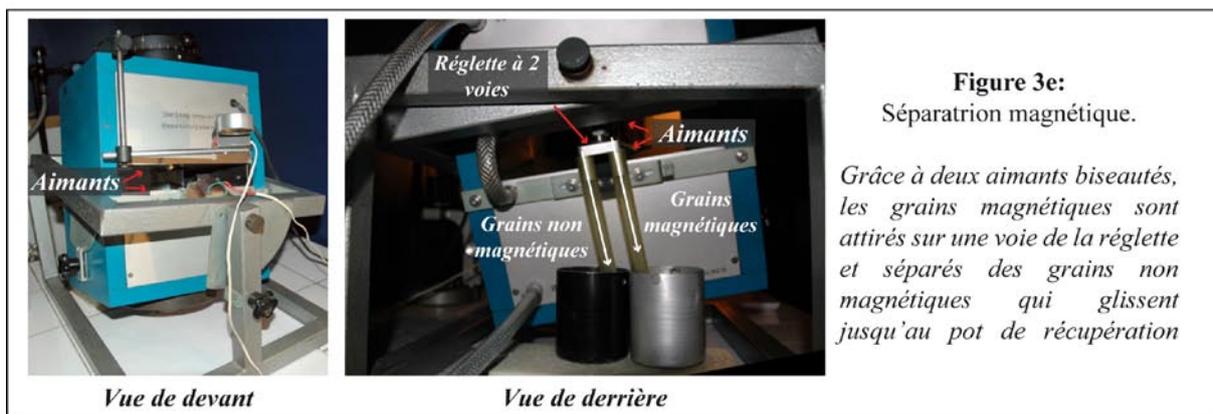
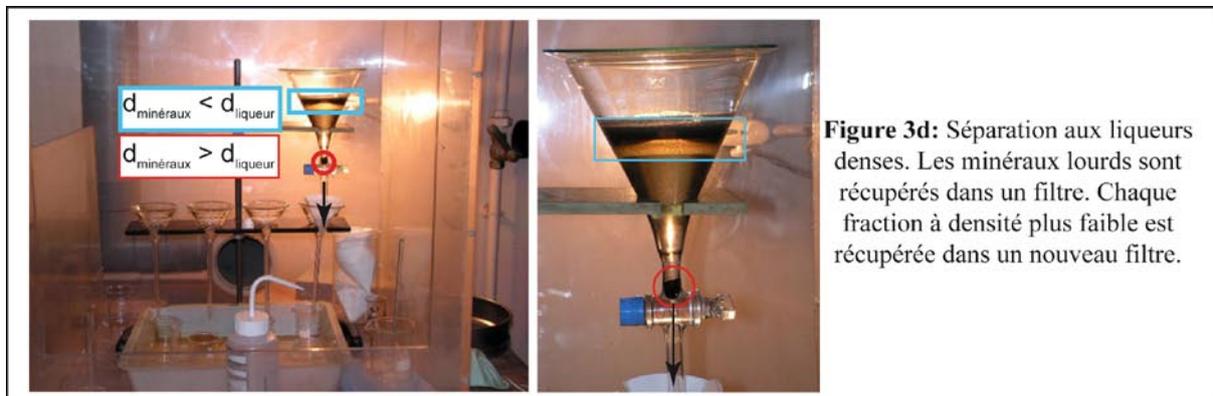


Figure 3a: Exemples d'affleurements et de blocs échantillonnés



Il faut ensuite séparer les phases minérales. On utilise tout d'abord des liqueurs denses (Figure 3d): diiodométhane ($d=3,30$) pour les phases minérales lourdes (olivines, pyroxènes...) et la mésostase des roches basaltiques (densité supérieure à 2,95), et bromoforme ($d=2,85$) pour les phases minérales à densités inférieures (2,85 à $<2,30$) comme les feldspaths, le verre, ou la pâte des roches plus acides. Le phénomène est basé sur le même principe que la sédimentation : on mélange la poudre et le liquide dans une ampoule à décanter, les minéraux plus lourds que le liquide tombent, les plus légers flottent. On récupère les phases lourdes dans un filtre en siphonnant l'ampoule à décanter, puis on rajoute dans au liquide un solvant (acétone ou alcool, $d=0,8$) pour faire diminuer la densité de la liqueur. On récupère alors dans un nouveau filtre les grains qui étaient auparavant plus légers que la densité précédente et qui sont à présent plus lourds que la densité obtenue après l'ajout du solvant. On procède ainsi jusqu'à avoir séparé la totalité de l'échantillon.

Après évaporation et séchage, on regarde les fractions obtenues sous une loupe binoculaire afin de sélectionner la ou les gammes de densité où se situent les phases qui nous intéressent et qui semblent les plus homogènes. Cette séparation est suivie d'un tri magnétique à l'aide d'un Frantz où l'aimant permet de séparer phases magnétiques et non magnétiques (Figure 3e). Une ultime vérification sous loupe binoculaire permet d'enlever à l'aide d'une aiguille les quelques grains étrangers résiduels et de garder un matériel homogène (Figure 3f).



3. Mesures

Selon la technique de mesure conventionnelle, le potassium et l'argon sont dosés séparément, le potassium comme élément solide par voie chimique (spectromètre de flamme en mode émission), et l'argon en tant que gaz par spectrométrie de masse. Le potassium et l'argon sont analysés au moins deux fois sur des aliquots différents afin d'obtenir un âge reproductible, en prenant en compte la barre d'erreur. De plus, des standards d'âge connus sont mesurés régulièrement afin de valider l'appareillage: MDO-G, mésostase d'un trachyte du Mont-Dore daté à 248 ± 4 ka (Gillot *et al.*, 1992) ; ISH-G, trachyte historique d'Ischia (coulée de l'Arso, 1301-1302) daté à 1 ± 3 ka, (Gillot *et al.*, 1992) ; et GL-O, glauconie du Cénomanién basal datée à $95,03 \pm 1,11$ Ma (Odin *et al.*, 1982).

3.1. Mesure du potassium

Le potassium, s'agissant d'un des constituants majeurs des roches, est dosé par voie chimique. En effet, le potassium 40, radioactif, représente aujourd'hui un taux de 0,01167% du potassium naturel. Le dosage du potassium naturel dans la phase à dater permet donc de déduire sa teneur actuelle en K par gramme d'échantillon (N dans la formule (1) du calcul d'âge). Le potassium, élément alcalin excitable, est dosé selon la spectrométrie de flamme qui consiste à mesurer l'émission photonique caractéristique de l'élément.

La phase à dater doit subir tout d'abord à une attaque acide. Pour cela, on pèse une fraction de quelques dizaines à centaines de milligrammes de la poudre préparée dans un creuset en Téflon. La masse attaquée est déterminée en fonction de la teneur en potassium estimée de l'échantillon. L'acide fluorhydrique (10 ml), associé à l'acide nitrique (10 ml) et à

l'acide perchlorique (2 ml), est utilisé pour détruire le réseau silicaté du minéral et libérer les différents cations participant à l'assemblage. L'attaque se fait durant au moins 12 heures sur plaque chauffante, sous hotte aspirante.

On dilue ensuite le résidu solide de l'attaque dans un volume précis, déterminé en fonction de la teneur de K estimée. Par exemple, pour un échantillon X censé contenir 1% de K, nous attaquerons 150 mg de la phase choisie, puis nous diluerons le résidu dans 1 L d'eau distillée. La solution obtenue est injectée dans la flamme du spectromètre (Figure 4a). La température de la flamme est ajustée par une combinaison de carburant (acétylène) et de comburant (oxygène) afin d'exciter l'élément potassium. L'excitation est suivie d'une émission photonique isolée par un monochromateur et amplifiée par un photo-multiplicateur.

On compare l'intensité de l'échantillon, proportionnelle à la teneur en potassium, à une courbe standard (Figure 4b). Cette courbe est extrapolée de la mesure d'une série de solutions étalons de différentes concentrations en potassium (1.0%, 1.2%, ..., 2.0%), répétée plusieurs fois au cours de la série d'analyse afin de corriger la dérive au temps de l'appareil. Par exemple, notre échantillon X à 1% de potassium présentera un K apparent de 1,5% sur cette courbe standard. On mesure également dans les mêmes conditions au cours d'une même série d'analyse plusieurs échantillons et des standards internationaux dont on connaît la teneur exacte en potassium, généralement MDO-G ($3,510 \pm 0,036$ %) et ISH-G ($5,485 \pm 0,057$ %) (Gillot *et al.*, 1992), qui ont subi le même traitement que l'ensemble des échantillons de la série. On pourra donc calculer la teneur exacte en potassium de nos échantillons en tenant compte de leur masse, des volumes de dilution, et des comparaisons aux valeurs mesurées des standards.

Cette technique permet de doser la teneur en potassium élément avec une précision relative de l'ordre de 1% quelle que soit la concentration de notre minéral, teneur qui peut varier entre 0,1 % et 15 %, et deux séries de mesures indépendantes sont suffisantes pour estimer la teneur en K de l'échantillon avec une reproductibilité inférieure à 1%.



Figure 4a: Spectromètre de flamme utilisé pour la mesure du potassium

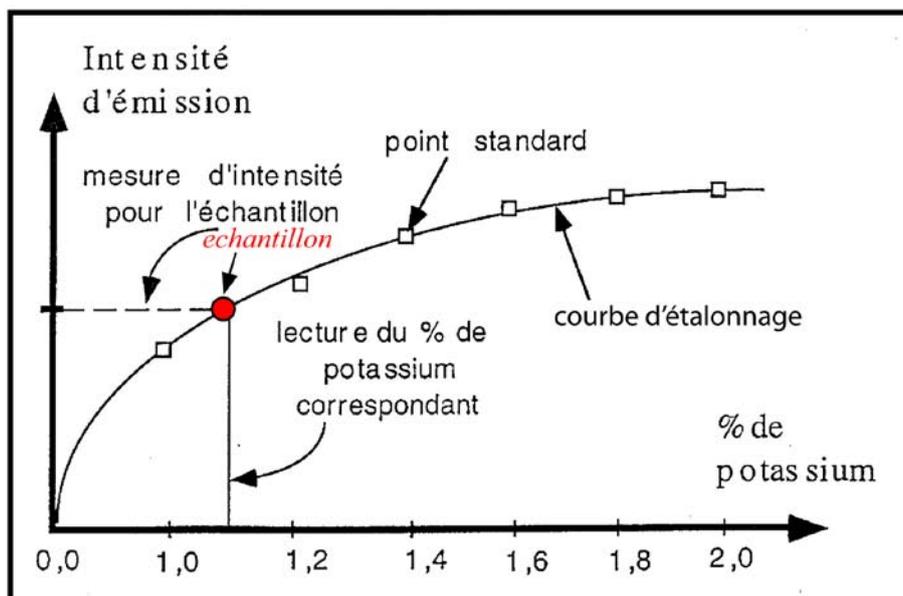


Figure 4b: Courbe de calibration standard

3.2. Mesure de l'argon

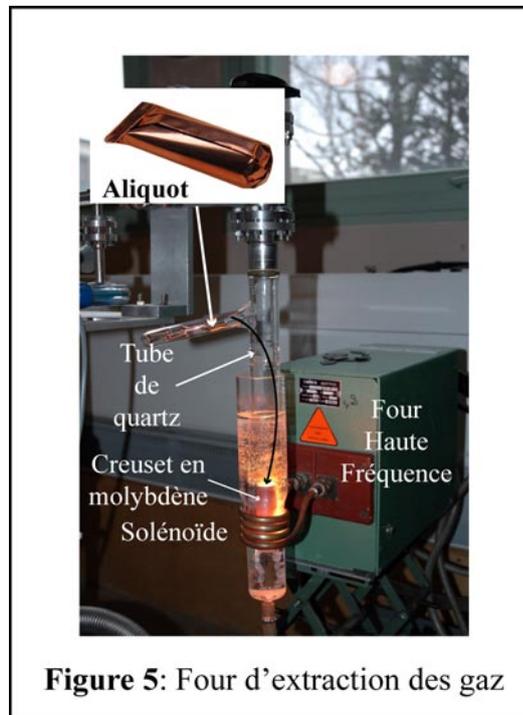
L'argon 40 radiogénique produit par désintégration du ^{40}K au sein des minéraux est extrait par fusion dans des conditions d'ultravide ($<10^{-7}$ Torr). Le montage de la ligne en acier inoxydable permet d'effectuer successivement (1) l'extraction des gaz, (2) leur purification et (3) la calibration et la mesure isotopique de l'argon. Entre chaque mesure, l'ultravide est maintenu par un système de pompes turbomoléculaires et de getters Zr-Al, et surveillé par des jauges à ionisation.

Deux lignes d'analyses ont été utilisées lors de cette étude, la première utilisant un spectromètre de masse à champ magnétique (Hadès, (Cassinot et Gillot, 1982)), la deuxième utilisant un spectromètre de masse quadrupolaire électrostatique (Ulysse, (Rouchon *et al.*, 2008)). Les mesures se basent sur le même principe, mais le protocole d'analyse a été adapté selon le spectromètre utilisé (voir plus loin).

3.2.1. Extraction

La méthode d'extraction des gaz est réalisée de la même façon sur Hadès et Ulysse. L'argon 40 accumulé doit être extrait du minéral par fusion sous vide (Figure 5). Pour cela, une fraction aliquote (de 0,2 à 3 g) du minéral est placée dans un creuset en molybdène contenu dans un tube de quartz. Le creuset en molybdène joue le rôle de conducteur de chaleur et a été préalablement dégazé sous vide à haute température. L'enceinte de quartz est refroidie par circulation d'eau à sa surface et placée au cœur d'un solénoïde parcouru par un courant à induction haute fréquence, généré par un four de 3000 W. Ceci induit un courant dans la structure métallique et crée un échauffement du creuset qui, par rayonnement, transmet sa température à l'échantillon (Figure 5). On peut ainsi atteindre des températures de près de 2000° C, températures largement suffisantes pour fondre des phases silicatées. La

plupart des minéraux fondent entre 800 et 1200°C, laissant échapper les gaz qu'ils contiennent : H₂O, hydrocarbures ou CO₂ pour l'essentiel, plus l'argon qui nous intéresse, largement dilué.



3.2.2. Purification

Il convient de séparer l'argon, gaz rare, des autres gaz en provoquant leur réaction chimique avec un métal chauffé au rouge. Pour cela, on utilise du titane chauffé à 750°C, très réactif et dont les composés sont stables en température.

Au cours de la fusion sur la ligne Hadès (Figure 6a), les gaz actifs libérés sont purifiés par réaction chimique sur la mousse de titane chauffée, alors que les gaz rares, inertes, restent libres. L'argon sera ensuite piégé par condensation sur le charbon actif refroidi à la température de l'azote liquide durant une quinzaine de minutes.

Sur la ligne Ulysse (Figure 6b), un premier secteur de purification associe un piège froid et du Cu-CuO chauffé à 650°C qui permet d'oxyder l'hydrogène et le carbone rejetés en H₂O et CO₂ (Rouchon *et al.*, 2008). Ces espèces sont condensées sur le piège froid, un doigt de pyrex refroidi à -170°C. La pression des gaz dans ce premier secteur est contrôlée au moyen d'une jauge convectron (Rouchon *et al.*, 2008). La pression augmente au fur et à mesure que les gaz sont libérés. Dès que cette pression diminue dans des valeurs de l'ordre de 10⁻² Torr (~1,33.10⁻² mbar), on considère que la purification des gaz est parfaitement maîtrisée et on augmente la température d'un palier. Dès que la température maximale est atteinte (0.6 A, soit environ 1800°C), on diminue la température du CuO-Cu à 450°C et on détend les gaz dans le deuxième secteur de purification où l'on retrouve le couple titane-charbons qui a la même fonction que sur la ligne Hadès.

Après une purification de quelques minutes à chaud, on attire les gaz résiduels de la première purification (essentiellement de l'argon) sur les doigts de charbon refroidis à l'azote liquide : l'argon et les autres gaz rares sont isolés. Le gaz rare le plus abondant après l'argon est l'hélium qui pourra être éliminé par pompage dont la température de condensation est très inférieure à celle de l'azote liquide. Les autres gaz rares (néon, krypton) sont en quantité si faible qu'ils n'ont aucune influence sur l'analyse, d'autant que leur inertie chimique n'affecte en rien les conditions de fonctionnement du spectromètre de masse.

Après une attraction de 15 minutes, on considère que tout l'argon issu de la fusion de l'échantillon a été condensé sur les charbons actifs, et on stoppe alors la fusion. On isole le deuxième secteur de purification afin de laisser les gaz se purifier à chaud durant 1 heure sur le couple titane – charbon.

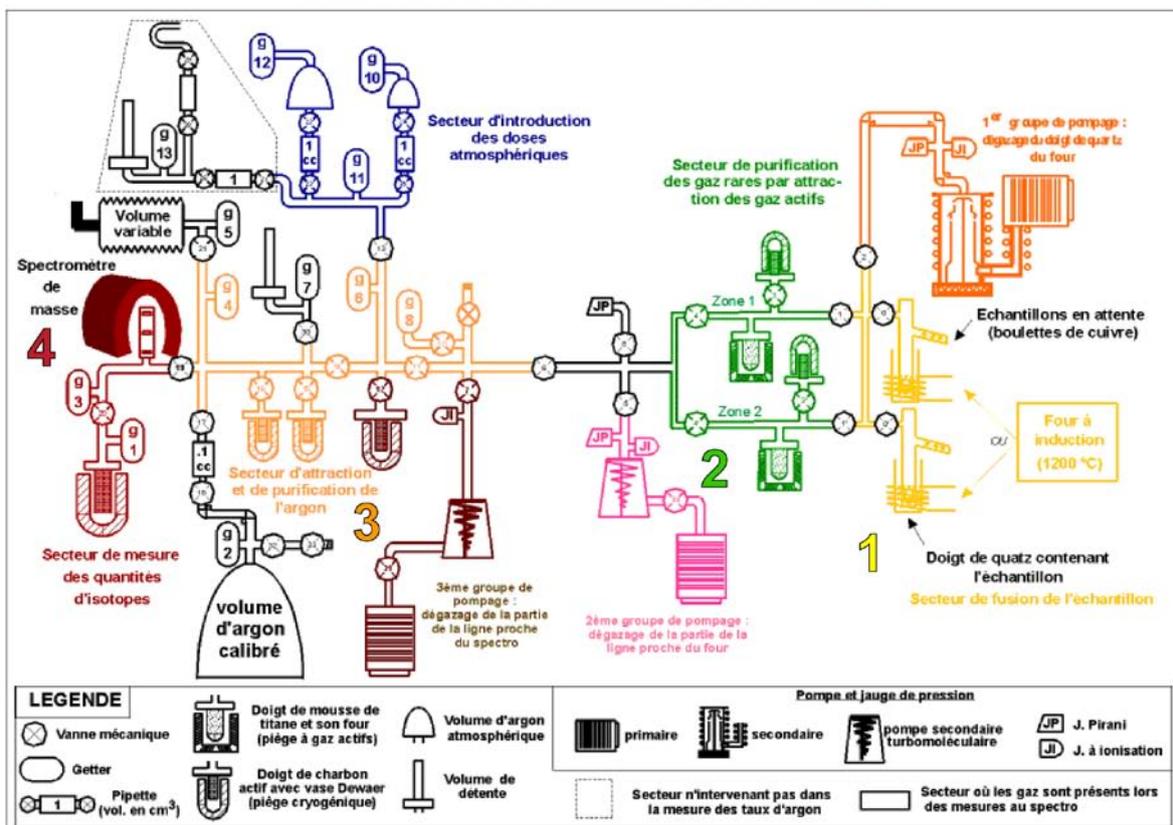
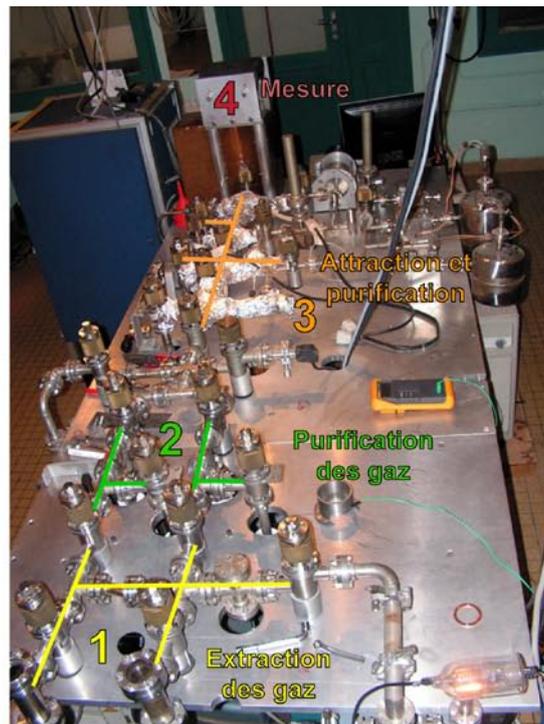


Figure 6a

Photo et schéma (Lahitte P., 2000) de la ligne de mesure Hadès

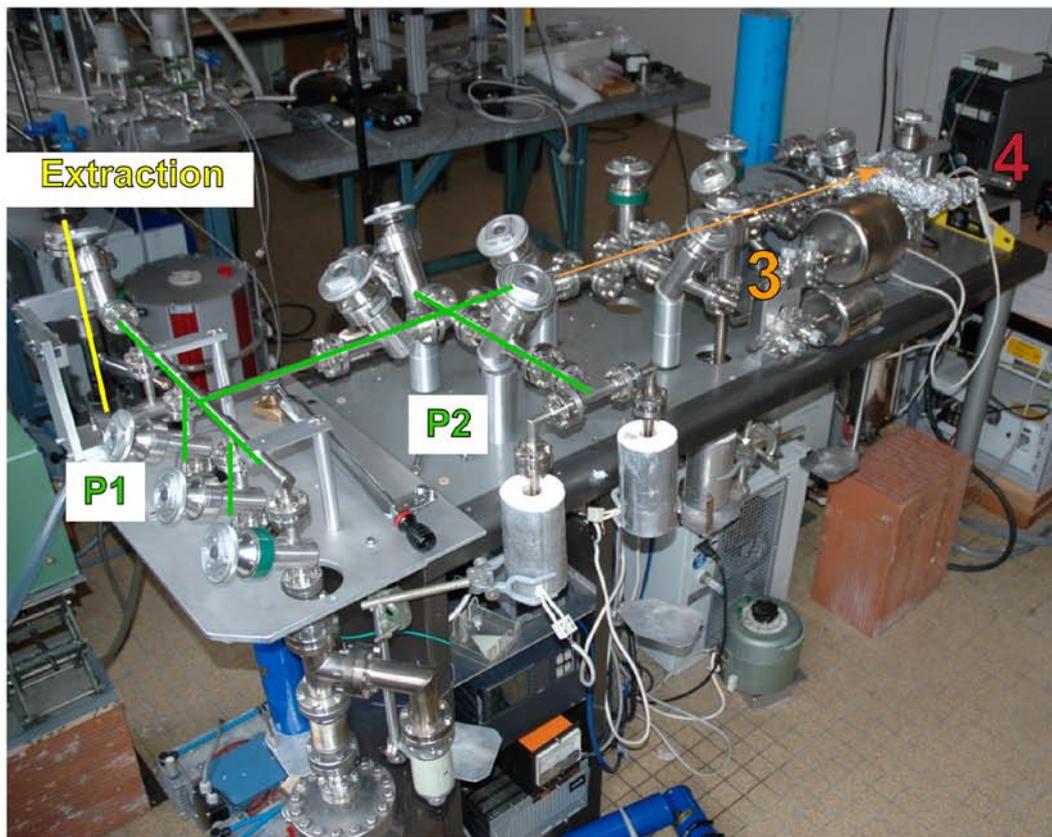
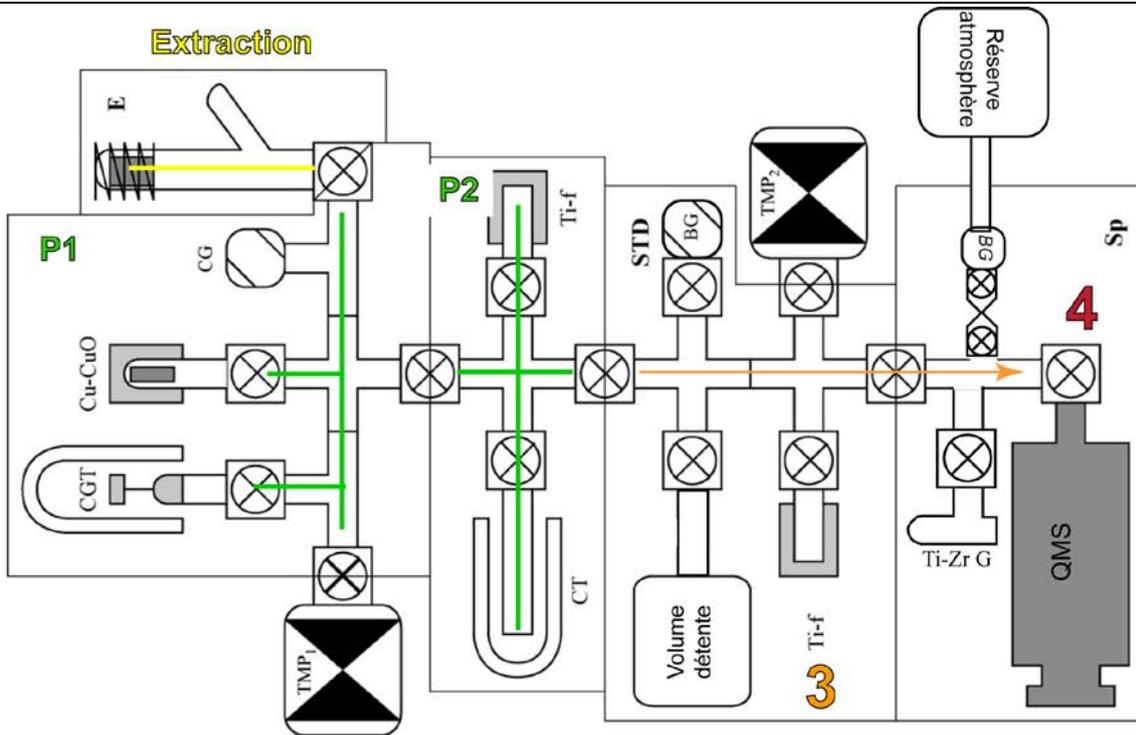


Figure 6b

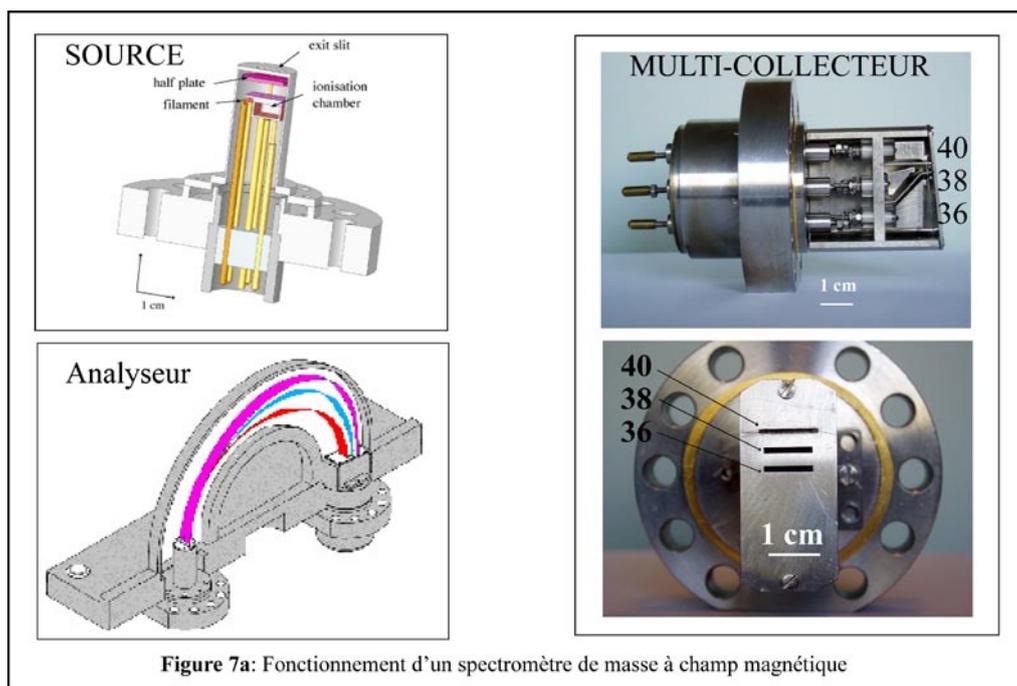
Schéma et photo de la ligne de mesure Ulysse

E:extraction; P1: secteurs de purification Cu-CuO /piège froid (CGT); CG: jauge convectron; P2: purification Ti (Ti-f)/ charbons (CT); STD: détente des gaz et surveillance des pressions; Sp: unité du spectromètre (QMS); TMP: pompes turbo-moléculaires; BG: jauge Baratron; Ti-Zr G: getter

3.2.3. Analyse isotopique : spectrométrie de masse

La spectrométrie de masse permet de détecter et d'identifier des éléments chimiques par mesure de leur masse mono-isotopique. Son principe réside dans la séparation en phase gazeuse de molécules chargées (ions) en fonction de leur rapport masse/charge (m/z).

