

N° d'ordre : D.U. 2775

**UNIVERSITE BLAISE PASCAL**

U.F.R. Sciences et Technologies

**ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES**

N° 898

**THESE**

Présentée pour obtenir le grade de

**DOCTEUR D'UNIVERSITE**

*Spécialité : Pétrologie*

Par

**Marina Valer**

Titulaire du Master 2 Recherche :

« Magmas et Volcans »

**Origine et évolution des magmas de l'île de La Réunion :  
Apports de la pétro-géochimie et des inclusions magmatiques**

Soutenue publiquement le 14 décembre 2016, devant la commission d'examen :

Andrea Di Muro	Institut de Physique du Globe, Paris	Rapporteur
François Faure	Université de Lorraine, Nancy	Rapporteur
Lucia Gurioli	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Examinatrice
Nicole Métrich	Institut de Physique du Globe, Paris	Examinatrice
Pierre Schiano	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
Patrick Bachèlery	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
Ivan Vlastélic	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Invité



## *Remerciements*

Ces trois ans de thèse, je les ai partagés avec beaucoup de monde. J'ai eu la chance d'être accompagnée et soutenue par de nombreuses personnes, que je souhaite remercier pour avoir, chacune à leur façon, contribué à cette aventure professionnelle et personnelle.

Tout d'abord, je tiens à remercier mes directeurs de thèse, Patrick Bachèlery et Pierre Schiano, pour m'avoir proposé ce sujet de thèse, me permettant de poursuivre sur ce thème de recherche si important pour moi depuis le Master 2. C'est grâce à toi Pierre que j'ai découvert les inclusions magmatiques, et je dois dire que ta passion pour ces petites gouttelettes est assez contagieuse. Je te remercie aussi de m'avoir guidée sur les chemins tortueux de la géochimie des traces. Merci Patrick, avant tout pour m'avoir fait partager ta passion pour le Piton de la Fournaise, et ce jusque sur le terrain (et de m'avoir accompagnée même sous la pluie torrentielle, sur des cônes adventifs boueux, et jusqu'au sommet depuis le cratère Hudson par le flanc Ouest.. !). Merci pour ta disponibilité et ta patience lors de nos discussions et de mes innombrables questions (et dérives) sur diverses problématiques réunionnaises. Merci à vous deux d'avoir pris le temps, malgré vos agendas ministériels, de m'apprendre toutes ces choses (parmi lesquelles l'autonomie !), et de m'avoir fait confiance.

Je remercie les membres de mon jury, Andrea Di Muro, François Faure, Nicole Métrich, Lucia Gurioli et Ivan Vlastélic pour avoir accepté de juger ce travail, pour la discussion très enrichissante qui a suivi la présentation, et l'intérêt qu'ils ont porté à ce sujet de thèse.

Je suis particulièrement reconnaissante à Nicolas Cluzel, pour m'avoir appris tant de choses sur les inclusions, et premièrement qu'elles ne sont pas faciles à trouver... Merci Nico pour le temps que tu as passé à m'enseigner toutes ces techniques et pour tous tes conseils. Merci aussi de t'être intéressé à la fois à mes résultats analytiques et badmintonistiques, et pour ta constante bonne humeur. Pour cela je tiens aussi à remercier Maxime Mercier, pour son aide et ses conseils tant dans les techniques de polissage que dans le choix musical.

Il y a tellement de personnes du LMV que je souhaite remercier, qui m'ont aidée durant ces années. En particulier, je remercie Muriel, Séverine et Estelle pour leur aide précieuse sur les inclusions, ainsi qu'Ivan pour m'avoir guidée et éclairée sur la géochimie de La Réunion. Merci également à Lucia pour m'avoir intégrée dans l'étude de l'éruption de 2014, et pour ces discussions.