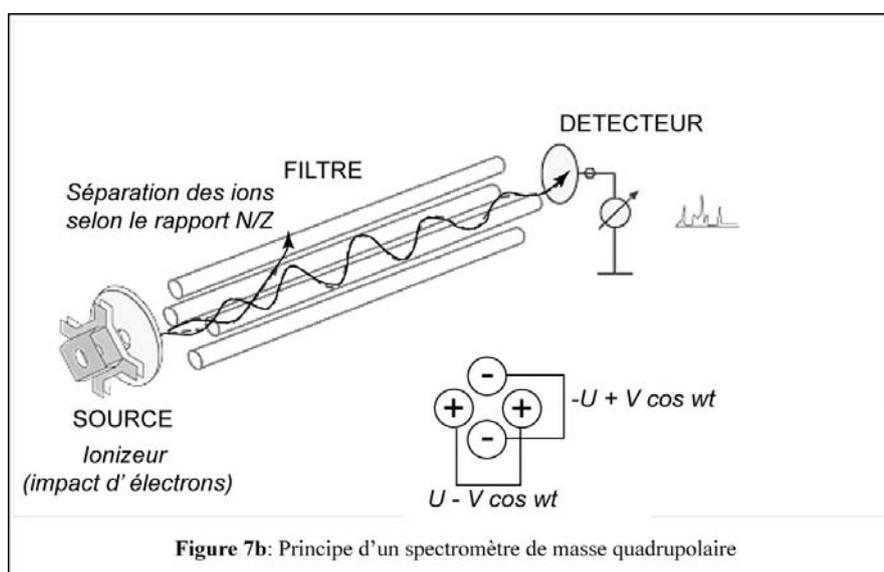
Les spectromètres de masse comportent une source d'ionisation suivie d'un ou plusieurs analyseurs qui séparent les ions produits selon leur rapport m/z , d'un détecteur qui amplifie le signal et mesure l'intensité du faisceau d'ions, et enfin d'un système informatique pour traiter le signal. Le résultat obtenu est un spectre de masse représentant les rapports m/z des ions détectés selon l'axe des abscisses et l'abondance relative de ces ions selon l'axe des ordonnées.



Sur la ligne Hadès (Figure 7a), le spectromètre de masse est un secteur à 180° avec un rayon de trajectoire utile de 6 cm. L'ionisation se fait par le biais d'une source de Nier, où un filament chauffé émet des électrons qui, accélérés vers une anode, interagissent avec les molécules gazeuses de l'échantillon. L'analyseur est équipé d'un aimant permanent à 0.35

Tesla qui permet de dévier les faisceaux d'ions et séparer les masses 36, 38 et 40. Les trois composantes du faisceau sont récupérées simultanément sur un multicollecteur à coupelles de Faraday (Gillot et Cornette, 1986).

En revanche, sur la ligne Ulysse (Figure 7b), nous utilisons un spectromètre de masse quadrupolaire (QMS) du type SXP Elite series, développé par VG. Il a été ensuite adapté à nos propres besoins d'analyse (Rouchon *et al.*, 2008). Le QMS est équipé d'une source à ionisation par impact d'électrons (EI), suivi d'un filtre analyseur (QMF) composé de quatre électrodes cylindriques, disposées en carré (Figure 7b). La tension de l'extracteur de la source a été réglé à 22,9 V avec un pôle bias de 20 V afin d'optimiser le pic des masses 40 et 36. Dans ce générateur à fréquence radio, les ions sont transmis selon un rapport masse / charge (N/Z) spécifique de 0 à 50. Finalement, les ions sont détectés par un multiplicateur d'électrons (EM) placé dans l'axe du filtre, à sa sortie, sous haute tension (HV=1700V, (Rouchon *et al.*, 2008)). Un multimètre Keithley 6485 mesure ensuite le signal du multiplicateur d'électrons. Certaines caractéristiques ont été modifiées afin d'adapter à mes échantillons d'âge relativement jeunes la mesure par QMS (voir paragraphe 4).



Avant son introduction dans le spectromètre de masse, l'argon est détendu depuis le secteur de purification vers le secteur de mesure par un système d'ouverture et fermeture de vannes, et purifié tout au long de la ligne grâce à une succession de mini-pompes getter Zr-Al (Gillot et Cornette, 1986).

Après introduction dans la cellule, un getter permet de purifier continuellement les gaz et évite l'évolution du signal d'argon, notamment celle du pic 40 qui est représentative de la quantité d'argon introduit (Gillot et Cornette, 1986). Nous mesurons directement la hauteur maximale des pics des signaux d'argon 40 et 36 en faisant un réglage manuel de la tension d'accélération des ions. Dans les deux cas, un programme informatique, utilisant la plateforme Labview de National Instruments, a été spécialement développé pour notre système d'analyse.

Contrairement à la technique K-Ar conventionnelle, les isotopes de l'argon sont ici mesurés individuellement et non en rapports isotopiques, ce qui supprime le besoin du spike d'argon 38 de cette méthode (Gillot et Cornette, 1986).

3.2.4. Calibration et correction atmosphérique

La mesure est aisée pour les échantillons d'âge élevé qui ont accumulé une quantité d'argon radiogénique importante et pour lesquels les contaminations par l'argon atmosphérique sont négligeables. Pour les échantillons plus récents, la quantité d'argon radiogénique accumulé est moindre, d'autant plus s'ils sont pauvres en potassium. Dans ce cas, la part de la contamination atmosphérique devient prépondérante. Cette contamination correspond à l'argon atmosphérique occlus dans le minéral lors de sa formation, adsorbé à sa surface ou intégré dans les zones d'altération, ajouté lors de sa préparation (broyage, lavage) ou par les différents matériaux chauffés au cours de la procédure expérimentale d'analyse.

Vers les âges très récents, il est nécessaire d'abaisser le blanc d'analyse et la contamination apportée par la procédure expérimentale, d'où l'importance d'utiliser des minéraux frais et sains, dont l'état de surface ne favorise pas l'adsorption d'argon atmosphérique.

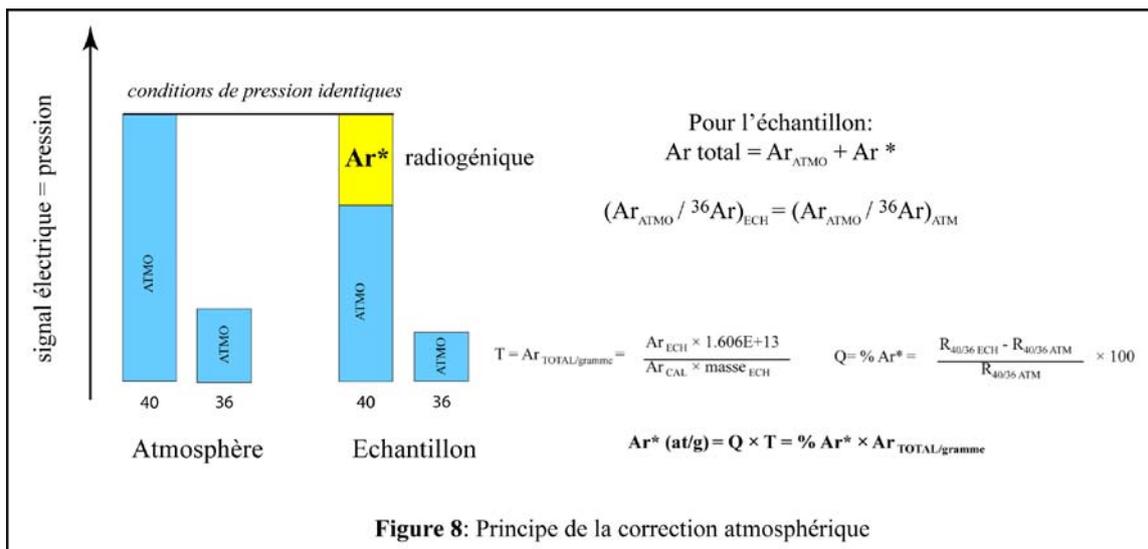
Libéré en profondeur au cours des transformations minérales (fusion, métamorphisme), l'argon migre vers la surface et est libéré dans l'atmosphère où il s'accumule. C'est pour cette raison que l'argon 40 est aujourd'hui l'isotope le plus abondant de l'argon : il est 296 fois plus abondant que l'argon 36, l'isotope initialement le plus abondant et qui ne profite d'aucune réaction radioactive sensible.

La correction atmosphérique, et donc le dosage de l'argon radiogénique, se fait grâce à l'isotope 36 car il est 5 fois plus abondant que le 38 et dont la mesure est ainsi plus précise. Le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ dans l'atmosphère étant déterminé à 296, il est possible de corriger de la contamination atmosphérique (Gillot et Cornette, 1986). En multipliant la valeur du 36 mesuré par le rapport de cet isotope à l'argon 40 dans l'air ($40/36 = 296$) on pourrait déduire la quantité d'argon 40 liée à la contamination atmosphérique dans l'échantillon (Figure 8), et ainsi la quantité d'argon 40 radiogénique par: $^{40}\text{Ar total} = ^{40}\text{Ar radiogénique} + ^{40}\text{Ar atmosphérique}$. Cependant, étant donné que l'on mesure simultanément les isotopes 36 et 40 de l'échantillon et d'une dose d'atmosphère dans les mêmes conditions de pression, on s'affranchi de l'utilisation du rapport de Nier. La teneur en $^{40}\text{Ar}^*$ augmentant avec l'âge, l'incertitude liée à cette correction de la contamination atmosphérique tend à devenir négligeable.

Afin de convertir le signal électrique mesuré en nombre d'atomes de ^{40}Ar , il faut tout d'abord calibrer l'appareil. On compare ainsi l'argon de l'échantillon avec une dose d'argon atmosphérique de référence dont la valeur est connue, calibrée par volumétrie et comparée à des standards internationaux, dont GL-O (Cassinot *et al.*, 1978; Gillot et Cornette, 1986;

Odin *et al.*, 1982). On prélève, par pipetage, de l'air sec dont on connaît le volume introduit et stocké dans une bonbonne. Cette dose calibrée (DC) de 0.1 cm^3 est détendue dans le même volume que le gaz issu de l'échantillon, après bien sûr avoir pompé et fait le vide dans la ligne entre chaque introduction. Le nombre d'atomes d'argon 40 d'une DC a été calibré grâce aux mesures du standard GL-O (Odin *et al.*, 1982) et est estimé à $1,606.10^{+13}$. Ceci permet de connaître le nombre d'atomes d'argon 40 équivalents à une certaine valeur de signal électrique, et d'en déduire ensuite T la teneur en Ar total par gramme d'échantillon.

On effectue une dernière calibration pour la correction atmosphérique avec une dose d'argon atmosphérique (ATM) stockée dans des bonbonnes différentes de celles de la DC. On détend 0.1 cm^3 d'une dose ATM dans un volume différent de celui de l'échantillon, volume que l'on peut ajuster par jeux de vannes et présence de volumes de détente fixes et variables. Pour une même quantité de gaz, plus le volume de détente est petit, plus le signal mesuré est élevé. Le but est d'introduire dans le spectromètre de masse un signal d'ATM d'intensité équivalente à celle du signal mesuré pour l'échantillon (Figure 8), et dont le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ permet de connaître la teneur relative en Ar radiogénique Q (%). On peut noter que cette comparaison directe des rapports d'argon $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{(\text{ECH})}$ et $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{(\text{ATM})}$ nous permet de nous affranchir de l'utilisation de la valeur de référence du rapport isotopique de l'atmosphère. En effet, le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique que l'échantillon a incorporé au moment de sa formation peut être différent du rapport de l'atmosphère moderne et donc le rapport conventionnel de Nier ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 296$) peut ne pas être valide. Il y aura donc un excès apparent d'argon si le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est supérieur à 296, ou une apparente perte d'argon si le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est inférieur à 296.



3.2.5. Dépendance du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ au signal d'argon

La ligne Ulysse ayant été développée pour la datation d'échantillons archéens possédant une quantité élevée d'argon radiogénique, la correction atmosphérique n'était pas nécessaire, et aucun volume variable ou de détente n'était installé. Afin d'adapter la mesure par QMS aux échantillons de la Martinique d'âge relativement jeune (Oligocène à actuel), quelques modifications sont été apportées à l'appareillage développé par Rouchon *et al.* (2008). Nous avons ensuite installé un « volume de détente » d'un volume équivalent à celui du QMS (environ 2 litres). Ainsi, pour des échantillons plus jeunes ou à faible quantité d'Ar* dont le signal mesuré est moitié moins important que celui d'une DC, il est à présent possible de détendre une DC dans un volume deux fois plus grand et d'effectuer une correction atmosphérique. Par contre, le rapport 40/36 est dépendant de l'intensité du signal. En effet, selon la tension à laquelle est soumis le multiplicateur d'électrons EM, les rapports associés aux signaux d'argon très faibles tendaient à diminuer ou varier de façon critique par rapport à la valeur de référence donnée par la DC ou les échantillons standards. En revanche, il semblerait que les signaux d'argon élevés n'aient pas d'influence sur le rapport 40/36. Des tests ont été effectués afin d'optimiser les réglages du EM (Figure 9) en mesurant successivement plusieurs DC dans des volumes différents. Afin d'obtenir des signaux élevés,

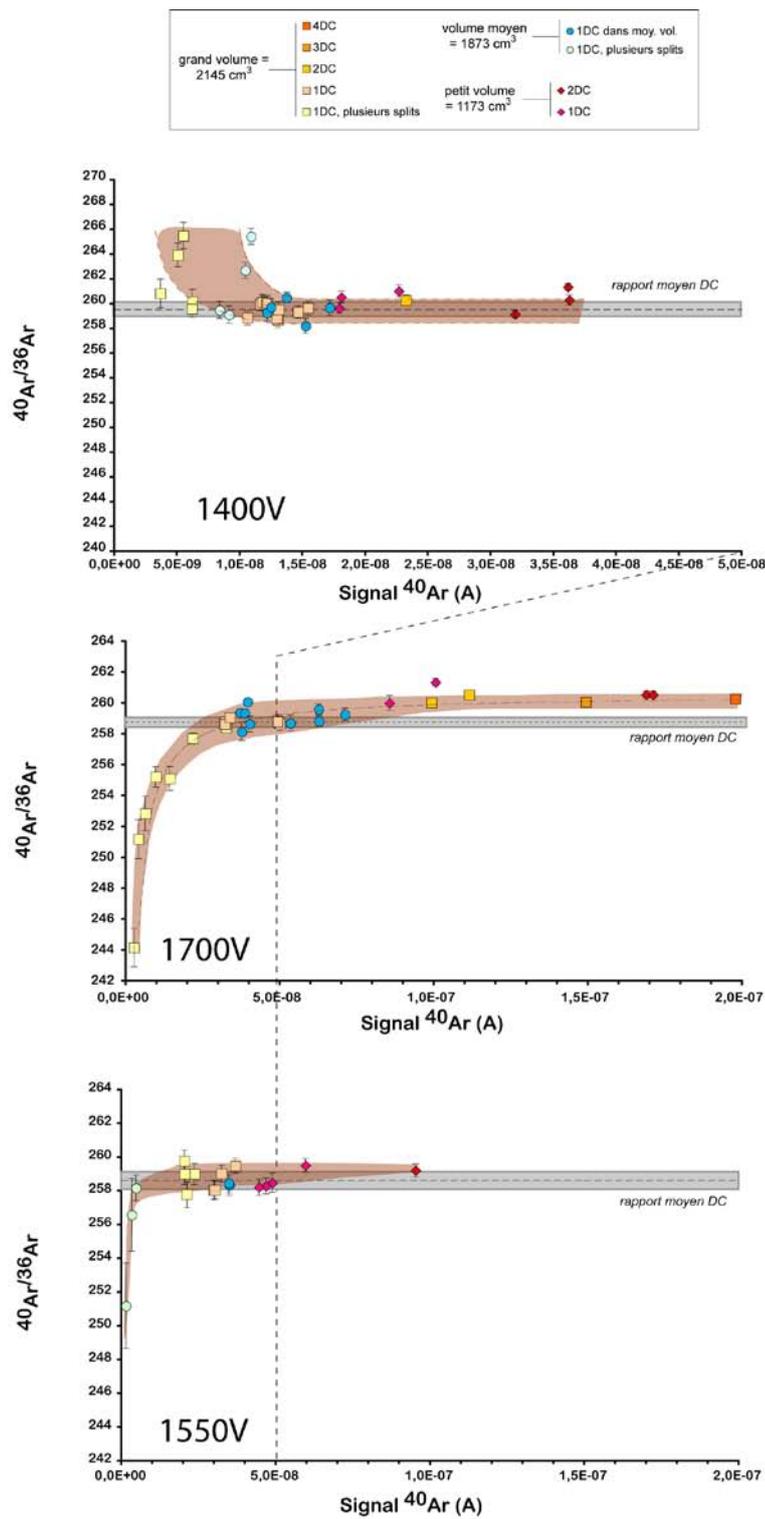


Figure 9

Courbes de dépendance du rapport au signal d'argon en fonction des tensions du multiplicateur d'électrons

nous avons détendu 1 à 4 DC dans le même volume. Au contraire, pour mesurer des signaux très faibles, nous avons du détendre une seule et même DC dans le plus grand volume possible, puis isoler le QMS et pomper l'autre partie des gaz restant dans la ligne. Après ce premier split, nous avons à nouveau détendu le volume contenu dans la cellule dans le grand volume, et ainsi de suite jusqu'à avoir des signaux jusqu'à 8 fois plus faibles que leur valeur initiale. La tension appliquée sur le multiplicateur d'électrons pour laquelle le rapport reste relativement constant quelle que soit l'intensité du signal, et que l'on a retenu pour les acquisitions, est de 1550V (Figure 9). On a pu ainsi établir une correction atmosphérique fiable pour des échantillons jeunes et/ou à faible quantité d'argon radiogénique. En effet, lorsque le multiplicateur d'électrons est réglé sur cette tension, la valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ reste constante depuis des signaux et jusqu'à des valeurs très faibles du signal d'argon 40 (inférieures à 1E^{-8}). Nous avons donc considéré qu'il s'agissait des conditions de mesure les plus stables.

3.2.6. Calcul de l'âge et de l'incertitude

On déduit la teneur d'Ar* en nombre d'atomes par gramme d'échantillon en multipliant simplement les deux valeurs Q (pourcentage d'argon radiogénique) et T (quantité d'argon par gramme d'échantillon) obtenues précédemment :

$T = \text{Ar}_{\text{TOTAL/gramme}} = \frac{\text{Ar}_{\text{ECH}} \times 1.606\text{E}+13}{\text{Ar}_{\text{CAL}} \times \text{masse}_{\text{ECH}}}$	$Q = \% \text{ Ar}^* = \frac{R_{40/36 \text{ ECH}} - R_{40/36 \text{ ATM}}}{R_{40/36 \text{ ATM}}} \times 100$
$\text{Ar}^* \text{ (at/g)} = Q \times T = \% \text{ Ar}^* \times \text{Ar}_{\text{TOTAL/gramme}}$	

Puis, connaissant la teneur en K mesurée par spectrométrie de flamme, et les constantes de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar par capture électronique, on introduit le résultat dans la formule de l'âge :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_{\varepsilon} + \lambda_{\varepsilon'}} \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \right)$$

En ce qui concerne l'incertitude, elle dépend de l'erreur sur la mesure du potassium (σ_{K} : ~1%), de l'erreur sur la valeur de la DC ($\sigma_{40\text{Ar}_{\text{cal}}}$: ~1%), et de la teneur en argon radiogénique ($\sigma_{40\text{Ar}^*}$). Cette dernière est fonction de la teneur en argon radiogénique de l'échantillon (% Ar*). Ainsi, l'incertitude relative de chaque âge est calculée selon (Quidelleur *et al.*, 1999) :

$$\sigma_t = \sqrt{\sigma_{\text{K}}^2 + \sigma_{40\text{Ar}_{\text{cal}}}^2 + \sigma_{40\text{Ar}^*}^2}$$

$$\sigma_{40\text{Ar}^*} = \frac{0.15}{\%{}^{40}\text{Ar}^*}$$

3.3. Limitations

Il existe des limitations dues à la relative instabilité du chronomètre dans le temps liée à la labilité de l'argon et au lessivage du potassium. Ainsi, si les roches ont subi des transformations ultérieures à leur mise en place, la fiabilité de la datation peut être remise en cause (Gillot *et al.*, 2006; Gillot et Lefèvre, 2002).

3.3.1. Perte d'argon

À température ou pression élevée (réchauffement, métamorphisme), la diffusion de l'argon est favorisée. Dans ce cas, il y a perte d'argon et l'âge mesuré apparaîtra trop jeune comparé à l'âge réel de la cristallisation.

3.3.2. Lessivage du potassium

En surface et à température ambiante, il peut y avoir une perte de potassium par lessivage lié à l'altération, alors que l'argon déjà accumulé restera dans le minéral: l'âge potassium-argon apparaîtra alors trop vieux.

On peut s'affranchir de ces deux problèmes principalement grâce à une étude pétrographique attentive, et à l'aide si possible d'analyses chimiques, où la perte au feu nous renseigne sur l'état d'altération de la roche.

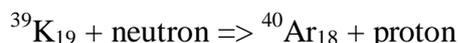
3.3.3. Excès d'argon

Il est possible d'avoir un âge trop vieux s'il y a un excès d'argon lié à l'intégration de phases minérales cristallisées précédemment ou arrachées à la roche encaissante lors de la remontée du magma, ou si la remise à zéro du chronomètre a été imparfaite. La séparation minéralogique et l'analyse de plusieurs phases minérales d'un même échantillon est le seul moyen de s'affranchir au maximum de ce problème.

Une autre cause d'excès d'argon est la remise à zéro imparfaite du chronomètre, c'est-à-dire lorsque les phases minérales n'ont pas complètement dégazé l'argon qu'elles contenaient lors de leur fusion. La technique K-Ar ne permettra d'avoir que des âges apparents intermédiaires entre l'âge de formation de la phase minérale et l'âge réel de sa cristallisation. Dans ce cas, la technique de datation argon-argon ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) permettra de détecter les éventuels excès d'argon.

4. Technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Le principe de cette méthode repose sur l'activation neutronique du ^{39}K (isotope majoritaire) qui se transforme en ^{39}Ar (isotope artificiel) selon la réaction principale:



La période radioactive de l'argon 39 ainsi produit étant de 269 ans (Faure, 1986), il est stable et facilement mesurable.

Pour réaliser l'irradiation, on place divers échantillons dans un tube ainsi que des échantillons de référence régulièrement distribués, dont l'âge et la teneur en potassium sont connus (Figure 10a). Ces standards sont appelés « moniteurs de flux ». Leur dosage après irradiation permettra de déterminer l'efficacité de la transformation du potassium en argon liée au flux de neutrons. L'argon présent dans les moniteurs de flux est extrait sous vide par fusion par paliers de température, et leurs rapports $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ sont mesurés par spectrométrie de masse (Faure, 1986). Dans un diagramme reportant l'âge apparent en fonction de la quantité d'argon 39 relâchée, si le chronomètre a bien été remis à zéro, et si le système est resté fermé depuis la cristallisation, les rapports $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ et donc les âges calculés pour chaque palier doivent être constants et former des plateaux (Figure 10b). Au contraire, si le système a intégré de l'argon ou s'il a été altéré, chaque palier de température fournira un âge différent.

Cette technique a l'avantage de mesurer les abondances relatives du K et de l'Ar simultanément. Le fait de travailler avec des rapports isotopiques permet de s'affranchir de la masse de l'échantillon (quelques mg suffisent) et des problèmes d'inhomogénéité (puisqu'on peut détecter les populations d'âges différents). Lorsqu'on trace dans un diagramme les valeurs des rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, les points correspondant à chaque palier de

température doivent s'aligner sur une isochrone dont la pente est en rapport avec l'âge de l'échantillon (figure 10).

Par contre, les différentes réactions résultant de l'irradiation mettent aussi en jeu du calcium et du chlore. En effet, lors de l'irradiation, les isotopes du calcium (40, 42, 43, 44) et du chlore (35, 37) vont également produire de l'argon (36, 37, 38, 39, 40), ce qui provoquera des interférences avec l'argon issu du potassium. Ceci implique donc une série de corrections, surtout dans le cas d'échantillons jeunes ou ceux qui ont un rapport K/Ca < 1 (Faure, 1986), en irradiant en même temps des sels purs. Cette méthode n'est donc pas adaptée aux roches des Petites Antilles qui ont des teneurs élevées en calcium et qui se sont mises en place en milieu subaérien. Par exemple, Harford et al. (2002) ont appliqué cette méthode à Montserrat. Dans certains cas (MVO755 et MVO139), l'âge apparent diminue avec l'augmentation de température, ce qu'ils interprètent comme une redistribution de l'argon 39 suite à l'irradiation, en partie à cause de phases altérées et de la nature vitreuse des échantillons (figure 10c). Dans un autre cas (MVO152), ils obtiennent des âges différents sur roche totale (223 ± 7 ka), et mésostase (151 ± 4 ka, 2sigma), qu'ils expliquent par la présence de xénocristaux d'environ 434 ± 50 ka induisant un excès d'argon (Harford *et al.*, 2002).

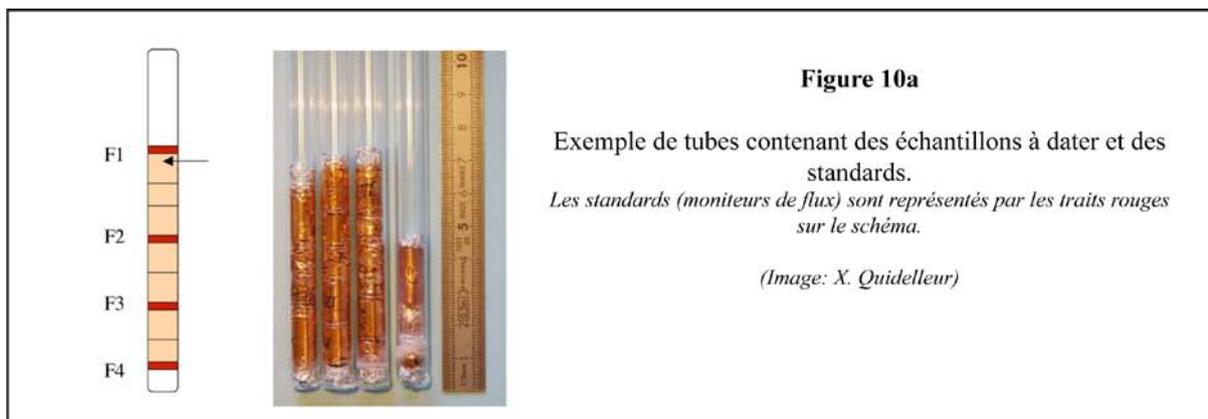


Figure 10a

Exemple de tubes contenant des échantillons à dater et des standards.

Les standards (moniteurs de flux) sont représentés par les traits rouges sur le schéma.

(Image: X. Quidelleur)

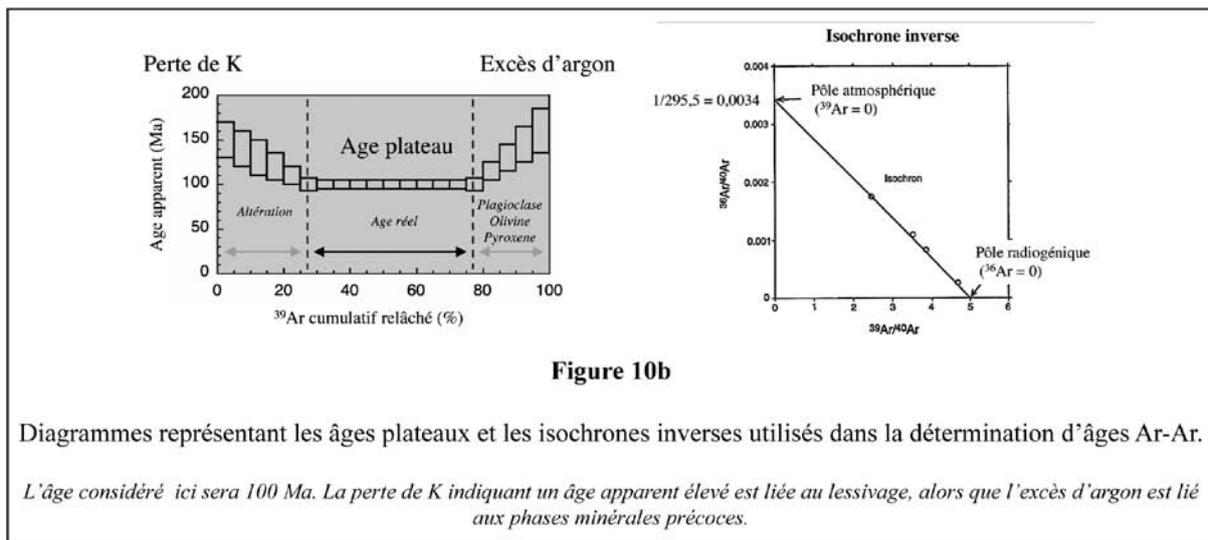


Figure 10b

Diagrammes représentant les âges plateaux et les isochrones inverses utilisés dans la détermination d'âges Ar-Ar.

L'âge considéré ici sera 100 Ma. La perte de K indiquant un âge apparent élevé est liée au lessivage, alors que l'excès d'argon est lié aux phases minérales précoces.

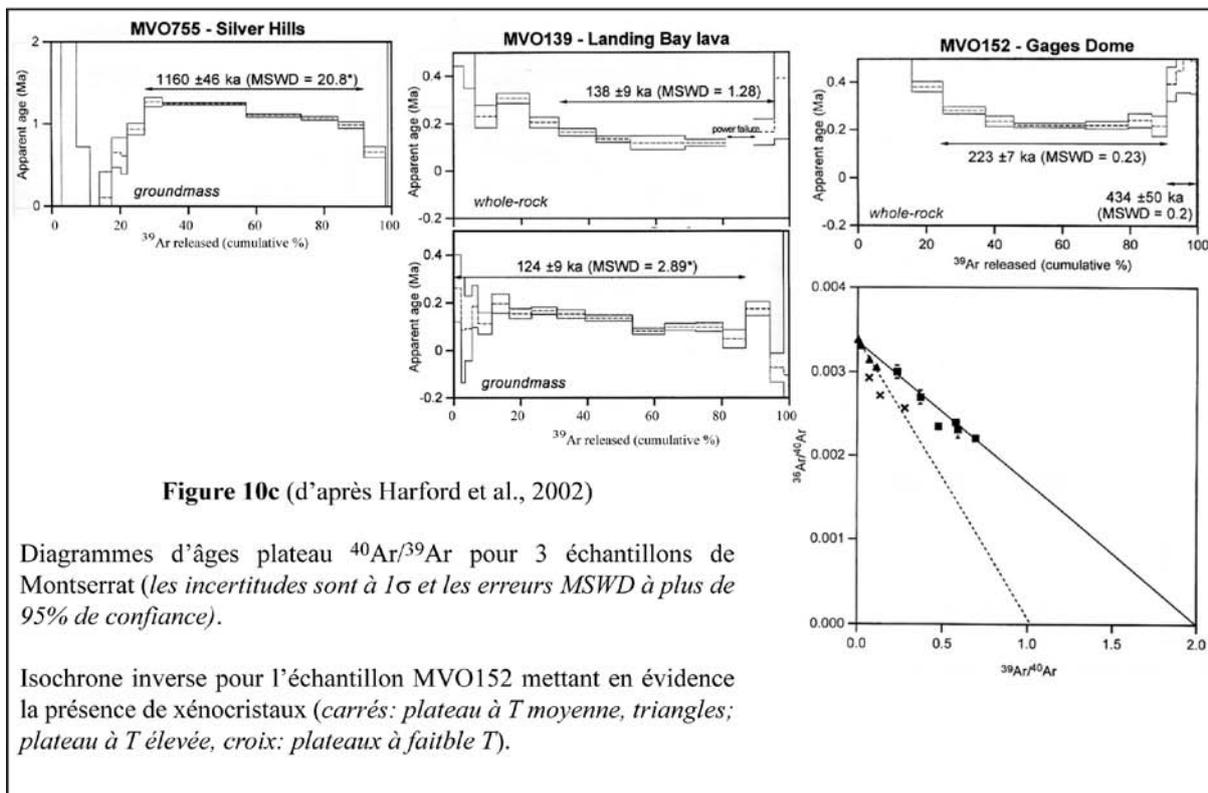


Figure 10c (d'après Harford et al., 2002)

Diagrammes d'âges plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour 3 échantillons de Montserrat (les incertitudes sont à 1σ et les erreurs MSWD à plus de 95% de confiance).

Isochrone inverse pour l'échantillon MVO152 mettant en évidence la présence de xénocristaux (carrés: plateau à T moyenne, triangles; plateau à T élevée, croix: plateaux à faible T).

5. Interprétation des résultats K-Ar : idéogrammes

Lors de cette étude, nous avons obtenu un soixantaine d'âges K-Ar sur les formations volcaniques de la Martinique, en utilisant à la fois un spectromètre de masse à champ magnétique, et un spectromètre de masse quadrupolaire. Les résultats sont présentés et discutés dans chacun des chapitres de ce manuscrit ainsi que dans la synthèse générale.

Afin de discuter des durées d'activité des différents complexes, nous avons utilisé des spectres de probabilité d'âges, appelés idéogrammes. Ce type de diagramme a été proposé par Deino et Potts (1992) pour une meilleure représentation des résultats, en s'affranchissant des éventuels biais d'échantillonnage, qui peuvent créer des pics ou des hiatus (peu ou trop d'âges sur une même formation), en incorporant les incertitudes d'analyse. Ce spectre est la somme de la distribution gaussienne des probabilités d'analyse individuelles.

La probabilité gaussienne P est calculée pour chaque âge et chaque intervalle de temps en fonction de l'incertitude analytique σ , avec Δ la différence entre la valeur d'un âge en abscisse et l'âge de l'analyse (Deino et Potts, 1992) :

$$P = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{\left(\frac{-\Delta^2}{2\sigma^2}\right)}$$

Pour chaque abscisse, on calcule la probabilité de chaque âge, puis on fait la somme des probabilités de tous les âges mesurés (Table 1).

Abscisses : intervalle d'âges	Ordonnées : Σ des probabilités	âge(1) $\pm 1 \sigma_{(1)}$	âge(N) $\pm 1 \sigma_{(N)}$
x(1)	P(1)+P(...)+P(N)	P(1) avec $\Delta=x(1)-\hat{\text{âge}}(1)$	P(N) avec $\Delta=x(1)-\hat{\text{âge}}(N)$
x(n)	P(1)+P(...)+P(N)	P(1) avec $\Delta=x(n)-\hat{\text{âge}}(1)$	PN avec $\Delta=x(n)-\hat{\text{âge}}(N)$

Table 1 : Tableau de calcul des probabilités pour N âges K-Ar. La gamme d'âges choisis en abscisses doit être supérieure à l'intervalle déterminé par les âges K-Ar.

L'idéogramme est la courbe qui représente la somme des probabilités par rapport aux âges en abscisses (intervalle choisi en fonction de la gamme d'âges obtenus par les datations K-Ar), comme par exemple ici l'idéogramme obtenu à partir des 6 âges K-Ar des échantillons du Complexe du Conil (cette étude).

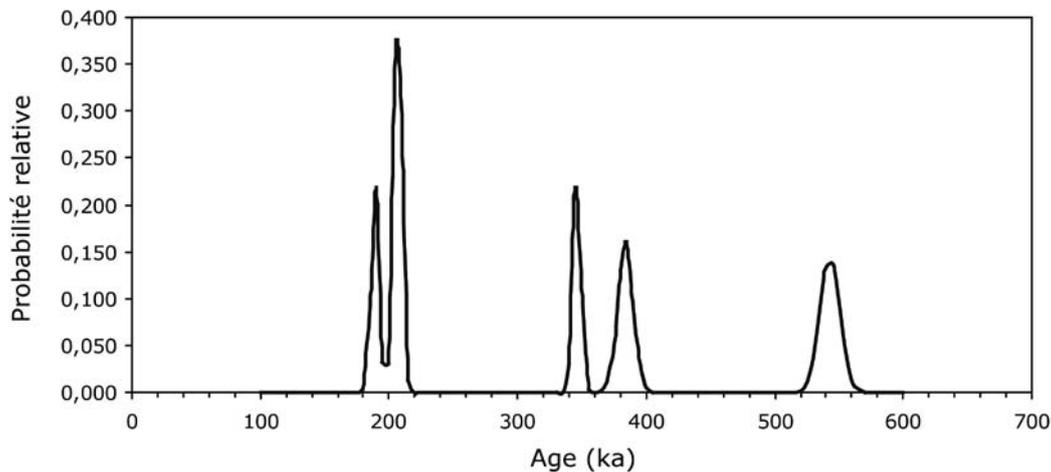


Figure 11 : Ideogramme obtenu à partir des 6 âges K-Ar du Complexe du Conil, compris entre 189 et 543 ka, en ayant choisi un intervalle de temps pour les abscisses de 5 ka ($\Delta = 5 - \text{âge K-Ar}$) et une gamme d'âges en abscisses de 0 à 700 ka.

De tels diagrammes seront interprétés en tant que durée d'activité des phases de construction d'un édifice ou d'un complexe. En effet, on considèrera qu'une forte probabilité est représentative d'une augmentation du taux d'éruption se caractérisant par un pic d'activité. A l'inverse, une dépression indiquera une période plus calme ou sans activité volcanique. Evidemment, ce type d'interprétation n'est réalisable qu'à partir d'un certain nombre d'analyses couvrant une gamme spatio-temporelle suffisante pour couvrir l'histoire d'un complexe volcanique. Ce genre d'étude est donc peu adapté si l'on a daté uniquement des dômes (e.g. Complexe du Carbet) ou des volcans monogéniques (Trois Ilets) où les pics de probabilité correspondront à 1 éruption. Nous avons utilisé les idéogrammes pour le Morne Jacob et l'arc intermédiaire, seuls complexes pour lesquels nous avons obtenu plus d'une dizaine d'âges K-Ar sur une surface de plusieurs centaines de km².

Conclusion

Nous avons présenté dans cette annexe les principes de la méthode K-Ar Cassinol-Gillot. La gamme d'âges couverte par cette méthode va de l'Archéen aux temps historiques, soit l'équivalent de celle couverte par l'ensemble des méthodes de datation.

Cette technique requiert un échantillonnage et une préparation rigoureux afin de travailler sur des phases minérales saines et homogènes. En datant la mésostase ou les plagioclases microlithiques, nous nous assurons d'avoir des phases dont le chronomètre a été mis à zéro au moment de leur cristallisation.

D'autre part, la méthode Cassinol-Gillot bénéficie d'une trentaine d'années d'améliorations constantes du protocole et des appareils d'analyse. En effet, les conditions de mesure très stables de nos spectromètres de masse permettent de détecter des teneurs très faibles d'argon radiogénique (0.1 %), ce qui accroît la précision des âges obtenus, et ce sur spectromètre à champ magnétique ou quadropolaire.

Nous avons vu, et d'autres méthodes l'ont prouvé, que la méthode de datation K-Ar Cassinol-Gillot est parfaitement adaptée à la datation des laves des Petites Antilles grâce aux nombreux avantages qu'elle prodigue, comme l'analyse de phases minérales séparées, et la possibilité de dater des laves pauvres en potassium et/ou jeunes. En effet, ces laves étant riches en calcium, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont peu fiables compte-tenu, entre autres, des effets de recul d'argon. Par contre, la méthode K-Ar ne nous permet pas d'identifier les éventuels excès d'argon. Nous pouvons toutefois valider nos âges sur mésostase en les comparants aux âges obtenus sur plagioclases.

- ANNEXE II -

Tableau synthétique des nouveaux âges K-Ar

- ANNEXE II -
Tableau synthétique des nouveaux âges K-Ar

Arc	Phase	Echantillon	Localisation	Long (m)	Lat (m)	Matériel	Fraction (μm)	Densité	K (%)	masse fondue (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (at/g)	Age (Ma)	1 σ (Ma)	Incert. (%)	Age moyen \pm 1 σ (Ma)
ARC ANCIEN	Complexe de Base	07MT82	Mondésir	730379	1598560	Pâte	80-125	2,73-2,81	0,488	0,30693	22,50%	1,31E+13	25,46	0,40	1,56	24,82 \pm 0,41
		07MT113	Pointe du Diable	727339	1635048	Pâte	63-125	2,62-2,64	0,831	0,35869	39,36%	2,12E+13	24,23	0,38	1,46	
													24,08	0,36	1,46	
	Série de Sainte Anne	06MT66	La Source	730680	1601208	Pâte	125-250	2,56-2,058	1,166	1,28367	82,88%	3,05E+13	24,89	0,35	1,43	24,84 \pm 0,35
													0,32911	81,87%	3,04E+13	
		06MT67	La Source	730680	1601208	Plagio.	125-250	2,63-2,70	0,212	1,43480	73,13%	5,54E+12	24,86	0,35	1,43	24,42 \pm 0,35
		06MT53	Habitation Balata	725910	1632548	Pâte	125-250	2,67-2,68	0,653	1,00692	46,49%	1,61E+13	23,48	0,34	1,45	23,39 \pm 0,34
													07MT80	Trou Cadia	735107	
		07MT79	Anse la rose	734169	1600663	Pâte	125-250	2,69-2,71	0,852	0,30348	28,65%	2,04E+13				22,81
07MT114	Pointe Caracoli												728903	1632966	Pâte	63-125
		23,02	0,33	1,51	22,92 \pm 0,35											
									0,31003	13,09%	2,01E+13	20,78	0,39	1,82	20,84 \pm 0,38	

- ANNEXE II -

Tableau synthétique des nouveaux âges K-Ar

Arc	Phase	Echantillon	Localisation	Long (m)	Lat (m)	Matériel	Fraction (μ m)	Densité	K (%)	masse fondue (g)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (at/g)	Age (Ma)	1 σ (Ma)	Incert. (%)	Age moyen \pm 1 σ (Ma)	
ARC RECENT	Volcan bouclier du Morne Jacob Phase 1	06MT32	En Bas Bois	708363	1641019	Plagio.	125-250	2,74-2,80	0,017	1,36683	1,76%	8,44E+10	4,74	0,28	8,65	5,13 \pm 0,08	
							Pâte	125-250	2,80-2,85	0,435	1,18951	27,57%	2,34E+12	5,14	0,08		1,52
		06MT23	Habitat Durand	709899	1636982	Pâte	125-250	2,76-2,80	0,574	1,40104	18,07%	2,90E+12	4,83	0,07	1,64		4,86 \pm 0,07
		07MT112	Basse Gondeau	712658	1617621	Pâte	125-250	2,97-3,05	0,730	1,26251	24,54%	3,70E+12	4,85	0,07	1,54		4,86 \pm 0,07
		06MT33	Pointe pain de sucre	714345	1638196	Pâte	125-250	2,84-2,87	0,396	1,16961	17,49%	1,85E+12	4,47	0,07	1,65		4,48 \pm 0,07
	1,11212															17,01%	
	06MT22	Morne Palmiste	703000	1597000	Pâte	125-250	2,82-2,85	0,148	1,40359	5,28%	6,83E+11	4,41	0,10	3,17	4,46 \pm 0,10		
																1,40016	5,59%
	06MT34	Morne la Croix	714585	1637927	Pâte	125-250	2,74-2,75	0,702	1,28511	28,06%	3,02E+12	4,11	0,06	1,51	4,10 \pm 0,06		
																1,09919	20,87%
	Volcan bouclier du Morne Jacob Phase 2a	06MT30	Trace des Jésuites	705291	1630936	Pâte	125-250	2,69-2,73	0,120	1,40016	1,80%	4,00E+11	3,19	0,18	8,46	3,01 \pm 0,19	
																	1,03380
06MT20		Fonds St Denis	701644	1629705	Pâte	125-250	2,62-2,64	1,493	1,34381	20,87%	4,12E+12	2,64	0,04	1,59	2,65 \pm 0,04		
																1,29079	24,07%
06MT13		Morne du Lorrain	706919	1629243	Pâte	125-250	2,56-2,61	1,521	1,39927	14,82%	4,02E+12	2,53	0,04	1,74	2,55 \pm 0,04		
																1,00009	26,74%
<u>04MT08</u>	<i>Pont de la Campbeilh</i>	698102	1627970	<i>Pâte</i>	125-250	2,69-2,82	1,545	1,46515	65,96%	3,68E+12	2,28	0,03	1,43	2,27 \pm 0,03			
															1,49911	52,19%	3,65E+12
06MT08	Pont de la Campbeilh	698102	1627970	Pâte	125-250	2,71-2,74	1,505	1,39617	58,04%	3,58E+12	2,28	0,03	1,44	2,27 \pm 0,03			

- ANNEXE II -
Tableau synthétique des nouveaux âges K-Ar

Arc	Phase	Echantillon	Localisation	Long (m)	Lat (m)	Matériel	Fraction (µm)	Densité	K (%)	masse fondue (g)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (at/g)	Age (Ma)	1σ (Ma)	Incert. (%)	Age moyen ± 1σ (Ma)
ARC RECENT	Volcan bouclier du Morne Jacob Phase 2b	06MT25	Morne Balisier	701210	1633424	Pâte	125-250	2,59-2,63	2,005	1,40050	69,84%	4,44E+12	2,12	0,03	1,43	2,12 ± 0,03
										1,36342	75,61%	4,46E+12	2,13	0,03	1,43	
		06MT10	Morne Bellevue	708963	1630045	Pâte	125-250	2,60-2,65	1,996	1,41197	80,48%	4,34E+12	2,08	0,03	1,43	2,11 ± 0,03
										1,39884	78,89%	4,47E+12	2,14	0,03	1,43	
		06MT15	Morne La Piquone	704370	1634008	Pâte	125-250	2,66-2,70	1,604	1,39816	47,43%	3,46E+12	2,06	0,03	1,45	2,04 ± 0,03
										1,41134	65,35%	3,39E+12	2,02	0,03	1,43	
		07MT118	St Etienne	713298	1625017	Pâte	100-200	2,64-2,65	1,354	1,17781	45,15%	2,69E+12	1,90	0,03	1,45	1,93 ± 0,03
										1,34583	54,33%	2,77E+12	1,96	0,03	1,44	
		<u>04MT04</u>	<i>L'Enclos</i>	<i>704533</i>	<i>1617768</i>	<i>Pâte</i>	<i>125-250</i>	<i>2,60-2,63</i>	<i>1,680</i>	<i>1,47400</i>	<i>51,84%</i>	<i>3,28E+12</i>	<i>1,87</i>	<i>0,03</i>	<i>1,44</i>	<u>1,87 ± 0,03</u>
										<i>1,49923</i>	<i>51,37%</i>	<i>3,29E+12</i>	<i>1,87</i>	<i>0,03</i>	<i>1,44</i>	
		06MT38	Cascade Absalon	705100	1623548	Pâte	125-250	2,64-2,667	1,687	1,40910	67,82%	3,29E+12	1,86	0,03	1,43	1,86 ± 0,03
										1,38433	62,93%	3,28E+12	1,86	0,03	1,43	
		<u>04MT01</u>	<i>Bellevue</i>	<i>697682</i>	<i>1631696</i>	<i>Pâte</i>	<i>125-250</i>	<i>2,60-2,64</i>	<i>1,523</i>	<i>1,48139</i>	<i>39,88%</i>	<i>2,95428E+12</i>	<i>1,80</i>	<i>0,03</i>	<i>1,46</i>	<u>1,81 ± 0,03</u>
										<i>1,51994</i>	<i>54,22%</i>	<i>2,98741E+12</i>	<i>1,82</i>	<i>0,03</i>	<i>1,44</i>	
		07MT101	Ravine Vilaine	708311	1617610	Pâte	125-250	2,63-2,65	1,575	1,42668	39,88%	2,95E+12	1,80	0,03	1,46	1,81 ± 0,03
										1,29374	54,22%	2,99E+12	1,82	0,03	1,44	
		06MT19	Morne Chopin	697823	1628042	Pâte	125-250	2,60-2,65	1,625	1,41342	25,89%	2,94549E+12	1,73	0,03	1,53	1,75 ± 0,03
										1,39819	51,42%	2,98256E+12	1,76	0,03	1,44	
		06MT24	Morne Quatre-Vingt	707555	1635357	Pâte	125-250	2,61-2,64	1,592	1,40121	45,87%	2,88E+12	1,73	0,02	1,45	1,72 ± 0,02
										1,39613	43,46%	2,85E+12	1,71	0,02	1,46	
06MT16	Morne des Cadets	699750	1630099	Pâte	125-250	2,73-2,77	1,179	1,39483	42,56%	1,97E+12	1,60	0,02	1,46	1,61 ± 0,02		
								1,39346	53,94%	2,00E+12	1,63	0,02	1,44			
06MT14	Morne Jacob	705942	1633581	Pâte	125-250	2,61-2,66	1,544	1,40043	57,36%	2,48E+12	1,54	0,02	1,44	1,53 ± 0,02		
				Pâte	63-125	2,61-2,66	1,523	1,41633	38,28%	2,42E+12	1,52	0,02	1,47			
				Plagio.	63-125	2,66-2,70	0,312	1,40122	14,93%	4,92E+11	1,51	0,02	1,73			

- ANNEXE III –

ARTICLE

***Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun
Matru Volcanic Field (Argentina)***

Germa A. ; Quidelleur, X.; Gillot, P.-Y. and Tchiliguirian, P.