Un immense merci à Jean-Luc D. : non seulement pour tes compétences à la microsonde et au laser, mais pour l'intérêt que tu as porté à mon travail, ta gentillesse, et nos nombreuses discussions. Je remercie également Mhammed, pour toute son attention et sa considération, et pour toutes les nombreuses séries d'analyses réalisées, ainsi que Jean-Marc pour les séances de MEB et le temps qu'il m'a consacré. Merci à Claire pour m'avoir permis de lui piquer autant de sacs à échantillons pour mes missions et pour son aide, à Mouhcine, pour le temps passé à m'apprendre les subtilités des analyses isotopiques, ainsi qu'à Chantal et Krzysztof pour m'avoir montré le travail en salle blanche. Merci également à Delphine et Jean-Luc P. pour leur disponibilité et les analyses effectuées, ainsi qu'à Antonin et Esther pour l'aide apportée. Je n'oublie pas Marie-Christine, Sandrine, Véronique, Cécile et Audrey, pour leur disponibilité et leur gentillesse, ni tous ceux qui étaient présents dans l'amphi le jour J.

Mes remerciements s'adressent également aux membres de l'OVPF et du Laboratoire Géosciences de La Réunion pour leur accueil et leur accompagnement lors de mes missions. Merci à Philippe Mairine, pour s'être intéressé à ce sujet de thèse, m'avoir guidée sur le terrain (« tu veux des cristaux d'olivine en abondance ? Par là-bas. Des plagioclases ? Par ici. ») et

pour son accueil si chaleureux. Je remercie aussi Janne Blichert-Toft et Brian G. Upton pour les données qu'ils ont aimablement mises à ma disposition, et leurs conseils. Thank you both.

Je tiens également à remercier mes enseignants brestois, de licence et master, en particulier Arnaud Agranier et Gilles Chazot qui m'ont fait découvrir l'univers du magmatisme, des volcans, et du terrain !

Mes chers thésards... je vous dois beaucoup. Merci à toi Lola, d'avoir partagé tout ça avec moi, en tant que camarade de promo, collègue, co-bureau mais surtout amie. Merci de m'avoir si bien épaulée, et pour ces fous rires et discussions interminables. Merci à Baptiste (coucou !) et Coco (Jean-Michel Rougne) qui ont en quelque sorte « vécu » avec moi dans le bureau, surtout les derniers mois, et qui m'ont supporté, et soutenu (si si). Merci à Marie-Anne (reine du dancefloor et des tartes au citron) et Valentin F. (geek toujours zen), pour cette intense semaine à l'EGU (et pour m'avoir laissé la suite royale), Vincent (pour m'avoir toujours apporté du blanc sec), Marine (la prochaine fois, on va faire du ski de rando à Yosemite !!), Angélie, Valentin G., Juliette, Gio (délicieux ce limoncello !), Simon (photographe et plagiste professionnel), Mélo, Matthias (raton laveur mélomane), Nina, Vincent (Chouchou), Julien, Pierre, Gabi, Manon, Camille, Asmaa, Elodie, Ale, Silvia, Anne, Swetha, et aux « petits nouveaux ». Barbamerci à tous ! Merci également à Lydie, Federica, Seb, Yannick et Guénolé, pour ces bons moments partagés au labo, et en-dehors ! Merci à tous ceux que j'ai croisés durant ces trois ans, dans un couloir du labo, à la machine à café, en conférence, qui ont apporté ces instants d'humanité à ces années de labeur.

Toujours présents après cette folle année de M2, j'ai nommé Béné, Lola, Gaëlle et les bibiches Math, Ben, Baptiste, Antho et Tomtom. Cette année avec vous m'a donné le courage de faire trois ans de thèse !! Bande de grands malades... Une année inoubliable, et un soutien qui continue... merci !

C'est très important pour moi de remercier comme il se doit les badistes, qui sont en fait bien plus que des badistes. Micka, Bérengère et Julie, merci pour ces volants échangés, plein de soutien, de force, d'encouragement et d'attention, allant bien au-delà du gymnase ! Merci Fanny et Julien pour avoir partagé avec moi à la fois le badminton et votre passion pour La Réunion.

Je veux également remercier du fond du cœur ma famille. Merci à ma mère, mon père et mon frère Raphaël (Loulou), d'être là pour moi depuis le début, et de me soutenir dans mes projets. Et ce même à de nombreux kilomètres ! Merci Raph de toujours vouloir jouer à MarioKart avec moi, même si ça y est, maintenant tu me bats... (« *congratulations !* »).