Submitted to J.South AM. Earth Sc., Under Review

Volcanic evolution of the back-arc pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina)

Germa, A.^{1,*}, Quidelleur, X.¹, Gillot, P.Y.¹, and Tchilinguirian, P.²

¹ *Laboratoire de Géochronologie UPS-IPGP, Département des Sciences de la Terre - UMR CNRS
8148 IDES, Bat. 504, Université Paris Sud, 91405 Orsay Cedex, France*

² *SEGEMAR, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.*

*corresponding author: Germa Aurélie

Fax number: +33 (0) 1 69 15 48 91 / e-mail adress: aurelie.germa@u-psud.fr

Word count (abstract: 368; main text: 4876)

Submitted to J.South AM. Earth Sc., 26/06/08, Under Review

Abstract

For the first time, about thirty volcanic formations of the back-arc Payun Matru Volcanic field (PMVF, Argentina, 36°S, 69°W) have been sampled for K-Ar geochronology and geochemistry in order to reconstruct the eruptive history of this key province in the Andean back-arc. The PMVF has been built since final Pleistocene until present with ages ranging from 280 ± 5 to 7 ± 1 ka. Erupted lavas belong to calc-alkaline series, with characteristics of both arc and intra-plate magmas. From previous studies, three main units are distinguished: (1) a basaltic field (Los Volcanes), which covers a large surface of the PMVF, composed of strombolian cones and associated lava flows emitted from 300 ka to Holocene times, (2) the stratovolcano Payun, with intermediate compositions, built around 265 ka, and (3) the shield volcano Payun Matru s.s. characterized by trachytic compositions and a large summit caldera. The earlier stages of the Payun Matru volcano are not dated, but we constrain the major explosive event, related to the eruption of a widespread ignimbrite and to the formation of the caldera, between 168 ± 4 ka (internal wall of caldera) and 82 ± 1 ka (flow within the caldera). Based on the geochemical similarities of the ignimbrite and the upper lava flow of the pre-caldera cone, we suggest that the age of this event is most probably located at the older end of this interval. Numerical modeling using GIS program has been used to reconstruct the morphological evolution for Payun Matru volcano before and after the caldera collapse. The ancient edifice could be modelled as a flattened cone, 2 300 m high, with a volume of about 240 km^3 . The ignimbrite eruption associated with the Payun Matru caldera formation could be related to the regional tectonic environment, which is characterized by multiple Plio-Pleistocene extensional stages during the last 5 Myr. The evolution of the Nazca plate subduction from a flat slab to a normal dip induced an input of fluid mobile elements and asthenosphere plume-like mantle source beneath the Patagonian lithosphere, which yields the observed intraplate signature. We also interpret this geodynamic evolution as the

influence of extensive processes in the upper crust leading to caldera forming eruptions as observed throughout this province.

Keywords: Andes, Payun Matru, back-arc volcanism, caldera, K-Ar dating, Quaternary

1. Introduction

The studied area is located to the north of the Andean Southern Volcanic Zone (SVZ; 33°30' to 46°30'S), a 1000-km-long volcanic chain (Fig. 1). One of the interests of the studied region lies in the relationship between wide ranges of back-arc volcanic products in this particular location of the SVZ, where several successive stages of flat to normal subduction have been recognized (Kay et al., 2006). Recently, studies have been focused on the surrounding zone to characterize the back-arc basaltic volcanism at this latitude (Bermudez et al., 1993; Delpino, 1993; Inbar and Risso, 2001a; Inbar and Risso, 2001b; Risso et al., 2008) but less attention has been paid to evolved rocks and andesitic volcanoes. The aim of the present study is to provide a time constrained geochemical dataset in order to widen out investigations to evolved rocks and to reconstruct the volcanic history of the Payun Matru Volcanic Field (PMVF). In this paper, we first present geochronological data (K-Ar dating) obtained for 14 samples from the whole complex. Then, we describe geochemical data of 31 representative samples. Finally, a morphological study (DEM) of the PMVF is used to complete our interpretations.

2. Geological setting

2.1. Regional Setting

The Payun Matru Volcanic Field (PMVF, from 36°10'S to 36°35'S) belongs to the back-arc volcanism of the Andean range in Argentina, at about 530 km east of the Nazca plate subduction trench (Fig. 1). In the area investigated here, to the northern end of the SVZ (35° - 39°S), Quaternary volcanism is identified as both arc volcanism in the principal cordillera and back-arc volcanism in the Mendoza-Neuquén province due to periods of flat subduction during the Miocene (Kay et al., 2006; Ramos and Kay, 2006). The steepening of the slab to the present geometry since 5 Ma caused westward migration of the arc volcanism at the present active front location, and induced hot asthenosphere upwelling, implying mantle plume-like dynamics beneath the Patagonian lithosphere and preferential melting of hydrated mantle (James and Sacks, 1999; Kay et al., 2004; Ramos and Folguera, 2005). These was followed by occurrence of extensional faults which could be the cause of the formation of large Quaternary collapse calderas in the Neuquén Andes to the east of the forearc (Fig. 1), with intraplate chemical signature: Planchon-Azufre (35°15'S, 70°33'W; < 0.55 Ma), Calabozos (35°33'S, 70°30'W; 0.8 – 0.15 Ma), Bobadilla (36°00'S, 70°30'W; 0.3 Ma), Domuyo (36°34'S, 70°25'W; 2.5 Ma), Palao Caldera (36°52'S, 70°19'W; 5 – 3 Ma), Trohunco (37°18'S, 71°01'W; 3.2 Ma), Copahue (37°51'S, 71°09'W; 4 – 2.6 Ma), Pino Hachado Volcanic complex (38°40'S, 70°53'W; 5 – 1.4 Ma), Caldera del Agrio (37°40'S, 71°00'W; 2.5 – 0.8 Ma), among others (Davila et al., 2004; Folguera et al., 2005; Kay, 2002; Kay, 2005; Kay et al., 2006; Kay et al., 2005; Kay et al., 2004; Kay and Mpodozis, 2002; Munoz et al., 2000; Ramos and Kay, 2006; Riller et al., 2001; Stern et al., 1990).

The back arc region at this latitude (Fig. 1) is characterized by the Andino-Cuyana Basaltic Province (ACBP) which is constituted of two main Plio-Quaternary volcanic fields covering 15 900 km²: the Llancanelo Volcanic field (LLVF) between 35 and 36°S, and the Payun Matru Volcanic field (PMVF), south of 36°S, also called Payenia (Bermudez et al., 1993; Bertotto et al., 2006; Ramos and Kay, 2006). They display a wide range of magmatic compositions from basalts to andesites, with the presence of isolated andesitic volcanic centers, Payun Matru and Cerro Nevado (Delpino, 1993). Numerous basaltic lava fields, constituted of hundreds of effusive monogenic centers of Pleistocene and Holocene age (Inbar and Risso, 2001b), and lined up with normal faults and fractures, are also present. With about 800 parasitic cinder cones, the ACBP has the highest number of monogenetic volcanoes in South America (Bertotto et al., 2006; Inbar and Risso, 2001b; Risso et al., 2008). Previous studies have shown that faults and fractures can be associated to extensive processes during the Plio-pleistocene (Arana Saavedra et al., 1984; Bertotto et al., 2006; Folguera et al., 2005; Kay, 2005; Kay et al., 2006; Kay et al., 2005; Ramos and Folguera, 2005; Ramos and Kay, 2006), which favor ascent of homogeneous magmas and their rapid eruption over a wide area (Bermudez et al., 1993; Inbar and Risso, 2001b; Kay et al., 2005). These products have features of both back-arc alkali basalts and orogenic arc basalts, which could be linked to the melting of “wet-spot” mantle and “hot-spot” like asthenospheric conditions (Kay et al., 2004), erupted through a slab-window formed with the subduction of spreading ridges (Kay, 2002; Kay et al., 2004).

2.2. Geology of the PMVF

The PMVF (Fig. 2) covers an area of 5200 km² at a mean altitude of 2000 m above sea level. It is characterized by a vast diversity of volcanic morphologies, compositions and

emitted products. It is constituted of a basaltic field named Los Volcanes, with hawaiian and strombolian activity along east-west trending fractures, and of two evolved volcanoes, the Payun Matru Volcano, and the Payun Volcano. Payun Matru Volcano has a large elliptical caldera 9 x 7 km wide, associated with an ignimbritic phase named El Portezuelo formation (Gonzales Diaz, 1972), which outcrops dominantly north and south of the volcano, and covers an area of 2200 km² (Gonzales Diaz, 1972). This ignimbrite emplacement, probably resulting from the collapse of a plinian column, has been interpreted as a result of the sudden draining of the magma chamber followed by the collapse of the volcano summit. More recent trachytic lava flows and trachyandesitic lava domes (Delpino, 1993; Gonzales Diaz, 1972) were emplaced along the caldera rim, where magma ascent was made easier by fractures and faults. The highest point of the PMVF is the Pleistocene 3680 m high Payun stratovolcano, located at the SW of the Payun Matru volcano (Gonzales Diaz, 1972). It is an 1800 m high cone-shaped stratovolcano with a summit crater slightly opened to the north. All flanks of the volcano are affected by erosion, with deeply incised radial canyons, suggesting that magmatic activity has now ceased.

Two basaltic fields with a total of more than 300 eruptive centers, mostly occurring along east-west-trending fissures are found in the PMVF. The oldest lava flows are pahoehoe type, whereas the youngest are aa type lavas (Inbar and Risso, 2001b). West of Payun Matru Volcano lies the volcanic field "Los Volcanes" with about 100 strombolian cones and associated basaltic flows forming the lava field bounded to the west by the Rio Grande river (Fig. 2). To the east of the PMVF, Pleistocene to Holocene basaltic flows extending as far as 25 km from the caldera rim, as well as lapilli cones, have been related to east-west trending fractures, (Gonzales Diaz, 1972). This field includes an old and a younger group named Guadaloso and El Rengo groups, respectively (Inbar and Risso, 2001b). Based on morphological studies, Inbar and Risso (2001) proposed that the cones of the Guadaloso

group (75% of them) are of Plio-Pleistocene age, while the cones of the El Rengo group are similar to the Lower Tromen group and Los Volcanes emplaced during the Holocene, with some eruptions less than 1 ka (Inbar and Risso, 2001b). The latter age is supported by the strikingly dark, unweathered basalt (Fig. 2) and local Indian tribes oral tradition (Inbar and Risso, 2001a; Inbar and Risso, 2001b).

3. Samples and methods

3.1. Sampling strategy

Thirty-two hand-size rock samples were collected from fresh lava flows and scoria cones from the three volcanic systems (Los Volcanes, Payun Volcano, Payun Matru Volcano) during two fieldtrips in November 2002 and 2003. Twelve basalts from the Los Volcanes field have been sampled over a surface covering the entire field (88Q, 88R, 88S, 88Y, 88AB, 94N, 94P, 94Q, 94W, 94U, 94V, 94AD and 94AF, Fig.2). We sampled eight lava flows from the base to the summit of the Payun stratocone (94AR, 94AP, 88AC, 94AS, 94AN, 94AO, 94AQ and 94AT), together with a scoria cone at the base of the volcano (88AD). We have sampled lavas from the inner wall of the Payun Matru caldera (pre-collapse volcanism, samples 94AM and 94AH, Fig. 2) and from the ignimbrite (94T1, 94T2, and 88AA). Post-collapse lava flows filling the depression (94AI and 94AL, Fig. 2), lying on the external slopes (88Z, 94AE) and from a pumice fall deposit (94AG) were also sampled within the Payun Matru volcano.

3.2. Geochronology

We have used the K-Ar dating method based on the Cassagnol-Gillot technique (Cassagnol and Gillot, 1982; Gillot and Cornette, 1986) on carefully selected samples. In order to remove any possible gain of argon (excess argon) due to fluids circulations or from xenoliths of older basement rocks, and/or loss of potassium due to weathering, a careful mineralogical separation on the freshest samples was performed following thin sections examinations. Based on phenocrysts size, crushing and sieving at typically 125-250 μm and 250 - 500 μm were performed. Grains were ultrasonically washed with deionized water and a 10% nitric acid solution. Heavy liquids were used to keep groundmass or K-feldspars in narrow density ranges, and to remove mafic phenocrysts and, if present, any slightly weathered fraction. The density ranges are about 2.95 - 3.00 for basalts, 2.80 - 2.85 for intermediate rocks, and 2.60 - 2.65 for evolved lavas. Finally, a Frantz magnetic separator was used to further improve purity of the fraction. As K is preferentially concentrated in the last liquid phase, we have performed our analyses on groundmass separates, except for the pumice 94AG and lava flows 94AE and 94AL for which feldspars have been selected. Note that for these two samples, we have dated both two size fractions (125 - 250 and 250 - 500 μm) at the same density range of 2.60 - 2.63 for sample 94AE, and two fractions of same size (125-250 μm) but different density ranges (2.51 - 2.60 and 2.60 - 2.61) for 94AL. Feldspars from the pumice 94AG were separated within the size range of 125 - 250 μm , and with a density between 2.56 and 2.62.

Potassium and argon were measured at the Laboratoire de Géochronologie Multi-techniques, Orsay (France), from different aliquots of the same mineral preparation, K by flame emission spectroscopy and Ar by mass spectrometry using an instrument similar to the one described in Gillot and Cornette (1986). The limit of detectability of the radiogenic Ar

content is presently of 0.1% (Quidelleur et al., 2001) and makes the Cassinot-Gillot technique especially suitable for very young dating as it allows to obtain K-Ar ages as young as 2 ka with only a few centuries uncertainty (Gillot and Cornette, 1986). Such performance can be achieved because of the very stable analytic conditions of our mass spectrometer, which allows a very accurate atmospheric correction by direct comparison of the dated sample with an air aliquot measured in the exact same Ar pressure conditions. The relative uncertainty on K measurement is about 1% over a range of K contents between 0.1 and 15%. The calibration of the system is obtained by systematic measurements of an air pipette, which is routinely compared to the GL-O standard with its recommended value of $6.679 \times 10^{-13} \text{ at.g}^{-1}$ of radiogenic ^{40}Ar (Odin, 1982). Such calibration introduces an additional relative uncertainty of 1%, which leads to a total relative age uncertainty of about 1.5% for samples of about 1 Ma. However, for younger samples, the uncertainty due to the atmospheric correction dominates and can amount to 100% for sub-historic samples. Potassium and argon were analyzed at least twice in order to obtain a reproducible age within the range of error determined from periodic replicated measurements of dating standards, such as ISH-G, MDO-G (Gillot et al., 1992) and GL-O (Odin, 1982). For age calculations, decay constant and K isotopic ratios of Steiger and Jäger (1977) have been used. All uncertainties quoted here are given at the 1-sigma level. Analytical results are reported in Table 1.

3.3. Geochemistry

The whole-rock elementary compositions (major and trace elements) of the samples have been analyzed by SARM at CRPG (Nancy, France). 200 mg of each sample were melted with LiBO_2 in Pt-Au crucible, and then dissolved with HNO_3 . The solution obtained has been analysed by ICP-AES (Thermo Electron IRIS Advantage) for major and minor elements,

and/or by ICP-MS (Thermo Elemental X7) for 43 trace elements. Calibration has been made with international standards (AN-G, BR, UB-N, DR-N, GH), which underwent the same processing (Carignan et al., 2001; Govindaraju and Mevelle, 1987; Govindaraju et al., 1994). Results are provided in Table 2.

3.4. Volume estimation

Volume estimates were determined using the GIS software ArcView 9.1, from analysis of the DEM (1:90 000) which utilizes a Universal Transverse Mercator (UTM) projection (19S zone) and the World Geodetic System 84 (WGS 1984) model. In order to evaluate the volumes of volcanic edifices, a three-dimensional surface was created. For the Payun volcano, which has a conical shape, we used the present shape and a simple calculation was made to refill the valleys. Eight radial profiles of the present shape of Payun Matru Volcano have been drawn (Fig. 3a) and Bézier curves using the preserved slopes have been extrapolated to approximate a pre-collapse conic shape (Fig. 3b).

4. Results

4.1. Geochronology

Within 1-sigma uncertainty, all 14 K-Ar ages obtained here (Table 1) have been duplicated, which attests for the homogeneity of the mineralogical fraction selected. The mean age and uncertainty have been calculated by weighting each analysis with the amount of

$^{40}\text{Ar}^*$ (Table 1). The ages range from 285 ± 5 ka to less than 7 ka. For the youngest ages (< 50 ka), uncertainty is mainly a function of the radiogenic argon, and varies from 6 ka for basalts (88AB, 88S) to only 1 ka for trachytes (94AE, 94AL). Ages are also reported in Fig. 2b.

4.1.1. Payun Volcano

The four K-Ar ages ranging between 285 ± 5 ka and 261 ± 4 ka (Table 1), demonstrate that the Payun Volcano was built during Pleistocene. The oldest lava flow dated here (88AB, Fig. 2) is slightly away from the main cone and shows that Payun Volcano probably started its construction around 285 ka. The three ages obtained on the main edifice (272 ± 5 ka, 264 ± 6 ka and 261 ± 4 ka) suggest that the volcano has been built within 2 to 20 kyr, and yield a mean age of 265 ± 5 ka.

4.1.2. Los Volcanes

The basaltic eruptions from the PMVF preferentially occurred along the E-W direction, as evidenced by the distribution of strombolian cones, but are present all around the Payun Matru volcano. Because field access was limited, we only consider here the wide basaltic field Los Volcanes, located west of Payun Matru Volcano (Fig. 2). Two ages have been obtained for this area (Table 1). The thick prismatic lava flow, eroded into table-like aspect by the Rio Grande river (88R), has been dated at 233 ± 11 ka. Younger lava flow (such as 88S; 26 ± 5 ka), in some places, have filled the Rio Grande valley forming a natural damp, which was later eroded by the river into deep narrow canyons.

4.1.3. Payun Matru Volcano

The oldest lava flow dated (sample 94AH1; 168 ± 3 ka) belongs to the NE inner topographic wall of the caldera and thus predates the caldera-forming eruption. This event has been associated with the El Portezuelo large extend ignimbritic phase. Unfortunately, dating of both 94T2 and 88AA from this formation was not conclusive because of weathering of the dominant glass fraction, the lack of juvenile minerals, and the occurrence of inherited material from basement rocks due to the explosivity of the eruption. Sample 94AI1, from an intra-caldera trachyandesite flow from the El Mollar group (Gonzales Diaz, 1970), has been dated at 82 ± 1 ka. A white pumice fall deposit (La Planchada, (Gonzales Diaz, 1972)), dated at 37 ± 1 ka (94AG), covers the external and internal slopes of the northwestern rim. The youngest activity within the caldera (Gonzales Diaz, 1970), the Escorial del Matru, has been dated at 7 ± 1 ka (94AG, Table 1). On the NW external slope of the volcano, about four lava flows were emitted from a SW-NE fissure. The longest has been dated at 15 ± 1 ka (94AE) and overlies an older basaltic flow (94AF) dated at 28 ± 5 ka. On the western flank, a massive rhyolitic lava flow (88Z) from the La Calle group (Gonzales Diaz, 1972) has been dated at 26 ± 1 ka. To the south of this flow, the ignimbrite deposit is partially covered by a trachyandesitic lava flow, which yielded a recent age of less than 7 ka (88AB, Table 1).

4.2. Geochemistry

4.2.1. Major elements

In the total alkali versus silica (TAS) diagram (Fig. 4) (Le Bas et al., 1986), the analyzed volcanic rocks fall within the basalt, trachybasalt, basaltic-trachyandesite, trachyandesite and trachyte fields, but basalts fall close to the boundary with the sub-alkaline

series. All lavas are more alkaline than volcanic rocks of the main arc and belong to calc-alkaline series in agreement with earlier studies (Bermudez et al., 1993). Silica contents range between 46.5 wt% and 68.8 wt% and alkali contents between 3.8 wt% and 10.3 wt%. In the K₂O vs SiO₂ diagram, (Fig. 5a), samples from Payun and Payun Matru lie in the shoshonitic series and High-K series domain, whereas samples from Los Volcanes field fall close to the calc-alkaline domain. Taking into account the very low loss on ignition (L.O.I.) of the rocks from PMVF (except for 94T1, 94T2 and pumice 94G.), we did not recalculate the data to an anhydrous basis. From basalts to rhyolites, there is a strong decrease of TiO₂ (2.6 wt% to 0.5 wt%), Fe₂O₃ (12.5 wt% to 3.1 wt%), MgO (8.5 wt% to 0.1 wt%) and CaO (11 wt% to 0.5 wt%). Al₂O₃ concentrations show a large variability in Los Volcanes basalts (16 – 19 wt%) and increase from 16.5 to 18.5 wt% (between 50 – 63 wt% SiO₂), to decrease suddenly to 16 wt% for the most evolved rocks of Payun Matru. The variation of P₂O₅ concentrations across the data set is marked by an increase in the basic rock interval (0.3 to 1% between 46.51 - 54 wt% SiO₂) and a rapid decrease (1 – 0.1 wt%) for the most evolved compositions (55 – 70 wt% SiO₂).

4.2.2. Trace elements

Rare Earth Element (REE) patterns normalized to chondrite show an enrichment in LREE as illustrated in Fig. 6, with (La/Yb)_N ratio ranging from 4.7 to 12.1. Samples from Los Volcanes display rather homogeneous patterns (Fig. 6a), with light LREE enrichment. Diagram for Payun Volcano rocks (Fig. 6b) generally has a higher but rather similar enrichment in LREE, while strong differences are observed for Payun Matru Volcano rocks (Fig. 6c). For the latter, we can distinguish three groups based on the shape of the REE patterns and the silica contents. First, 94AI1 (59 wt% SiO₂), has a different and flat pattern compared to the other samples. It is a lava flow from the caldera floor, probably one of the

first flows emitted after the collapse. Rocks from the inner wall of the caldera and from the ignimbrite constitute a distinct group (60-63 wt.% SiO₂) showing enrichment in HREE (G1: 94AH1, 94T1, 94T2, 88AA). Younger samples from lava flows located inside the depression and on the flanks of the volcano (G2: 94AG, 88Z, 94AE, 94AL; 65-68 wt% SiO₂) have a light enrichment in LREE, and significant negative Eu anomalies.

In the spider diagram (Fig. 7a) normalized to primordial-mantle (Sun and McDonough, 1989), Los Volcanes rocks are characterized by enrichment of incompatible elements of low ionic potential (Rb, Ba, Sr) and low abundances of elements of high ionic potential (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y) like oceanic island basalts (OIB). For the Payun Volcano (Fig. 7b), two groups are distinguished based on their silica contents ranging from 54 to 59 wt% (G3: 94AN, 94AO, 94AQ, 94AT, 88AD) and between 62 and 63 wt% (G4: 88AC, 94AP, 94AS, 94AR) respectively. Rocks from Payun Matru Volcano (Fig. 7c) can be divided into the same groups G1 and G2 as defined using the REE diagrams (Fig. 6). For both volcanoes, Fig. 7b and c display positive Th, U, Ta, Pb, Zr anomalies and negative Ba, Nb, Sr, Eu, Ti anomalies.

Fig. 8 shows a bivariate diagram with Ba/Ta as a function of La/Ta, which is of particular interest to discriminate between geodynamic settings for South America volcanic rocks: increasing Ba/Ta ratios indicate increasing fluids and crustal components, whereas increasing La/Ta ratios indicate increasing arc-like signatures (Kay, 2005; Kay et al., 1994; Kay and Mpodozis, 2002). Intraplate and back arc calc-alkaline group samples have been defined with Ba/La ratios from 12 to 15, while CVZ frontal arc rocks have Ba/La ratios greater than 18 (Kay et al., 1994). Samples from the PMVF studied here show La/Ta ratios lower than 18, and Ba/La ratios between 11 and 20 (Fig. 8), and then fall within the intraplate to far back arc domains as defined by Kay et al. (Kay et al., 1994; Kay et al., 2005). Three samples display much lower Ba/La ratios, due to Ba depletion (Ba < 200ppm, Table 2):

94AE, 94AL and 88Z, the youngest and most evolved samples (with SiO₂ greater than 65 wt%, Fig. 4) within the Payun Matru caldera (Fig.2).

5. Discussions

5.1. Temporal evolution: ages and morphology

The activity of the basaltic field of Los Volcanes has been dominated by effusive and strombolian activity since at least 300 ka, over at least 3000 km².

The Payun volcano has a volume estimated at 40 km³. It has been built between 272 ± 5 and 261 ± 4 ka (Table 1), which yield a duration of about 11 kyr. A construction rate of about 4×10⁻³ km³.yr⁻¹ can be inferred, which is on the same order than the average output rate of 4.4 ± 0.8 ×10⁻³ km³.yr⁻¹ on continental crust (White et al., 2006), of some silicic volcanoes from continental arcs (Mt St Helens: 1.98×10⁻³ km³.yr⁻¹; Volcan San Juan 1.78×10⁻³ km³.yr⁻¹; (Wilson, 1989)), or from continental volcanic field (Davis Mountains, Texas 1.0×10⁻³ km³.yr⁻¹; (Wilson, 1989)). It is of the same order of magnitude than the minimum eruptive rate of ignimbrite volcanism of the Altiplano Puna Volcanic complex (de Silva and Gosnold, 2007). Note that, however, the eruption rate of Payun Volcano is an order of magnitude higher than the peak eruption rates of 0.2–0.3×10⁻³ km³.yr⁻¹ calculated for two young volcanoes from the Tatara-San Pedro Volcanic complex (Singer et al., 1997), located on the Andean range at the same latitude than PMVF and constructed within 930 kyr. The growth rate of these complex based on preserved deposits has been estimated at 0.06×10⁻³ km³.yr⁻¹ (Singer et al., 1997). The back-arc extensional setting location could explain such difference. It is likely that the

eruptive rate calculated for the Payun Volcano is higher than volcanoes located at the same latitude within the Andean range because, there, compressional forces and thick rock pile could strongly limit magma ascent towards the surface.

Based on our new radiometric ages and geochemical analyses, we constrain the Payun Matru Volcano activity in the last 300 kyr rather than during Pliocene, as previously inferred (Kay et al., 2006; Ramos and Kay, 2006). However, the still limited number of ages available (Table 1) prevents us to estimate the output rate for this volcano. The Payun Matru Volcano has a complex morphology and younger lava flows and domes cover its western and eastern flanks, hiding its basal limit. We constrain between 168 ± 3 ka (inner caldera wall) and 82 ± 1 ka (lava flow inside the depression) the caldera-forming eruption. With a GIS reconstruction, the ancient volcano has been modelled as a flattened cone, about 2300 m high, with a basal diameter of about 20 km, and therefore a volume of about 240 km^3 (Fig. 3c). Considering that the actual caldera floor is about 3000 m above sea level, or 1000m above the basement (younger lava flows excepted), we can roughly calculate that the volume removed by the caldera forming eruption is about 25 km^3 .

5.2. Magmatic evolution

Our results show that lavas from the Los Volcanes field were subjected to only a slight fractional crystallization of olivine and oxides (Fig. 5). As shown by their spatial distribution (Fig. 3a), they erupted along an overall WE preferential direction. Magma ascent from the reservoir to the surface through preexisting EW faults was probably favored by crustal extension into a back-arc tectonic setting.

Payun and Payun Matru volcanoes seem to evolve by crystal fractionation of Cpx + Fe-Ti oxides + apatite + plagioclases from the same source (Fig.5). It seems that apatite starts to crystallize in the reservoir before the magma ascent, as shown by the P₂O₅ variation. Plagioclase, sanidine, apatite and magnetite fractionation is also characterized by Ba, Eu, Sr and Ti negative anomalies in evolved rocks (Fig. 5 and Fig.6). Evolved samples from Payun Matru volcanoes also show positive Th and negative Nb anomalies, associated with Ba depletion (<200 ppm), which then cannot be interpreted as a source signature. Figure 9 shows that the SiO₂ content of pre-collapse lava of the Payun Matru volcano (94AH1) is significantly higher than the oldest post-collapse flow (94AI). This can be explained by the partial destruction of the volcano and the subsequent release of edifice load, which may favor renewed eruption of more basic magmas (Pinel and Jaupart, 2000) after the collapse. The deloading first allowed basic magmas to erupt (94AI), followed by intermediate to highly differentiated lavas, inside and outside the caldera. As the shield grew, magmas ascent and eruption though the central vent complex was made more difficult (Davidson and de Silva, 2000), and the accumulation of lavas allowed storage and differentiation. More mafic magmas erupted away from the volcano thanks to horizontal dyke propagation, whereas differentiated magmas erupted on the main edifice (Pinel and Jaupart, 2004). Only a few numbers of highly differentiated lava flows and dome could erupt inside the caldera or along the rim, and a high proportion of more basic lava flows emitted outside the main edifice, as observed here within the Payun Matru and Los Volcanes fields.

On the chondrite-normalized rare earth element patterns (Fig. 6c) and spiderdiagrams (Fig. 7c), samples of the group G1, including the ignimbrite (88 AA, 94T1 and 94T2) and the caldera inner wall (94AH1), have strikingly identical patterns. This could suggest that magma did not have enough time to evolve between the last stage of the shield construction and the ignimbrite eruption. Such eruptions could occur when the magma has evolved into highly

differentiated stages and became gas-saturated, so that the pressure inside the magma chamber caused a catastrophic eruption (Lipman, 1997). Alternatively, explosive eruptions can occur when a hot basaltic magma ascends and reaches a colder andesitic magma chamber and could induce magma mixing and the destabilization of the reservoir triggering the eruption (Lipman, 1997). Here, the fact that the ignimbrite samples have exactly the same geochemical signature and that there is no petrographic evidence for magma mixing allow us to propose that the depressurization of the reservoir has a tectonic rather than a magmatic origin.

Finally, we can infer that the magmatic evolution of Payun Matru Volcanic field is linked to the tectonic setting at a regional scale. Its particular location into a back-arc domain could explain the fact that both basaltic lava flows and highly differentiated ignimbrite related to a caldera-forming eruption were erupted together in the same time frame.

6. Conclusions

The rocks studied here show characteristics of arc magmatism related to the subduction of the Nazca plate beneath South America plate. Nevertheless, their back-arc location, under a thinned continental lithosphere, provides them intraplate signatures. Such signatures could be emphasized by the influx of asthenosphere during and after the steepening of the slab, as previously suggested (e.g. Kay et al., 2006).

Based on 14 new K-Ar ages ranging from 285 ± 5 to 7 ± 1 ka and on 31 whole-rock major and trace element analyses, the history of the Payun Matru volcanic complex is now relatively well constrained. Our data outline the temporal relationship between basic and evolved magmas erupted in this complex. While a basaltic field was constructed over at least

3000 km², intermediate magma erupted rapidly, with an extrusion rate of about 4×10^{-3} km³.yr⁻¹, to build the Payun Volcano at about 265 ± 5 ka. To the north, Payun Matru Volcano started its edification with massive and thick evolved lavas before 168 ± 4 ka. Differentiation by crystal fractionation, associated with a regional extensive tectonic caused the sudden depressurization of the magma chamber and the emission of a large volume pyroclastic flow. This was related to the summit caldera collapse marking a drastic change of eruptive dynamism. Along the caldera rim, post-caldera activity took place, as well as on the external slopes and within the depression. Basalts did not erupt at the level of the Payun Matru volcano probably because of the edifice load. They were rather emitted in its vicinity along pre-existing EW trending fractures into strombolian and effusive eruptions. Finally, we have shown that the coeval eruption of basic and highly evolved lavas is still an ongoing process, with very young (less than 10 ka old) products emitted on Los Volcanes field as basaltic flows and strombolian cones, and on the Payun Matru volcano as trachyte lava flows.

Acknowledgements

The authors wish to thank A. Hildenbrand, G. Delpech, R. Gertisser and S. Charbonnier for their comments and suggestions. Many thanks to J. Carlut and D. Winocur for help during sampling. This is LGMT contribution No. XX.

References

- Arana Saavedra, V., Aparicio, A., Bellido, F., Garcia Gacho, L. and Viramonte, J., 1984. El volcanismo reciente de la vertiente oriental de los Andes entre los 34° y 37° de latitud sur (Provincia de Mendoza), Noveso congreso geologico argentino, Bariloche, pp. 492-503.
- Bermudez, A., Delpino, D., Frey, F. and Saal, A., 1993. Los Basaltos de retroarco extraandinos. In: V.A.Ramos (Editor), XII° Congreso Geologico Argentino y II° Congreso de Exploracion de Hidrocarburos. Geologia y Recursos Naturales de Mendoza, Mendoza, pp. 161-172.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A. and Cingolani, C.A., 2006. Hawaiian and strombolian style monogenetic volcanism in the extra-andean domain of central-west Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3-4): 430-444.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J. and Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandard Newsletter : the Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 25(2-3): 187-198.
- Cassignol, C. and Gillot, P.-Y., 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. In: G.S. Odin (Editor), *Numerical dating in Stratigraphy*. John Wiley & sons, pp. 159-179 (Chptr 9).
- Davidson, J. and de Silva, S., 2000. Composite Volcanoes. In: Sigurdsson (Editor), *Encyclopedia Of Volcanoes*. Academic Press, pp. 663-681.

- Davila, F., Astini, R., Jordan, T. and Kay, S.M., 2004. Ealy Miocene andesite conglomerates in the Sierra de Fatamina, broken foreland region of western Argentina, and documentation of magmatic broadening in the south central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 89-101.
- de Silva, S. and Gosnold, W.D., 2007. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite falre-up. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167: 320-335.
- Delpino, D., 1993. Fue el sur mendocino similar a Hawaii? Evidencias del pasado para entender el presente, Malargue, Mendoza.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Zapata, T., Spagnuolo, M. and Miranda, F., 2005. Pliocene to quaternary retro-arc extension in the Andes at 35°-37°30'S, 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005), Barcelona, pp. 277-279.
- Gillot, P.-Y. and Cornette, Y., 1986. The Cassinol technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the late pleistocene to recent volcanism from southern Italy. *chemical Geology (isotope geoscience section)*, 59: 205-222.
- Gillot, P.-Y., Cornette, Y., Max, N. and Floris, B., 1992. Two reference materials, trachytes MDO-G and and ISH-G, for argon dating (K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of Pleistocene and holocene rocks. *Geostandards Newsletter*, 16(1): 55-60.
- Gonzales Diaz, E., 1970. Rasgos morfologicos del Area Volcanica del Cerro volcan Payun Matru. *Opera Lilloana XX*.
- Gonzales Diaz, E., 1972. Descripcion geologica de la Hoja 30d, Payun Matru, Provincia de Mendoza. *Carta geologico-economica de la Republica Argentina*, Escala 1:200000, Buenos Aires.

- Govindaraju, K. and Mevelle, G., 1987. Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of Rare Earth Elements. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2: 615-621.
- Govindaraju, K., Potts, P., J.S., W. and J., W., 1994. 1994 report on Whin sill dolerite WS-E from England and Pitscurrie microgabbro PM-S from Scotland: assessment by one hundred and four international laboratories. *Geostandard Newsletter : the Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 18(2): 211-300.
- Inbar, M. and Risso, C., 2001a. Holocene yardangs in volcanic terrains in the southern Andes, Argentina. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(6): 657-666.
- Inbar, M. and Risso, C., 2001b. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field - Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift fur geomorphologie*, 45(3): 321-343.
- James, D.E. and Sacks, I.S., 1999. Cenozoic Formation of the central Andes: A geophysical Perspective,. In: B.J. Skinner (Editor), *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geologists, pp. 1-22.
- Kay, S.M., 2002. Andean adakites from slab melting, crustal thickening, and forearc subduction erosion, 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Toulouse, 16-18 setp. 2002, pp. 405-408.
- Kay, S.M., 2005. Tertiary to Recent evolution of Andean arc and backarc magmas between 36°S and 38°S and evidence for Miocene shallowing of the Nazca plate under the Neuquén basin, 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005), barcelona, pp. 420-423.

- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. and Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. In: S.M.K.a.V.A. Ramos (Editor), Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). The Geological Society of America, pp. 19-60 / 359.
- Kay, S.M., Coira, B. and Viramonte, J., 1994. Young mafic back-arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 99(B12): 24,323-242,339.
- Kay, S.M., Godoy, E. and Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion and magmatism in the South-central Andes. *GSA Bulletin*, 117(1/2): 67-88.
- Kay, S.M., Gorrington, M.L. and Ramos, V.A., 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 59(4): 556-568.
- Kay, S.M. and Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 39-57.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of Volcanic rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(part 3): 745-750.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59: 198-218.

- Munoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. and Stern, C., 2000. The relation of the mid-tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geologica de Chile*, 27(2): 177-203.
- Odin, G.S., 1982. Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin (Editor), *Numerical dating in stratigraphy*, pp. 123-150 (630p).
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pinel, V. and Jaupart, C., 2000. The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 358: 1515-1532.
- Pinel, V. and Jaupart, C., 2004. Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice. *Earth and Planetary Science Letters*, 221: 245-262.
- Quidelleur, X., Gillot, P.-Y., Soler, V. and Lefèvre, J.-C., 2001. K/Ar dating extended into the last millenium: application to the youngest effusive episode of the Teide Volcano (Spain). *Geophysical Research Letters*, 28(16): 3067-3070.
- Ramos, V.A. and Folguera, A., 2005. Structural and magmatic responses to steepening of a flat subduction, southern Mendoza, Argentina., 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005), Barcelona, pp. 592-595.
- Ramos, V.A. and Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39° latitude). In: S.M.K.a.V.A. Ramos (Editor), *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. The Geological Society of America, pp. 1-17 /359.

- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. and Oncken, O., 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 299-311.
- Risso, C., Nemeth, K., Combina, A.M., Nullo, F. and Drosina, M., 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llancañel volcanic field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169(1-2): 61-86.
- Singer, B., Thompson, R.A., Dungan, M., Feeley, T.C., Nelson, S.T., Pickens, J.C., Brown, L.L., Wulff, A.W., Davidson, J. and Metzger, J., 1997. Volcanism and erosion during the past 930 ky at the Tatara-San Pedro complex, Chilean Andes. *GSA Bulletin*, 109(2): 127-142.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3): 359-362.
- Stern, C., Frey, F., Futa, K., Zartman, R., Peng, Z. and Kyser, T., 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294-308.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geologica de Chile*, 31(2): 161-206.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London, pp. 313-345.

White, S.M., Crisp, J.A. and Spera, F.J., 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(3): 20.

Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. Chapman & Hall, London, 466 pp.

Figure Captions

Fig. 1: Map of the Andean subduction-zone system showing the general tectonic setting and distribution of active volcanic zones (NVZ, CVZ, SVZ and AVZ). Arrow indicates the direction of the Nazca plate motion relative to the South American plate (Stern, 2004).

Landsat image of the studied area, showing the back-arc location of the Llancanello Volcanic Field (LLVF) and Payun Matru Volcanic field (PMVF). Main volcanoes are located with white triangles. Plio-Pleistocene calderas are located with black-and-white circles: 1: Planchon-Azufre, 2: Calabozos, 3: Bobadilla, 4: Domuyo, 5: Palao, 6: Trohunco, 7: Copahue.

Fig. 2: a) The Payun Matru volcanic field on the LANDSAT 7 satellite image: location of the 30 formations investigated. Grey triangles show the location of samples from Los Volcanes field, black squares are for Payun Matru samples, and white diamond for Payun samples. Underlined names indicate samples dated here.

b) Digital Elevation Model at a resolution of 1:90 000 (DEM, SRTM data) of the studied area showing the K-Ar ages obtained in this study.

Fig. 3: a) Location of the eight radial profiles used in b).

b) N-S and E-W profiles of extrapolated topography (black lines), which is based on the present day external slopes (grey lines).

c) Modeled DEM and elevation curves for the Payun Matru Volcano before the caldera forming eruption.

d) For sake of comparison, DEM of the present volcanic field.

Fig. 4: $K_2O + Na_2O$ versus SiO_2 classification diagram (Le Bas et al., 1986) for samples from the SVZ main arc (grey domain, GEOROC) and from the PMVF (this study). Triangles are for Los Volcanes rocks, diamonds for Payun samples, and squares for Payun Matru rocks.

Fig. 5: a) K_2O vs SiO_2 classification diagram (Peccerillo and Taylor, 1976) for PMVF volcanics (symbols as in Fig. 3).

b–h) Variation diagrams for MgO , FeO^* , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O and P_2O_5 (wt %) vs SiO_2 (wt %) for PMVF volcanic (symbols as in Fig. 3).

Fig. 6: Chondrite-normalized REE spectra for (a) Los Volcanes, (b) Payun and (c) Payun Matru rocks. Normalizing values from Sun and McDonough (1989).

Fig. 7: Primitive mantle normalized trace element spectra for (a) Los Volcanes, (b) Payun and (c) Payun Matru rocks. Normalizing values from Sun and McDonough (1989).

Fig. 8: Ba/Ta vs La/Ta diagram for PMVF rocks (symbols as in Fig. 3). Increasing Ba/Ta ratios indicate increasing fluids and crustal components, whereas increasing La/Ta ratios indicate increasing arc-like signatures (Kay, 2005).

Fig. 9: SiO_2 versus Age (in ka) diagram for samples from the PMVF (symbols as in Fig. 3).

Table captions

Table 1: K–Ar ages obtained from groundmass and K-feldspar. Column heading indicate site name, latitude and longitude, potassium content in percent, concentration of radiogenic ^{40}Ar in percent, number of atoms/g of radiogenic ^{40}Ar , age in ka, 1-sigma uncertainty in ka, and average age in ka.

Table 2: Major element (wt%) and trace element (ppm) of Payun Matru Volcanic Field.

Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina)

Germa A. ; Quidelleur, X.; Gillot, P.-Y. and Tchiliguirian, P.

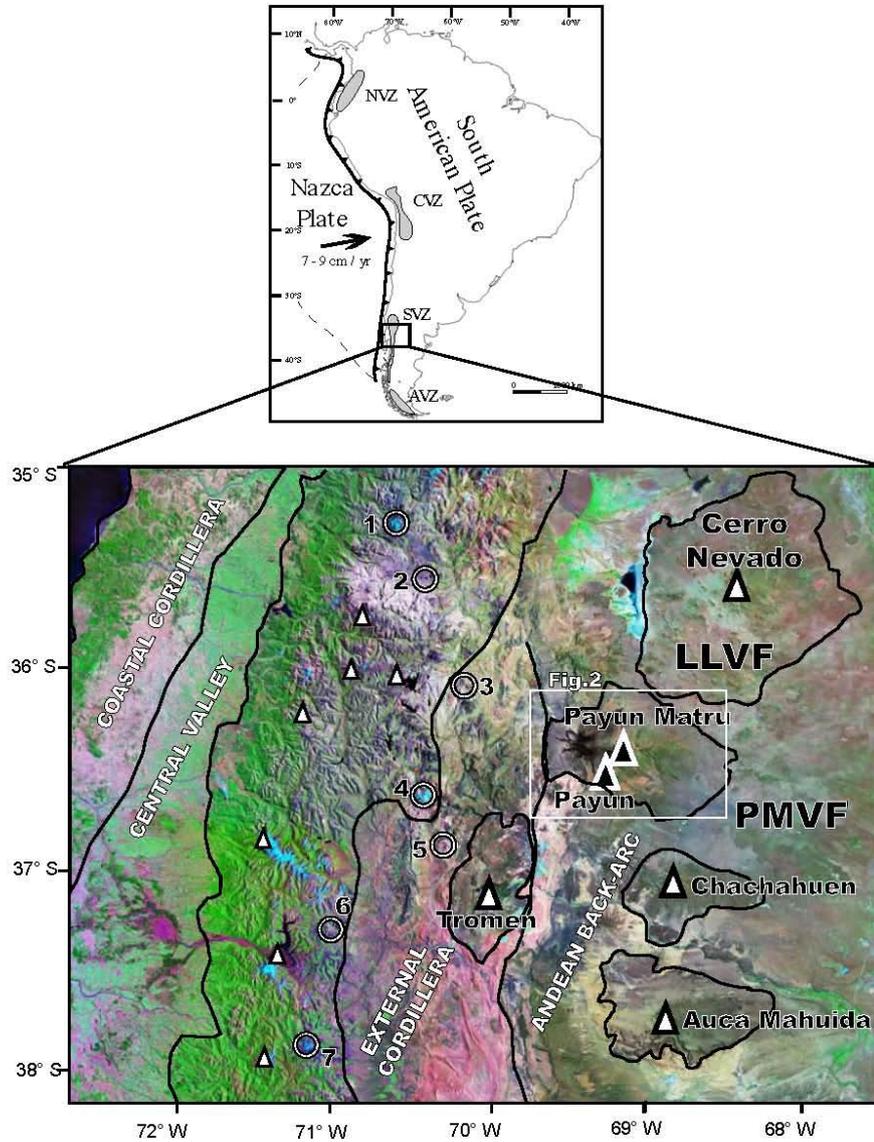


Figure 1
(Germa et al., 2008)

Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina)

Germa A. ; Quidelleur, X.; Gillot, P.-Y. and Tchiligririan, P.

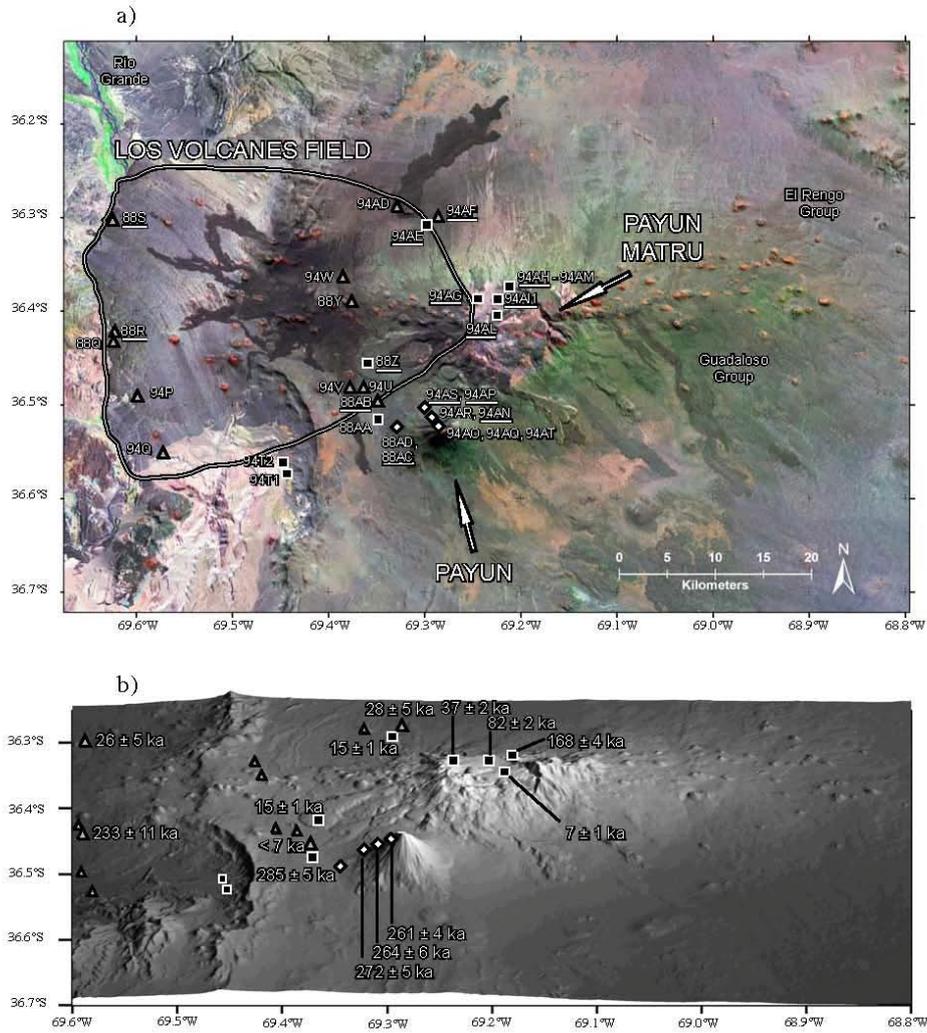


Figure 2
(Germa et al., 2008)

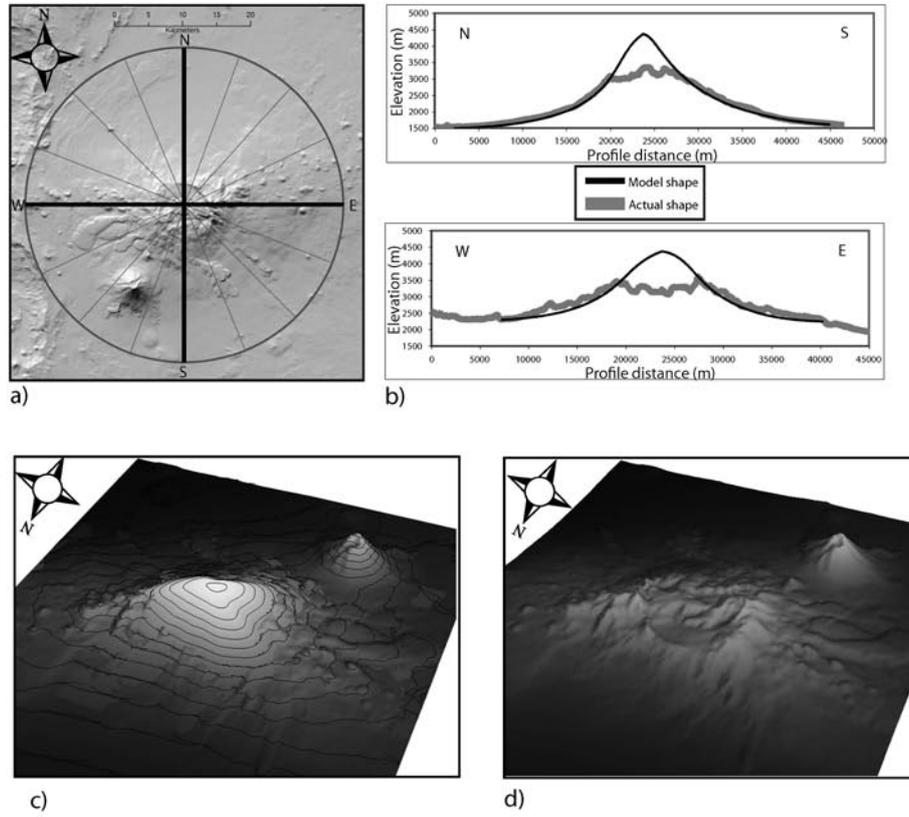


Figure 3
(Germa et al., 2008)

Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina)

Germa A. ; Quidelleur, X.; Gillot, P.-Y. and Tchiligririan, P.

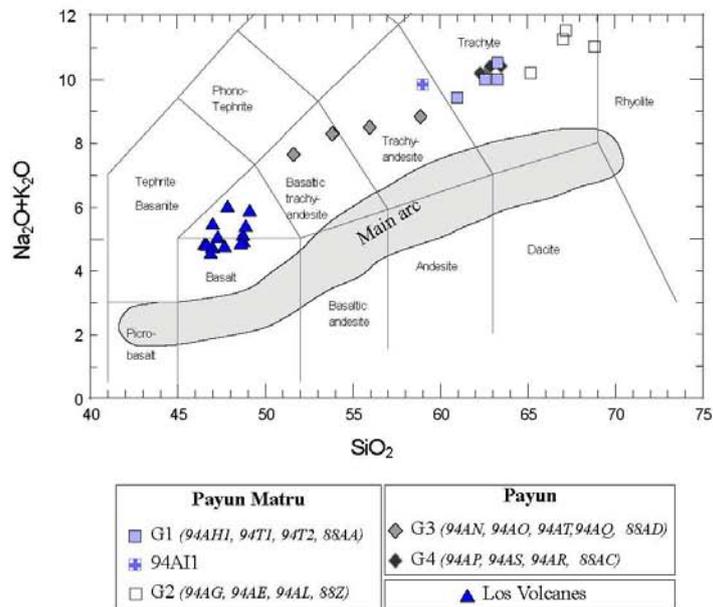


Figure 4
(Germa et al., 2008)

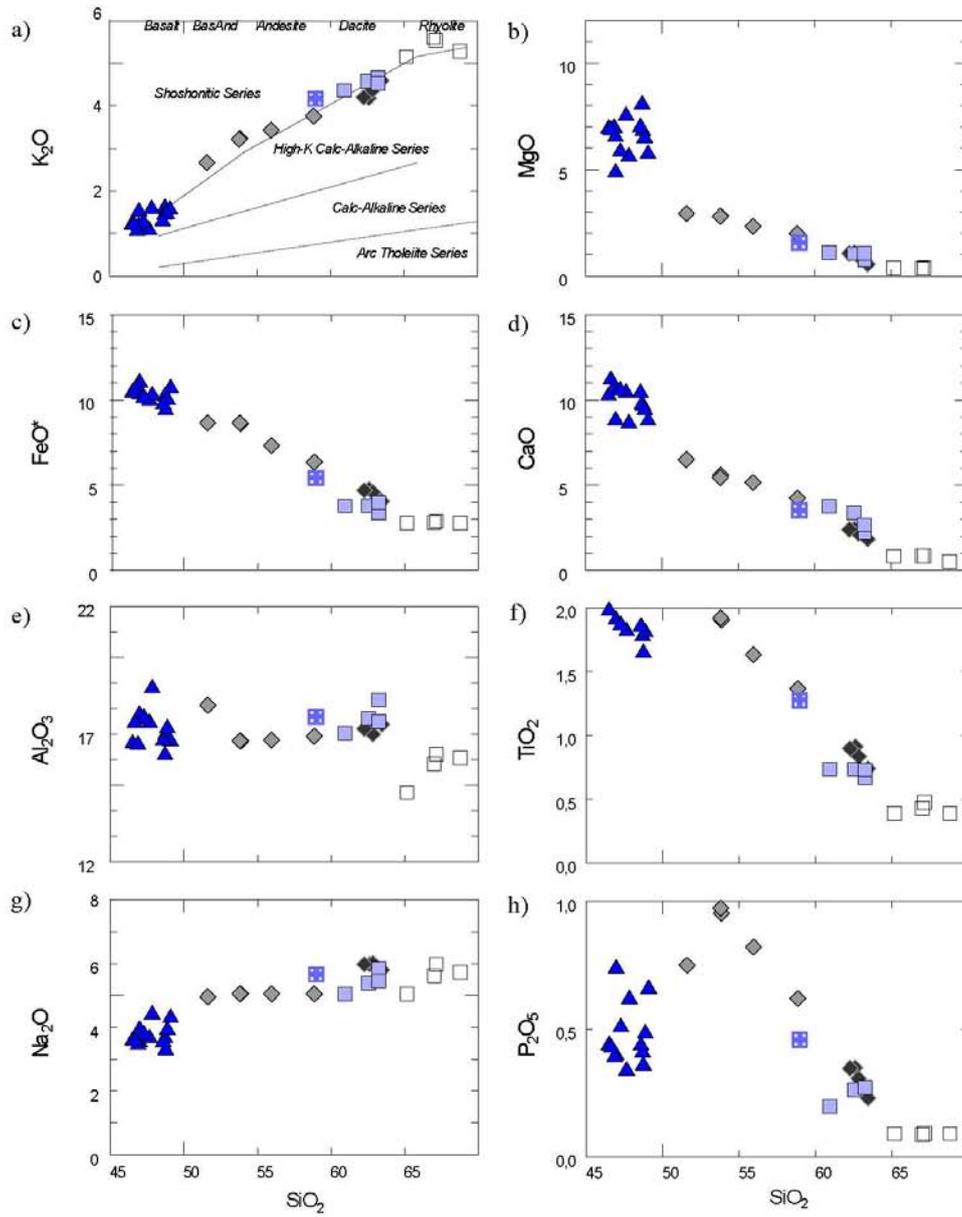


Figure 5
(Germa et al., 2008)

Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina)

Germa A. ; Quidelleur, X.; Gillot, P.-Y. and Tchiligririan, P.

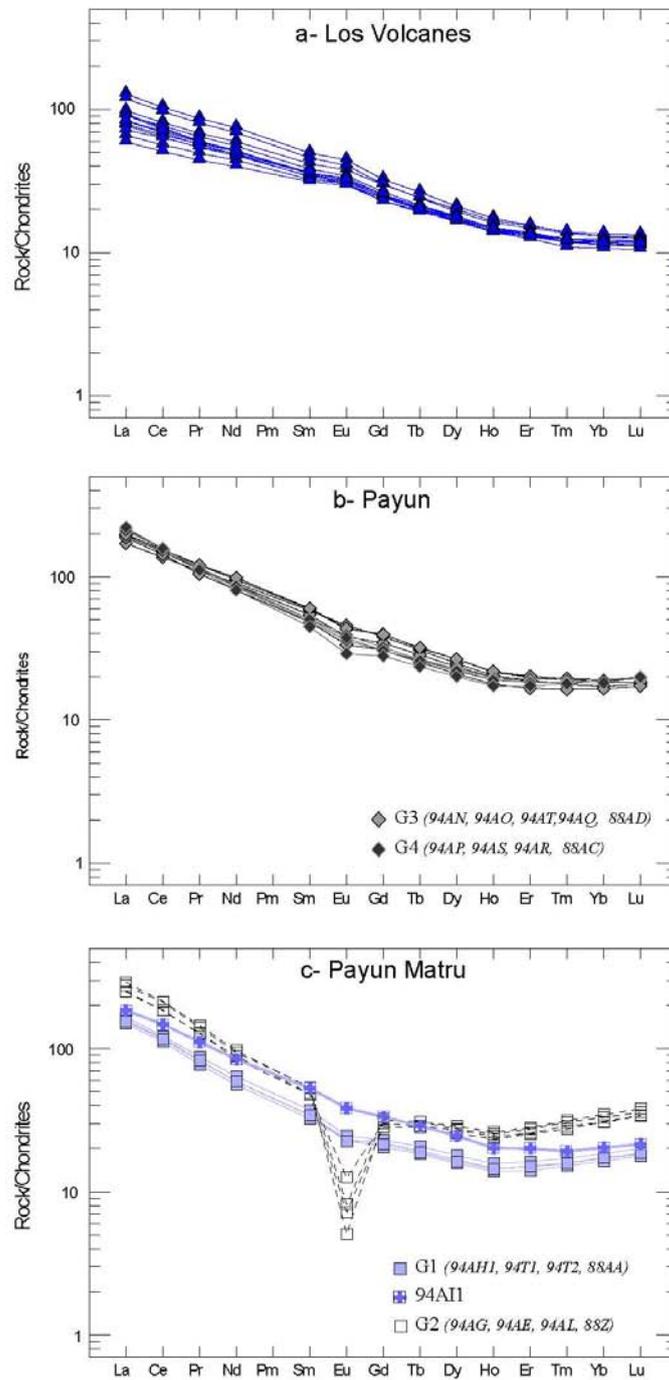


Figure 6
(Germa et al., 2008)

Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina)

Germa A. ; Quidelleur, X.; Gillot, P.-Y. and Tchiligririan, P.

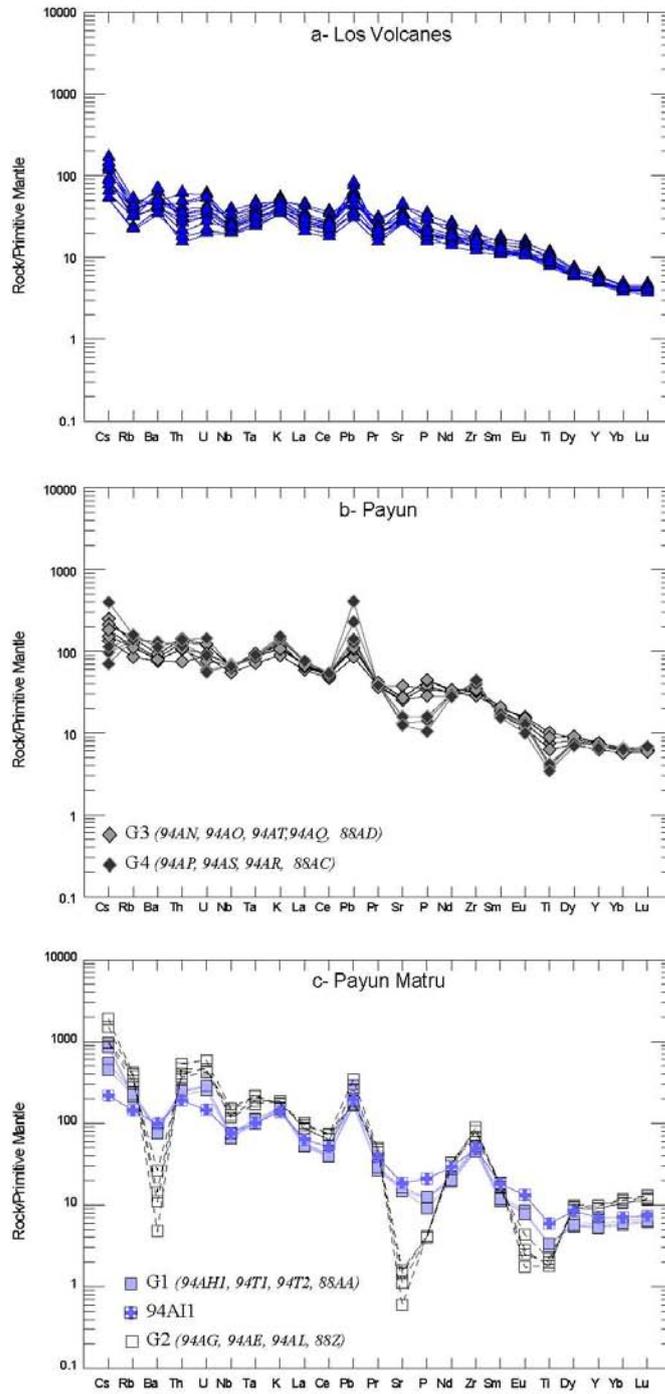


Figure 7
(Germa et al., 2008)

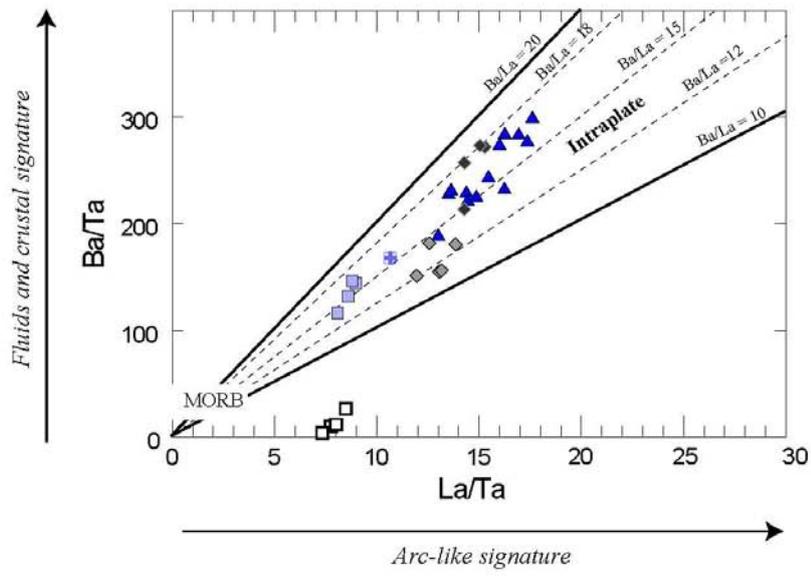


Figure 8
(Germa et al., 2008)

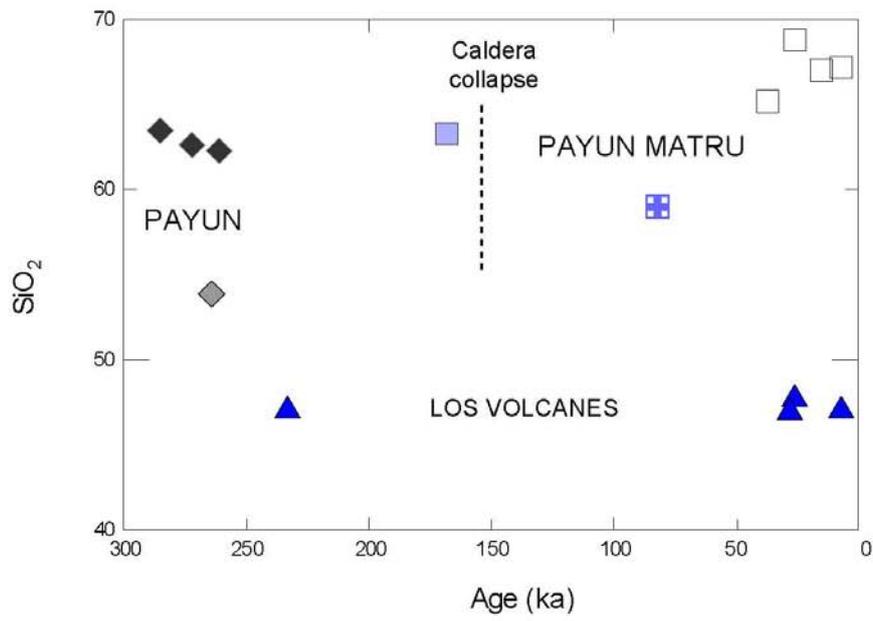


Figure 9
(Germa et al., 2008)

- ANNEXE IV –

ARTICLE

Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): Contribution to Time Average Field models

Quidelleur, X.; Carlut, J.; Tchiligririan, P.; Germa A. and Gillot, P.-Y.

Physics of the Earth and Planetary Interiors 172 (2009) 199-209



Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): Contribution to time averaged field models

X. Quidelleur^{a,*}, J. Carlut^b, P. Tchilinguirian^c, A. Germa^a, P.-Y. Gillot^a

^a Laboratoire de Géochronologie, UMR IDES 8148, Université Paris-Sud 11, 91405 Orsay, France

^b Laboratoire de Géologie, UMR 8538, Ecole Normale Supérieure, Paris, France

^c SEGEMAR, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 May 2008

Received in revised form 2 September 2008

Accepted 10 September 2008

Keywords:

Time averaged field
Paleosecular variation
Paleomagnetism
K–Ar dating
Back-arc volcanism
Argentina

ABSTRACT

Back-arc volcanism located to the east of the Andean Cordillera was sampled in the Argentina provinces of Mendoza and Neuquen for paleomagnetic time average field and paleosecular investigations. The activity ranges from 2 Ma to very recent time, with a large variety of products, from basalts to highly differentiated lavas. After removal of sites affected by lightning, those with α_{95} higher than 10° , and combining of nearby sites displaying close directions, we present new paleomagnetic results from 31 flows units belonging to two volcanic massifs: the Payun Matru and the Cerro Nevado. Previous and new K–Ar age determinations constrain the volcanic activity of these massifs from 300 to 0 ka, and from 1.9 to 0.9 Ma, respectively. Most paleomagnetic samples have NRM intensities between about 1 and 20 A/m and depict progressive removal of magnetization components in a consistent fashion during stepwise AF or thermal demagnetization. Nineteen flows yielded a normal direction (declination = 354.8° , inclination = -53.0° , $\alpha_{95} = 6.8^\circ$) and 12 flows a reverse direction (declination = 181.0° , inclination = 52.3° , $\alpha_{95} = 5.9^\circ$). The combined data yielded a mean direction (declination = 357.3° , inclination = -52.8° , $\alpha_{95} = 4.6^\circ$), which is not statistically different from the axial dipole field (g_1^0) expected at this latitude (36° S). The angular dispersion of virtual geomagnetic poles calculated from flows with normal directions (ASD = 16.5°) compares well with the observed value from global datasets for this site latitude, but flows with reverse directions display a surprisingly low dispersion (ASD = 12.5°). Since most reverse directions were sampled from flows ranging between 1.9 and 0.9 Ma, this can be interpreted as an interval of low paleomagnetic secular variation. Additional data, also with accurate time constraints, are obviously needed to better support this observation. Finally, no convincing evidence for a complex time average field significantly different from the axial dipole can be supported by this study for the last 2 Myr.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

When averaged over a large time interval the Earth magnetic field, or time average field (TAF), is similar to that of a geocentric axial dipole (GAD). Such assumption allows the calculation of the paleolatitude (λ) as a simple function of the paleomagnetic inclination (I) recorded in rocks, through the formula: $\tan(I) = 2 \tan(\lambda)$. It has been widely used for plate tectonics reconstructions, and such simple geometry of the TAF has strong implication for our knowledge of the geodynamo. Although it is generally accepted to a first order, early global paleomagnetic studies (Wilson, 1971) have evidenced a significant departure from this simple model, best accounted for an offset axial dipole, i.e., by

the presence of a persistent axial quadrupole superimposed to the GAD.

More recently, various attempts have been made to detect any persistent departure from the GAD model, with two main kinds of TAF models proposed. The first kind (e.g., Merrill and McFadden, 2003; Quidelleur et al., 1994; Schneider and Kent, 1990) displays a zonal geometry with various contributions of persistent axial quadrupolar (g_2^0) and/or octupolar (g_3^0) terms. More complicated models based on inverse calculations have suggested much complex geometries, with persistent features of higher degree and order (e.g., Gubbins and Kelly, 1993; Johnson and Constable, 1997). However their robustness has been questioned (Carlut and Courtillot, 1998), mostly on the basis of the poor geographic distribution of sampling sites incorporated in paleomagnetic datasets covering the last 5 Myr (Johnson and Constable, 1995; McElhinny and McFadden, 1997; Quidelleur et al., 1994). Different approaches including the analysis of the statistical distribution of directions led to inconclu-

* Corresponding author.

E-mail address: xavier.quidelleur@u-psud.fr (X. Quidelleur).

sive results regarding persistent non-zonal components, thereby reinforcing simple zonal geometry models (Khokhlov et al., 2001, 2006; Tauxe, 2005).

The paleosecular variation (PSV) of the paleomagnetic field can also impact on persistent components of TAF models, depending on the geographic site distribution (Hatakeyama and Kono, 2002; Quidelleur and Courtillot, 1996). Most commonly, PSV is investigated by scrutinizing the angular standard dispersion (ASD) of virtual geomagnetic poles (VGP) and its dependency with sampling site latitude. A pronounced increase of ASD with latitude, which has long been observed (e.g., McFadden et al., 1988), is the most striking feature. Most models proposed for PSV structure require a non-uniform structure of the spherical harmonic coefficients in order to account for this latitudinal dependency. In these models the field model coefficients can vary as random values with a Gaussian distribution, this produces a set of field directions in each given site. Not only the mean (usually set to zero) but also the variance of the spherical harmonic coefficients allows to change the shapes of the resultant PSV distribution. This approach originally initiated by Constable and Parker (1988) provides coherent and interesting results albeit hard to directly connect to dynamo modeling. For instance, when the standard deviation of the quadrupole with spherical harmonic degree $n=2$ and order $m=1$ is larger than that of quadrupole terms with order $n=0$ and $m=2$, a best fit of the model to the paleomagnetic database is observed (Constable and Johnson, 1999; Kono and Tanaka, 1995; Quidelleur and Courtillot, 1996; Tauxe and Kent, 2004). However, such structure of the PSV might also be biased by the relatively poor geographical distribution of sampling sites. Moreover, an improved timing control of the presently available databases could allow detecting any temporal dependency of PSV, as observed for low latitude sites during the Brunhes chron (Lawrence et al., 2006).

A major effort in collecting volcanic data, which recorded accurate snapshot of the paleomagnetic field as they cooled through the Curie temperature of ferromagnetic minerals such as magnetite (about 580 °C), in areas previously devoted, was since conducted. Sampling sites located in a low latitudinal band (e.g., Carlot et al., 2000; Elmaleh et al., 2004; Mejia et al., 2005; Yamamoto et al., 2002), where the inclination anomaly due to a persistent axial quadrupole superimposed to the axial dipole would be maximum, were preferentially chosen. Areas from the whole southern hemisphere were also investigated (Opdyke et al., 2006), including very high latitude sites (Baraldo et al., 2003; Tauxe et al., 2004a).

Even recently, the whole South America continent was fully lacking reliable data obtained with modern paleomagnetic techniques. Recent studies provided data from southern Patagonia (Brown et al., 2004; Mejia et al., 2004) and from the Ecuador (Opdyke et al., 2006) to fill a major geographic gap of paleomagnetic databases. In order to further improve the geographic coverage, we present here new paleomagnetic data from northern Patagonia of Argentina in the Andean Southern Volcanic Zone (SVZ). They have been obtained from more than 30 independent sites from the last 2 Myr.

2. Geological setting

The SVZ, which extends between 46° and 34°S is characterized by an active magmatic arc overlying the 30° dip eastward subduction of the Nazca plate under the South American plate. North of 34°S, the lack of active volcanism has been related to the flattening of the subduction dip (e.g., Ramos, 1999). In addition to the North South volcanic lineament of the SVZ arc, an important back-arc volcanism is observed between 36° and 38°S, north to the Mesozoic Neuquen basin. Such volcanism has been related to the change of subduction dip from Miocene to present. Kay et al. (2006) suggested that the Miocene arc-like lavas of the Sierra de Chachauén, located about

500 km east of the present-day arc, were erupted during a transient shallowing of the Andean subduction zone. Since 5 Ma, following this episode, the subduction angle steepened. The widespread back-arc volcanism of the Llanquanelo Volcanic field (LLVF) and the Payun Matru Volcanic field (PMVF), with characteristic within plate signatures, has been related to the injection of hot asthenosphere into the thicker mantle wedge above the steepening slab (Kay et al., 2004).

Such magmatism is dominated by effusive volcanism, although major episode of caldera forming explosion did occur, as attested by the existence of the 7 km wide Payun Matru caldera. Basalts and basaltic andesites are dominant but highly differentiated products have been emitted as both large area ignimbrites related to caldera formation, pumice fall deposits or thick lava flows emitted along the caldera margin faults (Germa et al., submitted for publication).

In the studied area, contractional regime climaxed during late Miocene in the foreland area, and was followed by Pliocene extension, which favored the eruption of the back-arc volcanism (Ramos and Kay, 2006). East of the Las Loicas trough (Fig. 1), the termination of which is marked by the Tromen volcano (Folguera et al., 2006), no major post-volcanism tectonic faults have been reported. Therefore, the choice of Quaternary, far-East lying back-arc volcanism for the paleosecular variation investigation conducted here is well supported. Two main back-arc volcanic massifs have been sampled for the present study, the PMVF and the LLVF.

The PMVF is characterized by a large variety of emitted products with a very good timing constraint (Germa et al., submitted for publication). Los Volcanes is a basaltic field with mainly effusive activity with ages covering the last 230 kyr. The occurrence of several strikingly dark flows in the satellite photo (Fig. 1) strongly argues for their emplacement during the Holocene. The Payun stratovolcano has a restricted period of activity between 285 and 261 ka. The Payun Matru composite volcano lies to the north of Payun volcano and to the east of the Los Volcanes field. Its activity is constrained between 168 ± 3 ka and 7 ± 1 ka, from ages obtained for the outer rim and for the younger intra-caldera lava, respectively. Finally, basaltic lavas from this volcanic complex can be extremely long, with length reaching 180 km (Pasquaré et al., 2008).

The Cerro Nevado volcano (3810 m) is the only major edifice of the LLVF and is dominated by trachyandesite products. Satellite photo examination shows that no recent lavas have likely erupted in its vicinity. Furthermore, erosional features such as dissected flanks and radial valleys development suggest that a relatively long time interval occurred since its last activity. Prior to the present study, no age data was available for the LLVF but it was considered to be Pliocene (Bermudez et al., 1993).

3. Techniques

3.1. Paleomagnetism

Paleomagnetic samples were collected during two field trips in December 2002 and 2003. A portable hand drill was used and orientation was made using a magnetic and a sun compass. Site locations shown in Fig. 1 were determined using a GPS. A total of 49 flow units were collected during the two field trips for PMVF and LLVF areas. Twenty-three flows are from the Cerro Nevado massif (labeled CN) and 26 flows are from the Payun Matru massif (labeled PY or PN). Between 8 and 10 cores were collected from each flow.

The measurements were made in the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) magnetically shielded room using a JR5 spinner magnetometer. JR5 was preferred to 2G cryogenic magnetometer because of the high magnetization of the samples. For each flow, samples were demagnetized using both thermal (20% of the samples) and alternating field (AF) demagnetization (80%). AF

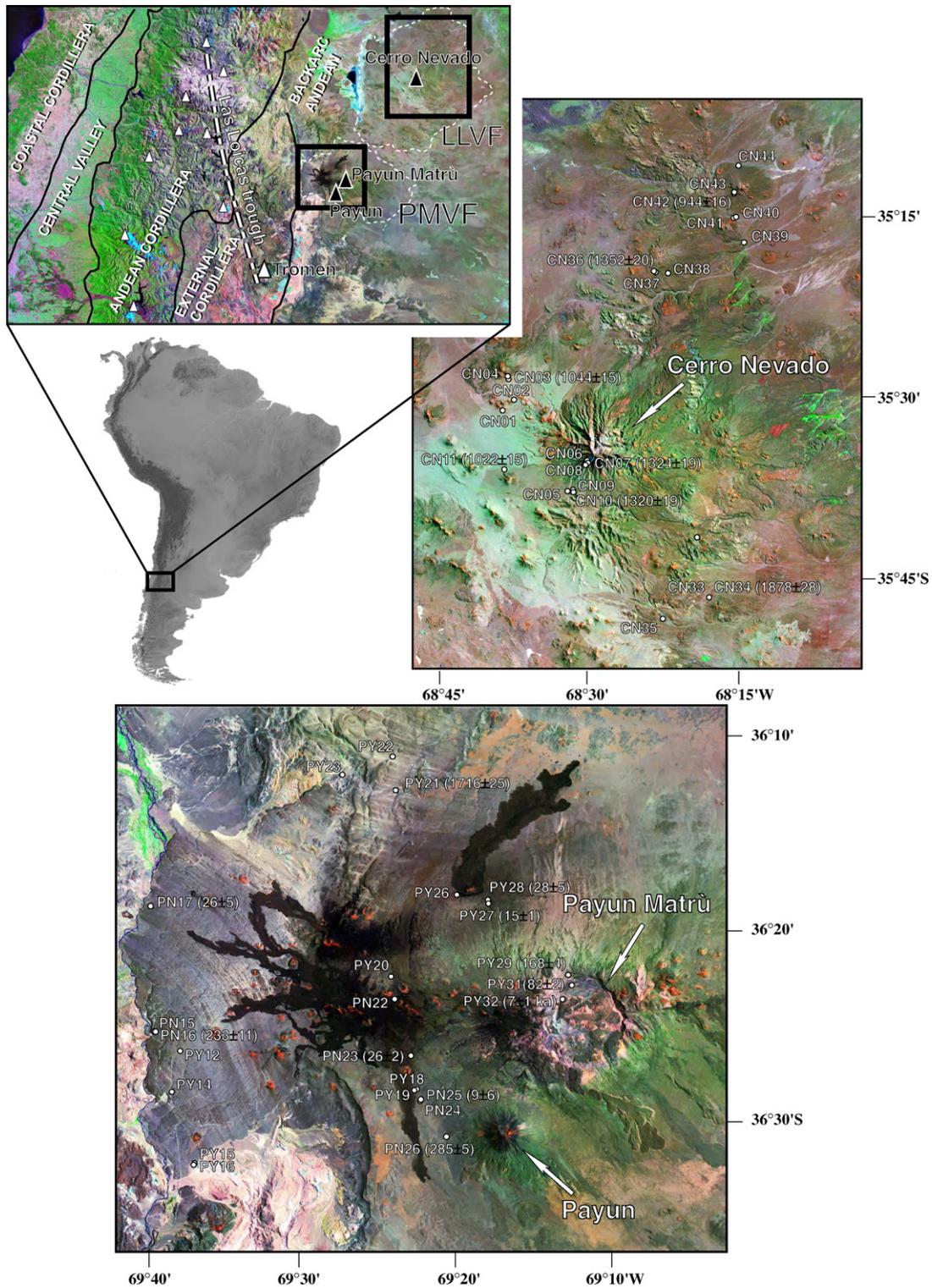


Fig. 1. Location of sampled areas. K–Ar ages previously available for PMVF (Germa et al., submitted for publication) and obtained herein are given in ka.

demagnetization was shown to be more efficient mostly because many sites were affected by lightning and were better magnetically cleaned using alternating field. Two flows (PN21 and PN27), which yielded too high magnetization intensities caused by lightning strikes (from 10 to 10^3 A/m), were discarded. The characteristic directions of magnetization were determined with the Paleomag software (Cogné, 2003), using Zijdeveld projections (Zijdeveld, 1967) and principal component analysis (Kirschvink, 1980), com-

bined with great circles analysis for a few cases when the primary direction seems to be partly overlapped by a secondary component.

3.2. K–Ar dating

K–Ar dating has been performed in the present study in order to provide the first radiochronological constraints for the LLVF and to constrain the onset of volcanism in the PMVF.

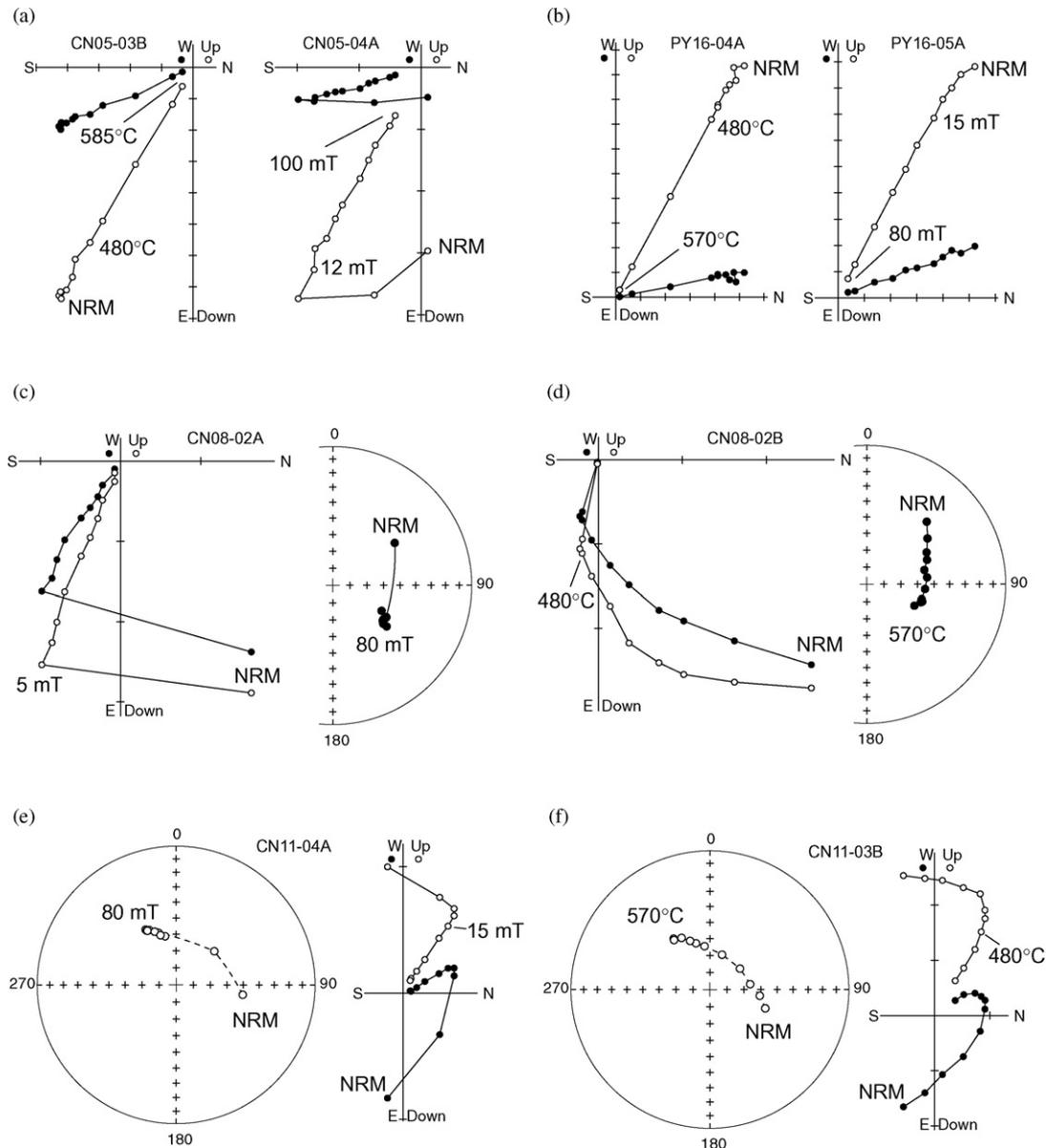


Fig. 2. Typical demagnetization diagrams. Zijderveld projections obtained during thermal and AF demagnetization for reverse (a) and normal polarity flows (b). Zijderveld and stereographic projections of a reverse (resp. normal) sample affected by a slight IRM easily removed during AF (c; resp. e), but not during thermal treatment (d; resp. f). In Zijderveld projections, solid symbols correspond to projections onto the horizontal plane, while open symbols are projections onto the vertical plane. For stereographic projections, solid and open symbols indicate directions in the upper and lower hemisphere, respectively.

Hand size samples (1–2 kg) of representative units were crushed to a 250–400 μm size fraction and were ultrasonically cleaned for 15 min in a 5% nitric acid solution to remove possible trace of weathered material. In order to make the contribution of magmatic argon and weathered phases negligible, we have removed mafic phenocrysts using heavy liquids, and analyzed only the remaining groundmass obtained within a narrow density range, typically between 2.95 and 3.00 g/cm^3 . Potassium was measured by flame emission spectroscopy and was compared with reference values of MDO-G and ISH-G standards (Gillot et al., 1992). Between 1 and 2 g of sample were wrapped in Cu foil and fused for 15 min at temperature above 1500 $^{\circ}\text{C}$ using a high-frequency furnace, which is sufficient for complete extraction of argon from basaltic groundmass. Before analysis, multiple steps gas cleaning was performed using Ti foam at 700 $^{\circ}\text{C}$ and SAES MP-10 getters at

400 $^{\circ}\text{C}$. Argon, the remaining gas, was measured using the K–Ar Cassinot–Gillot technique (Cassinot and Gillot, 1982), which is based on an atmospheric argon comparison, with a mass spectrometer identical to the one described by Gillot and Cornette (1986). The interlaboratory standard GL-O, with the recommended value of 6.679×10^{14} atom/g of $^{40}\text{Ar}^*$ (Odin et al., 1982), was used for ^{40}Ar signal calibration. Typical uncertainties of 1% are achieved for the ^{40}Ar signal calibration (including GL-O standard uncertainty) and for the K determination. The uncertainty on the $^{40}\text{Ar}^*$ determination is a function of the radiogenic content of the sample. The detection limit of the system is presently of 0.1% of ^{40}Ar (Quidelleur et al., 2001). All uncertainties are quoted at the 1 sigma level. The decay constants and isotopic ratios for K of Steiger and Jäger (1977) have been used through-

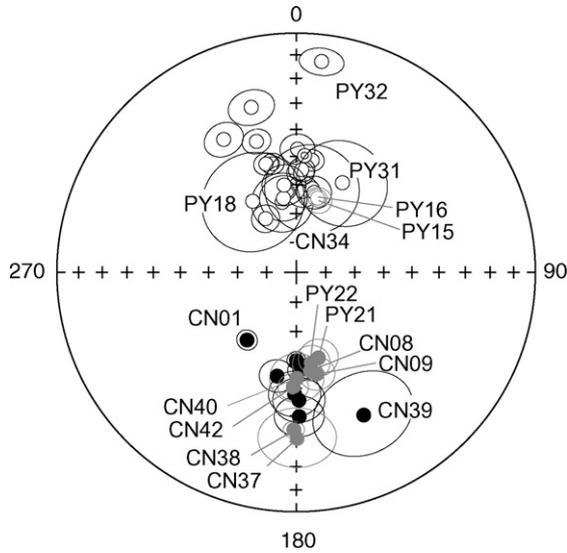


Fig. 3. Stereographic projection of individual flow directions. Rejected flow directions (see text) are labeled and shown in grey.

Table 1

Paleomagnetic directions. Column headings indicate Site #, flow location: VGP lat. (site latitude), VGP long. (site longitude), n/N (number of data used/total number of samples measured), Dec. (declination, in degree), Inc. (inclination, in degree), κ (radius of the 95% confidence cone from Fisher (Fisher, 1953) statistics), λ (virtual geomagnetic pole latitude), ϕ (virtual geomagnetic pole longitude), Comment (N GtC = N great circle analyses were used).

Site	Latitude	Longitude	n/N	Dec (°)	Inc (°)	κ	α_{95}	VGP lat.	VGP long.	Comment
CN01	-35.51942	-68.64081	8/9	216.1	-61.5	256.4	3.5	-61.3	-133.1	
CN02	-35.50167	-68.62328	6/9	190.4	-53.8	140.2	5.8	-81.4	196.7	2 GtC
CN05	-35.63069	-68.53278	10/10	173.4	-57.3	248.8	3.1	-84.2	-4.1	
CN07	-35.58919	-68.50011	7/7	179.8	-60.0	391.8	3.1	-84.7	-66.9	
CN08	-35.59308	-68.50361	6/8	171.7	-55.8	383.2	3.6	-	-	2 GtC
CN09	-35.62939	-68.53036	7/9	168.4	-54.4	108.4	5.8	-	-	
CN10	-35.62939	-68.53036	7/8	177.8	-56.5	232.6	4.0	-87.7	-18.8	
CN11	-35.59939	-68.63992	7/8	344.4	-51.2	256.4	4.0	76.5	-147.0	3 GtC
CN33	-35.76556	-68.29103	9/9	178.8	-39.6	48.1	7.7	-76.6	106.9	3 GtC
CN34	-35.77406	-68.29867	4/7	10.8	-60.8	39.9	15.6	-	-	
CN36	-35.32572	-68.38858	9/9	180.7	-47.8	39.5	8.3	-83.5	117.1	
CN37	-35.32572	-68.38858	8/9	179.6	-31.2	25.0	11.6	-	-	3 GtC
CN38	-35.32833	-68.36644	5/8	180.8	-34.6	573.2	3.2	-	-	
CN39	-35.28722	-68.23881	3/4	154.6	-34.4	63.6	15.6	-	-	
CN40	-35.25014	-68.25347	8/9	179.7	-53.6	41.1	8.7	-	-	
CN42	-35.21561	-68.25564	6/8	181.5	-50.4	192.1	4.8	-	-	
CN44	-35.18006	-68.24900	8/9	178.7	-45.6	48.1	8.2	-81.8	103.7	2 GtC
PN15	-36.42375	-69.66111	8/9	0.6	-47.3	101.4	5.5	82.0	-65.9	
PN16	-36.42389	-69.66008	6/8	4.6	-62.3	149.7	5.5	82.0	85.7	
PN17	-36.31331	-69.66397	7/7	347.7	-51.7	260.1	3.7	79.1	-142.0	
PN22	-36.39422	-69.39839	6/6	343.1	-42.3	221.0	4.5	71.2	-124.7	
PN23	-36.44211	-69.38072	7/7	331.4	-36.9	95.8	6.2	60.5	-134.8	
PN24	-36.48217	-69.37269	5/8	8.1	-50.9	391.7	3.9	81.7	-13.2	
PN25	-36.48217	-69.37269	5/8	348.7	-65.7	56.9	10.2	75.9	143.2	
PN26	-36.51331	-69.34542	6/8	354.2	-62.5	1398.5	1.8	81.4	140.0	
PY12	-36.43792	-69.63217	8/9	12.7	-62.0	96.0	5.7	78.1	59.4	1 GtC
PY14	-36.47342	-69.64694	8/8	2.5	-55.8	158.3	4.4	88.0	16.7	
PY15	-36.53731	-69.61611	6/8	17.2	-64.3	226.2	4.5	-	-	
PY16	-36.53800	-69.61839	7/7	16.1	-63.6	384.0	3.1	-	-	
PY18	-36.47228	-69.37975	6/8	328.5	-61.5	16.2	17.2	-	-	
PY19	-36.47311	-69.38047	6/8	3.1	-54.6	245.5	4.3	87.1	-7.1	
PY20	-36.37281	-69.40289	5/7	350.2	-64.3	94.8	7.9	77.8	144.7	
PY21	-36.21300	-69.39747	7/7	165.4	59.8	86.7	6.5	-	-	
PY22	-36.18450	-69.40069	5/5	170.5	58.6	180.0	6.1	-	-	2 GtC
PY26	-36.30239	-69.33172	7/7	352.1	-59.8	74.8	7.2	82.4	163.1	2 GtC
PY27	-36.30953	-69.29875	8/10	344.8	-29.3	65.6	6.9	65.3	-106.5	
PY28	-36.30794	-69.29669	5/9	4.2	-49.5	4869.5	1.2	83.1	-37.6	2 GtC
PY29	-36.37392	-69.21347	7/8	330.3	-69.0	178.5	4.7	63.7	153.7	3 GtC
PY31	-36.38031	-69.21014	5/7	27.3	-55.3	41.1	15.0	-	-	4 GtC
PY32	-36.39375	-69.21911	7/7	6.9	-12.2	113.9	5.9	59.1	-55.7	3 GtC
CN08–09	-	-	14/17	172.2	56.0	84.8	4.4	-83.6	10.7	
CN37–38	-	-	11/13	182.9	33.1	163.0	3.6	-72.6	120.8	
CN40–42	-	-	14/14	180.5	52.2	64.3	5.0	-87.6	121.7	
PY15–16	-	-	13/13	16.6	-63.9	315.1	2.3	74.6	61.6	
PY21–22	-	-	11/12	166.0	58.0	219.2	3.1	-78.6	3.9	

4. Results

4.1. Paleomagnetism

Examples of typical demagnetization diagrams are shown in Fig. 2. All samples have lost more than 90% of their initial magnetization at 585 °C or 100 mT, during thermal or AF treatment, respectively, suggesting that magnetite or low Ti titanomagnetite is the main carrier of the natural remanent magnetization (NRM).

The individual characteristic direction from each sample was in most cases easily identified from both thermal and AF demagnetization techniques (Fig. 2a and b). As previously recognized, AF was more efficient than thermal treatment to remove isothermal remanent magnetization (IRM) acquired during lightning strikes which was a frequently occurring feature, as illustrated in Fig. 2c and d, and, Fig. 2e and f, for reverse and normal characteristic remanent magnetization (ChRM), respectively. The IRM overprint was easily removed before 10 mT, while the great circles method (Halls, 1976) was necessary to isolate the ChRM from the IRM component. The paleomagnetic direction from each flow was obtained using Fisher statistic (Fisher, 1953) or mixed statistic when great

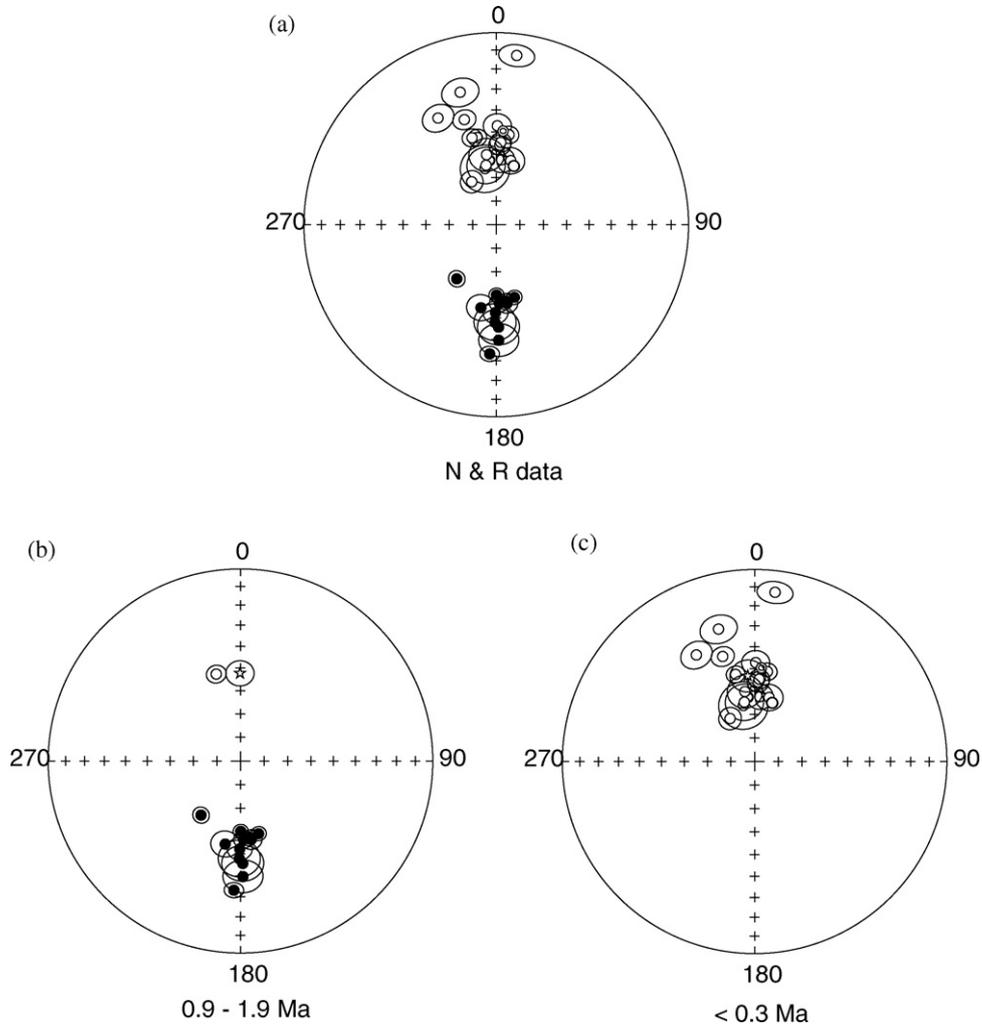


Fig. 4. Stereographic projections (a) all remaining normal and reverse polarity flows ($N=31$), (b) flows from the 1.9–0.9 Ma time interval ($N=13$) and (c) flows from the last 300 kyr ($N=18$). Same symbols as in Fig. 3. The open star in (b) and (c) shows the mean direction.

Table 2
New Cassinot–Gillot K–Ar ages from (a) the Cero Nevado volcanic field, and (b) the Payun Matru Volcanic field ($^{40}\text{Ar}^*$ (%): radiogenic argon 40 in percent; $^{40}\text{Ar}^*$ ($\times 10^{12}$ atom/g): radiogenic argon 40 in number of atoms per gram of sample).

Flow	K (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ ($\times 10^{12}$ atom/g)	Age $\pm 1\sigma$ (ka)	Mean (Ma)	Sample	
a	CN03	1.742	26.2	1.9020	1.045 \pm 0.015	1.044 \pm 0.015	94D2
			32.9	1.8973	1.043 \pm 0.015		
	CN07	2.246	44.1	3.1038	1.323 \pm 0.019	1.324 \pm 0.019	94I
			47.1	3.1210	1.330 \pm 0.019		
			46.8	3.0954	1.319 \pm 0.019		
	CN10	3.398	29.7	4.6662	1.314 \pm 0.019	1.320 \pm 0.019	94L
			31.3	4.7066	1.326 \pm 0.019		
CN11	0.790	16.9	0.83289	1.009 \pm 0.015	1.022 \pm 0.015	94M	
		21.2	0.85197	1.032 \pm 0.015			
CN34	0.914	28.0	1.7882	1.872 \pm 0.027	1.878 \pm 0.028	94BB	
		21.9	1.7999	1.884 \pm 0.028			
CN36	0.794	24.3	1.1148	1.344 \pm 0.020	1.352 \pm 0.020	94BD	
		10.4	1.1380	1.372 \pm 0.020			
CN42	0.882	16.0	0.86756	0.942 \pm 0.015	0.944 \pm 0.016	94BJ	
		5.5	0.87565	0.950 \pm 0.022			
b	PY21	0.811	28.1	1.4547	1.717 \pm 0.025	1.716 \pm 0.025	94X
			29.1	1.4543	1.716 \pm 0.025		

Table 3

Previous K–Ar ages from the Payun Matru volcanic field (Germa et al., submitted for publication).

Flow	Age $\pm 1\sigma$	Sample
PN16	233 \pm 11	88R
PN17	26 \pm 5	88S
PN23	26 \pm 2	88Z
PN25	9 \pm 6	88AB
PN26	285 \pm 5	88AC
PY27	15 \pm 1	94AE
PY28	28 \pm 5	94AF
PY29	168 \pm 4	94AH1
PY31	82 \pm 2	94AK
PY32	7 \pm 1	94AL

circles were necessary. Finally, a paleomagnetic direction was calculated from 40 out of the 44 units collected (Table 1). Very high scatters leading to unresolved directions and therefore rejection were most likely due to lightning, as attested by very high magnetization of some cores, or small bloc rotations unrecognized in the field. Results from the 40 flows are reported in Table 1 and in Fig. 3.

A few flows that are geographically close display undistinguishable directions at the 95% level, which we interpret as the result of eruptions taking place in a narrow time-span. This is the case for CN08 and CN09, CN37 and CN38, CN40 and CN42, PY15 and PY16, and, PY21 and PY22 (shown in grey in Fig. 3). In order to avoid any bias due to over-sampling, all samples have been combined before the calculation of a single mean direction for each of these couples of flows (Table 1).

From the remaining 35 mean directions, all PMVF sites (21 data) display a normal polarity, except PY21–22, and, all LLVF sites (14 data) with the exception of CN11 and CN34 are of reverse polarity. Four sites (CN34, CN39, PY18 and PY31) yield a mean direction associated with an α_{95} above 10°, which is generally considered as an upper threshold for PSV studies. These sites will be rejected from further mean field calculations which therefore rely on 31 directions (Fig. 4).

The overall mean direction calculated from the 31 sites of this study, all transformed into normal polarity, is $D = 357.3^\circ$, $I = -52.8^\circ$, $\alpha_{95} = 4.6^\circ$. The mean direction from normal (reverse) polarity flows is $D = 354.8^\circ$, $I = -53.0^\circ$, $\alpha_{95} = 6.8^\circ$, $N = 19$ ($D = 181.0^\circ$, $I = 52.3^\circ$, $\alpha_{95} = 5.9^\circ$, $N = 12$).

4.2. K–Ar dating

New K–Ar Cassinot–Gillot ages are given in Table 2a and b, for the LLVF and PMVF, respectively. They range from 1.88 ± 0.03 to 0.944 ± 0.016 Ma. All analyses have been duplicated and yield in all cases reproducible values at the one-sigma level. Previous ages from the PMVF (Germa et al., submitted for publication), obtained using the same technique, for flows also sampled for the present paleomagnetic study are given in Table 3.

The ages obtained here for the LLVF provide the first radiometric dating of this extinct field. Its activity probably initiated at about 2 Ma and lasted about 1 Myr. The construction of the Cerro Nevado volcano is well constrained at 1.32 ± 0.02 Ma from two undistinguishable ages obtained for two flows (CN11 and CN17; Table 2a) sampled at the base and towards its summit, respectively. The oldest flow dated here (CN34; 1.878 ± 0.028 Ma) is located to the south of the LLVF, while the youngest (CN42; 0.944 ± 0.016 Ma) belong to a northern volcanic center (Fig. 1). Regarding PMVF, the single new age (1.72 ± 0.02 Ma; Table 2b), obtained from the northern part, is much older than the ages ranging from present to about 0.3 Ma pre-

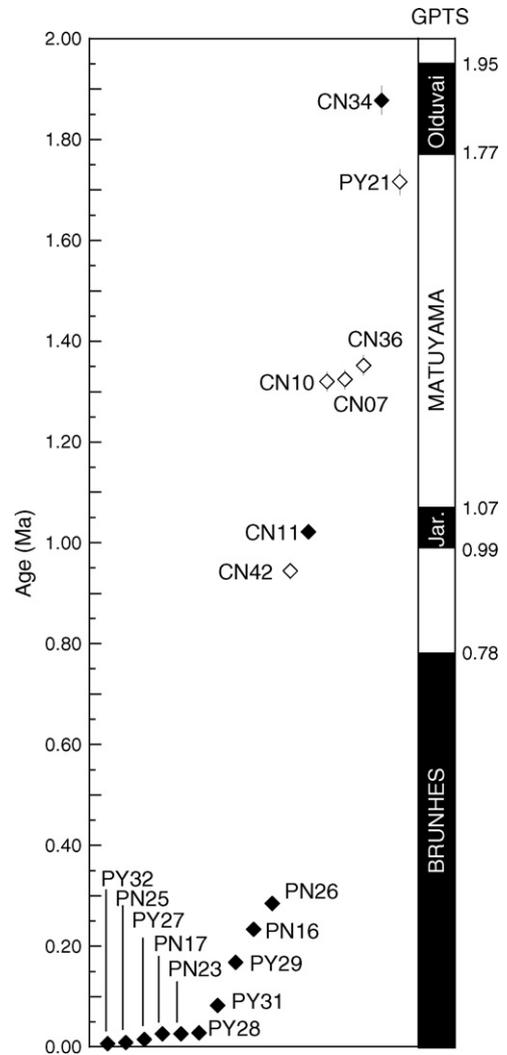


Fig. 5. Comparison between the magnetic polarity of dated flows from this study with the geomagnetic polarity time scale (Cande and Kent, 1995). Closed and open symbols are for flows with normal and reverse polarity, respectively. All ages are in Ma. Note that for PN and PY flows the age uncertainty is lower than the symbol size.

viously reported for this volcanic field (Germa et al., submitted for publication). Hence, it is rather recognized as from a distinct older volcanic center.

5. Discussion

5.1. Age reliability and comparison with the geomagnetic polarity time scale

Fig. 5 shows the perfect agreement between the available paleomagnetic polarity (Table 1) and K–Ar ages (Table 2a and b), compared with the geomagnetic polarity time scale (GPTS; Cande and Kent, 1995). Every sites from the PMVF but PY21–22 display normal directions, in agreement with their age younger than 300 ka (Germa et al., submitted for publication), and hence falling within the Brunhes chron. Flow PY21 dated here at 1.716 ± 0.025 Ma (Table 2b) belongs to the early Matuyama chron, as expected from its reverse polarity (Table 1). Flows from the LLVF encompass four polarity changes within the Matuyama chron, from the Olduvai to the Jaramillo subchrons (Fig. 5).

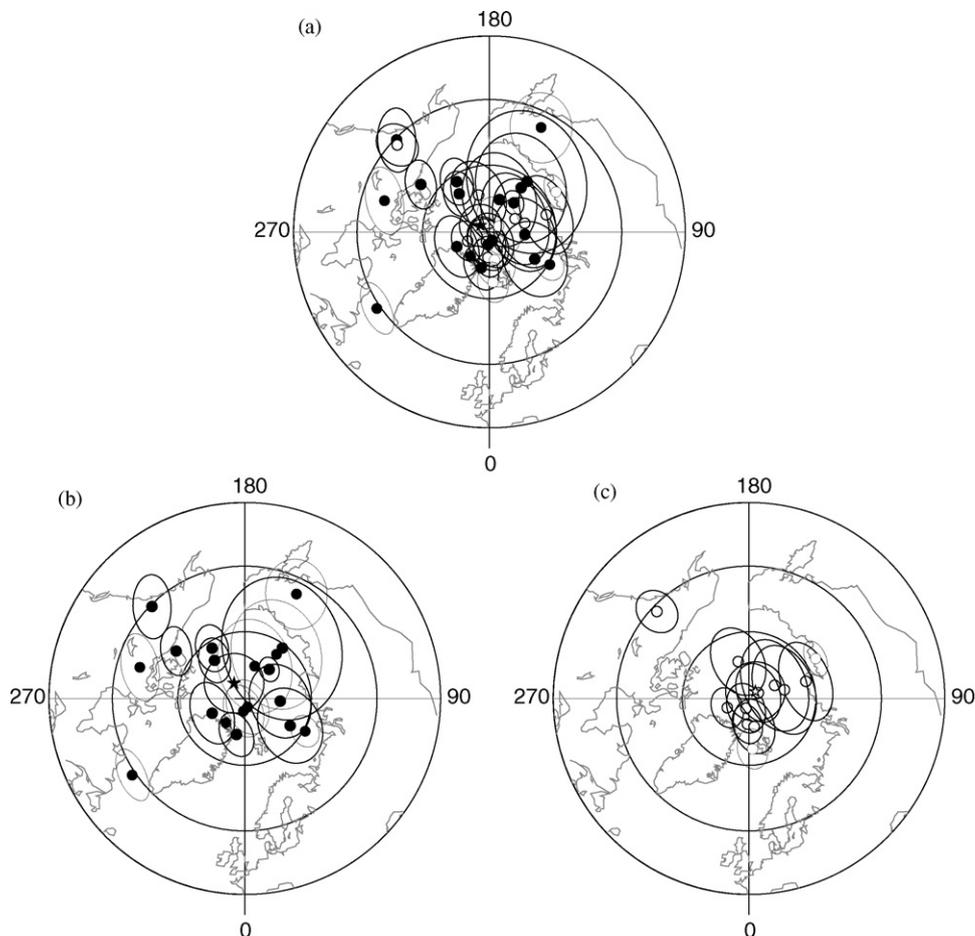


Fig. 6. VGP positions shown with their α_{95} confidence interval for (a) all flows, (b) normal polarity flows and (c) reverse polarity flows.

5.2. Mean directions

The present day field (PDF) throughout South America displays directions strongly departing from a purely dipolar field with an inclination of -35.5° , much shallower than the expected value of -55.0° from the GAD hypothesis at the present site location. Only 3 out of 31 paleo-inclinations measured in the present study (Table 1) reach the PDF value, which highlights the rather anomalous character of the latter.

As reported in Table 4 and shown in Fig. 4, the mean declination for all sites, as well as for each subgroup, is undistinguishable from 0 or 180° within the α_{95} confidence cone. This shows that possible regional tectonic rotation is not a concern here, and moreover, that the paleomagnetic field at the site location is fully compatible with a zonal geometry. When comparing the inclination values and the GAD value (-55.0°), all subgroups from Table 4 display a slightly shallower direction, although it also remains within the α_{95} confidence cone. There is no difference between normal and reverse, nor between the two time intervals investigated here. The time dependency of the TAF suggested in some earlier studies at the 10^4 to 10^5 years timescale (Carlut et al., 2000; Elmaleh et al., 2004; Zanella, 1998) does not seem to be observed here at the 10^6 years timescale.

Most TAF models require a small but significant and persistent quadrupole (g_2^0) term, offsetting slightly the dipolar component of the field, to fit the global paleomagnetic dataset covering the last 5 Myr (Gubbins and Kelly, 1993; Hatakeyama and Kono, 2002; Johnson and Constable, 1995; McElhinny and McFadden, 1997; Quidelleur et al., 1994). However, some recent individual studies (e.g., Carlut et al., 2000; Yamamoto et al., 2002) from near equa-

torial sites, where such quadrupole effect should be best recorded, revealed inclination close to the GAD value, rendering the g_2^0 component unnecessary. Alternatively, a persistent g_2^0 component on the order of 5% of g_1^0 appears required to explain the mean direction recorded at other individual equatorial sites, such as in Indonesia (Elmaleh et al., 2004), for instance.

In the present study no persistent zonal term appears necessary to account for the small, not statistically significant at the 95% confidence level, departure from the axial dipole field. Furthermore, if any, the required g_2^0 component would be of negative sign of g_1^0 , which is opposite of what observed in most global studies (Constable and Parker, 1988; Johnson and Constable, 1997; Merrill and McFadden, 2003; Quidelleur et al., 1994). Even when a persistent axial octupole g_3^0 is advocated (as sometimes proposed), it would be of opposite sign of what expected from these global studies. This suggests that no significant non-dipolar component could be derived from the present single study and that other data from South America should first be considered before deriving any regional mean paleomagnetic direction.

5.3. Comparison with previous results from the Americas and the southern hemisphere

Although South America was devoid of paleomagnetic data for TAF determinations when this study was initiated, a number of results have since been published. In southern Patagonia (Mejia et al., 2004), from 33 flows covering a time interval of 4 Myr, the mean direction ($I = -68^\circ$; $D = -1.3^\circ$; $\alpha_{95} = 3.5^\circ$) is not statistically differ-

Table 4

Mean directions paleomagnetic results. n (number of average directions), Dec (mean declination, in degree), Inc (mean inclination, in degree), κ (kappa precision parameter), α_{95} (radius of the 95% confidence cone from Fisher (Fisher, 1953) statistics), ΔI (observed inclination – dipole inclination, in degree), VGP lat. (virtual geomagnetic pole latitude), VGP long. (virtual geomagnetic pole longitude), ASD (angular standard deviation), VGP sc. (VGP scatter around the mean VGP pole).

Data	n	Dec (°)	Inc (°)	κ	α_{95}	ΔI (°)	VGP lat.	VGP long.	ASD	VGP sc.
All	31	357.3	−52.8	32.6	4.6	2.7	87.5	233.9	14.8	14.6
N polarity	19	354.8	−53.0	25.6	6.8	2.5	85.8	214.9	16.5	15.9
R polarity	12	181.0	52.3	54.2	5.9	−3.2	−87.9	137.7	12.5	12.3
<300 ka	18	355.5	−53.1	24.4	7.1	2.4	86.4	215.4	16.7	16.2
0.9–1.9 Ma	13	359.7	−52.3	55.2	5.6	3.2	88.0	−73.7	12.6	12.5

ent from that of the GAD (expected inclination: -68°). Slightly to the north, another study in the Lago Buenos Aires area, yielded 26 directions covering the 0–3 Ma time interval (Brown et al., 2004). The mean direction ($I = -63^\circ$; $D = 3.4^\circ$; $\alpha_{95} = 5.4^\circ$) is also compatible with the GAD hypothesis (expected inclination: -62°). To the north of the present study, in Ecuador, Opdyke et al. (2006) reported a mean direction of ($I = -5.4^\circ$; $D = -0.1^\circ$; $\alpha_{95} = 4.2^\circ$) for 51 flows younger than 2.6 Ma, which is only slightly different from the GAD, and is best modeled when a small (5% of g_1^0) axial quadrupole (g_2^0) is superimposed.

Within the central and northern Americas, three recent studies were conducted in Mexico, western US and Canada. While a g_2^0 term of 5% superimposed to the GAD is suggested in the former (Mejia et al., 2005) and the latter (Mejia et al., 2002), the GAD alone can account for the mean direction reported in the western US (Tauxe et al., 2004b). In addition, The GAD alone can also account for results obtained in many studies from a wide range of site location, such as Lesser Antilles (Carlut et al., 2000), French Polynesia (Yamamoto et al., 2002), Australia (Opdyke and Musgrave, 2004) and Antarctica (Baraldo et al., 2003; Tauxe et al., 2004a).

5.4. Virtual geomagnetic poles

Virtual geomagnetic poles (VGP) calculated for each of the 31 final sites are reported in Table 1 and plotted in Fig. 6. All VGP latitudes lie above 61°S (for reverse directions) and 59°N (for normal direction), which shows that no transitional direction was recorded here. This is not surprising, since when taking into account the total time interval covered here (about 1.3 Myr), the total number of transitions covered (4), the typical duration of a single transition (about 10 kyr maximum; e.g., Quidelleur et al., 2003), only 1 out of 130 flows would be statistically emitted during a polarity change. Even if excursions of the geomagnetic field are considered, although they occur quite often as observed within the Brunhes chron (Langereis et al., 1997), because of their probably shorter duration we would have statistically recorded one excursive direction at the most.

Fig. 7 shows the scatter in paleomagnetic directions, represented by the angular dispersion of VGP (ASD) as a function of latitude for both the data from a global 0–5 Ma dataset (Quidelleur et al., 1994), and values derived from the C1 statistical model (Quidelleur and Courtillot, 1996). This model is close to the basic model of Constable and Parker (1988) as it assumes that each spherical harmonic coefficient vary as uniform random Gaussian values with zero mean and decreasing standard deviation as a function of the degree. In order to improve the fit of the ASD increase with latitude observed for the data, the quadrupolar terms behave differently as a function of the spherical harmonic order. This shows that such simple model can accurately reproduce important observations concerning the paleomagnetic field properties. Note that the strength of the persistent axial quadrupole (g_2^0) has little influence regarding the increase of ASD with latitude (Constable and Parker, 1988). ASD values for the present study were calculated for normal and reverse directions (Table 4 and Fig. 7). Normal data (closed star) are compatible with both the C1 model the global dataset while reverse data (open star)

are significantly lower. All sites combined (grey star) are compatible with the model within uncertainty. When only data from the last 300 kyr are considered, the ASD is 16.7° (Table 4), in full agreement with the expected value for this site latitude (Fig. 7). Note that similar conclusions are reached with model G of McFadden et al. (1988), and with other statistical field models (Constable and Johnson, 1999; Tauxe and Kent, 2004) that also fit well the global datasets.

It is interesting to compare our angular deviation values with other recent studies from nearby area. In southern Patagonia (Mejia et al., 2004), the VGP scatter of 17° is compatible with statistical PSV models (e.g., Quidelleur and Courtillot, 1996). In Ecuador (Rochette et al., 1997) recorded an ASD of 11.2° in the Galapagos Islands during the 0–2 Ma interval, while on-land (Opdyke et al., 2006) observed an ASD of 13.3° for the last 2.6 Myr, both results being also compatible with the expected value within uncertainties. On the other hand, a large scatter greater than 20° was obtained in the Lago Buenos Aires nearby area (Brown et al., 2004). Since many transitional directions (10 out of 36) have been reported there, we suspect that for unclear reasons this latter study is not representative of the PSV.

Regarding our PSV results for reverse directions (Table 4 and Fig. 7) two hypotheses arise; either we do not have sampled enough the paleomagnetic secular variation during the 0.9–1.9 Ma time interval, or, the PSV was significantly lower during this interval. We think that the first hypothesis can be ruled out because of the relatively large geographic distribution of our sites within the LLVF (Fig. 1), and because of the large time covered by these sites (Table 2a). However, only 12 sites display reverse directions, which might be insufficient for PSV investigations (Tauxe et al., 2003). Alternatively, the second hypothesis, if validated by other sites at this latitude, would have strong implications for our understanding

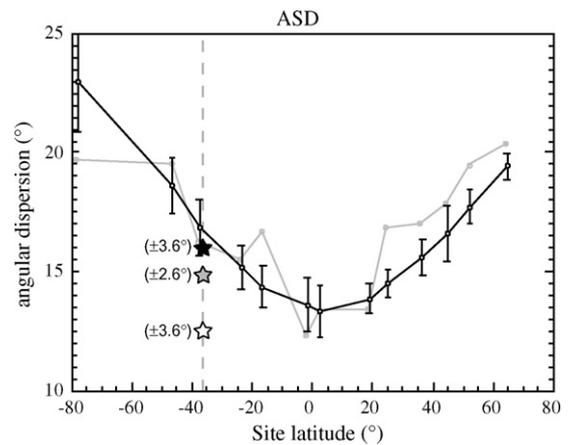


Fig. 7. VGP scatter in terms of the ASD obtained from this study (star) plotted as a function of latitude and compared with values of C1 model (black curve) and values derived from their global dataset (grey curve) (Quidelleur and Courtillot, 1996). Close, white and grey stars are for normal, reverse and both polarity data, respectively (see Table 4). Uncertainties were obtained from Cox (1969).

of the timescales of the PSV. Finally, we note that in a recent compilation of new and previous data (Johnson et al., 2008) there is also, at this site latitude, a slight tendency (although not statistically significant) for a lower VGP dispersion during the reverse Matuyama chron (14.5° ; $N = 40$) than during the normal Brunhes chron (16.1° ; $N = 194$).

6. Conclusions

The mean direction (declination = 357.3° , inclination = -52.8° , $\alpha_{95} = 4.6^\circ$) from the 31 sites of the present study is compatible with the expected axial dipole field direction. Similar conclusions are reached when only normal or reverse directions are considered.

Other recent studies from South American sites (Brown et al., 2004; Mejia et al., 2004; Opdyke et al., 2006) also support a TAF without any non-zonal persistent components. On the other hand, they display slightly contradictory conclusions regarding the presence of a significant persistent zonal quadrupole term. It is not observed in southern Patagonia (Brown et al., 2004; Mejia et al., 2004), while a small positive term seems required in Ecuador (Opdyke et al., 2006). When considered together with our results, which show a slight tendency (although not statistically significant) for a small negative term, all presently available data from South America support an axial dipole only TAF.

PSV from normal and reverse polarity data display contrasting features. For normal directions, PSV is as expected for this site latitude, while VGP displays a very small dispersion for reverse data, all of them being from the 1.9–0.9 Ma time interval.

Finally, our results from South America increase the available number of recent high quality data from this area of the globe in particular, and from southern hemisphere sites in general. Together with their associated age constraints, they improve global datasets which will allow the construction of the next generation of TAF model which, hopefully, will allow the investigation of the 10^5 year timescale variations.

Acknowledgements

We thank Diego Winocur for his help during sampling. Reviews by two anonymous referees were much appreciated. Funding was obtained from INSU CNRS DyETI program. This is LGMT contribution number 74.

References

- Baraldo, A., Rapalini, A.E., Bohnel, H., Mena, M., 2003. Paleomagnetic study of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Geophys. J. Int.* 153, 333–343.
- Bermudez, A., Delpino, D., Frey, F., Saal, A., 1993. Los Basaltos de retroarco extraandinos. In: Ramos, V.A. (Ed.), XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Mendoza, pp. 161–172.
- Brown, L.L., Singer, B.S., Goring, M.L., 2004. Paleomagnetism and Ar-40/Ar-39 chronology of lavas from Meseta del Lago Buenos Aires, Patagonia. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5.
- Cande, S., Kent, D., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale. *J. Geophys. Res.* 100, 6093–6095.
- Carlut, J., Courtillot, V., 1998. How complex is the time-averaged geomagnetic field over the past 5 million years? *Geophys. J. Int.* 134, 527–544.
- Carlut, J., Quidelleur, X., Courtillot, V., Boudon, G., 2000. Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): implications for time-averaged field models. *J. Geophys. Res.* 105, 835–849.
- Cassignol, C., Gillot, P.-Y., 1982. Range and Effectiveness of Unspiked Potassium–Argon Dating: Experimental Groundwork and Applications. Numerical Dating in Stratigraphy. John Wiley, New York, pp. 159–179.
- Cogné, J.P., 2003. Paleomag: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (1), 1007.
- Constable, C.G., Johnson, C.L., 1999. Anisotropic paleosecular variation models: implications for geomagnetic observables. *Phys. Earth Planet. Int.* 115, 35–51.
- Constable, C.G., Parker, R.L., 1988. Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5 Myr. *J. Geophys. Res.* 93, 11569–11581.
- Cox, A., 1969. Confidence limits for the precision parameter k . *Geophys. J. Roy. astr. Soc.* 18, 545–549.
- Elmaleh, A., Valet, J.P., Quidelleur, X., Solihin, A., Bouquerel, H., Tesson, T., Mulyadi, E., Khokhlov, A., Wirakusumah, A.D., 2004. Paleosecular variation in Java and Bawean Islands (Indonesia) during the Brunhes chron. *Geophys. J. Int.* 157, 441–454.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. Lond.* A217, 295–305.
- Folguera, A., Zapata, T., Ramos, V.A., 2006. Late Cenezoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35° – 39° S lat). The Geological Society of America, pp. 267–285/359.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Tchilingirian, P. (submitted for publication) Evolution of the back-arc Pleistocene volcanic complex of Payun Matrú (Argentina) and its geodynamic implication for magma genesis in a complex slab geometry setting.
- Gillot, P.-Y., Cornette, Y., 1986. The Cassignol technique for potassium–argon dating, precision and accuracy: examples from late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chem. Geol.* 59, 205–222.
- Gillot, P.Y., Cornette, Y., Max, N., Floris, B., 1992. Two reference materials, trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating (K –Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of Pleistocene and Holocene rocks. *Geostandard Newslett.* 16 (1), 55–60.
- Gubbins, D., Kelly, P., 1993. Persistent patterns in the geomagnetic field over the past 2.5 Myr. *Nature* 365, 829–832.
- Halls, H.C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.* 45, 297–304.
- Hatakeyama, T., Kono, M., 2002. Geomagnetic field model for the last 5 Myr: time-averaged field and secular variation. *Phys. Earth Planet. Int.* 133, 181–215.
- Johnson, C.L., Constable, C.G., 1995. The time-averaged geomagnetic-field as recorded by lava flows over the past 5 million-years. *Geophys. J. Int.* 122, 489–519.
- Johnson, C.L., Constable, C.G., 1997. The time-averaged geomagnetic field: global and regional biases for 0–5 Ma. *Geophys. J. Int.* 131, 643–666.
- Johnson, C.L., Constable, C.G., Tauxe, L., Barendregt, R., Brown, L.L., Coe, R.S., Layer, P., Mejia, V., Opdyke, N.D., Singer, B.S., Staudigel, H., Stone, D.B., 2008. Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35° – 39° S lat). The Geological Society of America, pp. 19–60/359.
- Kay, S.M., Goring, M.L., Ramos, V.A., 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36° S to 52° S latitude). *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 59, 556–568.
- Khokhlov, A., Hulot, G., Bouligand, C., 2006. Testing statistical palaeomagnetic field models against directional data affected by measurement errors. *Geophys. J. Int.* 167, 635–648.
- Khokhlov, A., Hulot, G., Carlot, J., 2001. Towards a self-consistent approach to palaeomagnetic modelling. *Geophys. J. Int.* 145, 157–171.
- Kirschvink, J., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data: examples from Siberia and Morocco. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.* 62, 699–718.
- Kono, M., Tanaka, H., 1995. Mapping the Gauss coefficients to the pole and the models of paleosecular variation. *J. Geomagn. Geoelectr.* 47, 115–130.
- Langereis, C.G., Dekkers, M.J., de Lange, G.J., Paterne, M., van Santvoort, P.J.M., 1997. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophys. J. Int.* 129, 75–94.
- Lawrence, K.P., Constable, C.G., Johnson, C.L., 2006. Paleosecular variation and the average geomagnetic field at $\pm 20^\circ$ latitude. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7.
- McElhinny, M., McFadden, P., 1997. Paleosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophys. J. Int.* 131, 240–252.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1988. Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *J. Geophys. Res.* 93 (11), 583–611.
- Mejia, V., Barendregt, R.W., Opdyke, N.D., 2002. Paleosecular variation of Brunhes age lava flows from British Columbia, Canada. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3.
- Mejia, V., Bohnel, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., Aranda-Gomez, J.J., 2005. Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene–Holocene lava flows from Mexico. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6.
- Mejia, V., Opdyke, N.D., Vilas, J.F., Singer, B.S., Stoner, J.S., 2004. Plio-Pleistocene time-averaged field in southern Patagonia recorded in lava flows. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5.
- Merrill, R.T., McFadden, P.L., 2003. The geomagnetic axial dipole field assumption. *Phys. Earth Planet. Inter.* 139, 171–185.
- Odin, G.S., et al., 1982. Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin, G.S. (Ed.), Numerical Dating in Stratigraphy. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 123–150.
- Opdyke, N.D., Hall, M., Mejia, V., Huang, K., Foster, D.A., 2006. Time-averaged field at the equator: results from Ecuador. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7.
- Opdyke, N.D., Musgrave, R., 2004. Paleomagnetic results from the Newer Volcanics of Victoria: contribution to the time averaged field initiative. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5.

- Pasquaré, G., Bistacchi, A., Francalanci, L., Bertotto, G.W., Boari, E., Massironi, M., Rossotti, A., 2008. Very long Pahoehoe inflated basaltic lava flows in the Payenia volcanic province (Mendoza and La Pampa, Argentina). *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 63, 131–149.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Soler, V., Valet, J.-P., Gillot, P.-Y., 2003. The age and duration of the Matuyama-Brunhes transition from new K–Ar data from La Palma (Canary Islands) and revisited $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 208, 149–163.
- Quidelleur, X., Courtillot, V., 1996. On low-degree spherical harmonic models of paleosecular variation. *Phys. Earth Planet. Inter.* 95, 55–77.
- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Soler, V., Lefèvre, J.C., 2001. K/Ar dating extended into the last millennium: application to the youngest effusive episode of the Teide volcano (Spain). *Geophys. Res. Lett.* 28, 3067–3070.
- Quidelleur, X., Valet, J.P., Courtillot, V., Hulot, G., 1994. Long-term geometry of the geomagnetic field for the last five million years: an updated secular variation database. *Geophys. Res. Lett.* 21, 1639–1642.
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22, 183–190.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39° latitude). In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat)*. The Geological Society of America, pp. 1–17/359.
- Rochette, P., Ben Atig, F., Collombat, H., Vandamme, D., Vlag, P., 1997. Low paleosecular variation at the equator: a paleomagnetic pilgrimage from Galapagos to Esterel with Allan Cox and Hans Zijderveld. *Geol. Mijnbouw* 76 (1–2), 9–19.
- Schneider, D.A., Kent, D.V., 1990. The time-averaged paleomagnetic field. *Rev. Geophys.* 28, 71–96.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- Tauxe, L., 2005. Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 247–261.
- Tauxe, L., Constable, C., Johnson, C.L., Koppers, A.A.P., Miller, W.R., Staudigel, H., 2003. Paleomagnetism of the southwestern USA recorded by 0–5 Ma igneous rocks. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4.
- Tauxe, L., Gans, P., Mankinen, E.A., 2004a. Paleomagnetism and Ar-40/Ar-39 ages from volcanics extruded during the Matuyama and Brunhes Chrons near McMurdo Sound, Antarctica. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5.
- Tauxe, L., Kent, D.V., 2004. A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: was the Ancient Magnetic Field Dipolar? *Timescales of the Paleomagnetic Field. Geophysical Monograph Series. A.G.U., Washington*, pp. 101–115.
- Tauxe, L., Lusk, C., Selkin, P., Gans, P., Calvert, A., 2004b. Paleomagnetic results from the Snake River Plain: contribution to the time-averaged field global database. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5.
- Wilson, R., 1971. Dipole offset—the time-averaged palaeomagnetic field over the past 25 Ma. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.* 22, 491–504.
- Yamamoto, Y., Shimura, K., Tsunakawa, H., Kogiso, T., Uto, K., Barszczus, H.G., Oda, H., Yamazaki, T., Kikawa, E., 2002. Geomagnetic paleosecular variation for the past 5 Ma in the Society Islands, French Polynesia. *Earth Planets Space* 54, 797–802.
- Zanella, E., 1998. Paleomagnetism of Pleistocene volcanic rocks from Pantelleria Island (Sicily channel) Italy. *Phys. Earth Planet. Int.* 108, 291–303.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, New York, pp. 254–286.