Merci à mes amies de toujours, pour me soutenir dans les différentes épreuves de la vie, aussi bien le doctorat que le festival inter-celtique. Ma Morganou, je n'avais pas parlé de faire une thèse quand on s'est rencontré en maternelle, mais pourtant tu es toujours là... merci pour tout. Merci Lise (-mouth, partenaire de double), Cécile (membre du « trio infernal », ma sportive exemplaire), Elodie (qui fait les meilleurs, et les plus atypiques, des gâteaux au chocolat..), Sophie (mon éternelle voisine), et Anna (ma binôme de choc).

Mon dernier et plus tendre remerciement va à mon grelou. Tous les mots ne suffiront jamais à te remercier pour tout le soutien que tu m'as apporté. Merci Pierre, premièrement pour ce « petit » détour par Clermont, puis pour être resté, malgré mes crises de stress, voire d'angoisse irrationnelle, ou de manque de chocolat. Merci de m'avoir supportée durant cette thèse, voire littéralement portée vers la fin, tout en me rappelant qu'il n'y a pas que la thèse dans la vie... mais aussi des décors bien orientés face au vent, des versants bien enneigés, et des jolis spots pour le « bolide » dans le désert ou face à la mer. Merci d'être toujours là pour moi, dans une rédaction de thèse, et partout ailleurs.





## Résumé

Malgré l'homogénéité isotopique des laves de La Réunion, une certaine diversité des produits est observée sur les deux principaux volcans de l'île, le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise, d'un point de vue pétrographique et chimique. En effet, si la majorité des laves émises sont des basaltes transitionnels dont l'évolution est principalement contrôlée par la précipitation et/ou l'accumulation d'olivine, certaines laves plus ou moins anciennes montrent des caractéristiques pétrologiques et géochimiques particulières, qui témoignent de conditions magmatiques variées et de systèmes de stockage et transfert relativement complexes. C'est le cas des « Basaltes Porphyriques à Plagioclase », des basaltes des cônes excentriques dits « adventifs » et de ceux du cratère Hudson (éruption de 1998), sur lesquels portent les travaux de cette thèse. L'étude pétro-géochimique des laves est couplée à celle des inclusions magmatiques des minéraux, naturellement vitreuses ou homogénéisées par chauffage expérimental, afin de caractériser l'origine des magmas et les processus responsables de leur évolution, en contexte de point chaud océanique.

Les rapports d'éléments en traces incompatibles des inclusions magmatiques piégées dans les olivines précoces ( $Fo > 85$ ) des cônes adventifs sont utilisés pour identifier la nature de la source du panache mantellique de La Réunion. Les résultats suggèrent que les magmas des cônes adventifs ont une origine chimiquement comparable à celle de l'ensemble des laves réunionnaises, intermédiaire entre un domaine mantellique relativement primitif et un domaine légèrement appauvri, presque non-affecté par les processus de recyclage. De faibles degrés de fusion partielle de cette source génèrent les concentrations enrichies en éléments en traces des inclusions magmatiques.

Les Basaltes Porphyriques à Plagioclases, pouvant contenir jusqu'à 35 % de plagioclases millimétriques, ont été émis sur les deux volcans. Les compositions des inclusions magmatiques des macrocristaux de plagioclase ( $An_{84,2-71,7}$ ) et les observations texturales des cristaux mettent en évidence leur caractère hérité. Les magmas parentaux des cristaux évoluent essentiellement par cristallisation de clinopyroxène et de plagioclase. Les contrastes de densité entre les phases permettent la ségrégation des plagioclases par flottaison, et leur accumulation au toit de la chambre. Les Basaltes Porphyriques à Plagioclase sont formés par la remobilisation de ces zones d'accumulation riches en plagioclase lors de l'arrivée d'un nouveau magma. Les périodes très spécifiques d'éruption de ces basaltes correspondraient à une diminution du flux magmatique dans la croissance des volcans, favorisant la cristallisation de plagioclase.

Les textures des laves des cônes adventifs et du cratère Hudson, ainsi que les inclusions magmatiques des olivines de ces laves témoignent d'une histoire complexe des cristaux, et de l'importance des processus de recyclage dans le système d'alimentation magmatique du Piton de la Fournaise. Les olivines sont nettement plus magnésiennes ( $Fo > 85$ ) que celles des laves historiques. Les compositions chimiques des laves montrent que la majeure partie correspond à des basaltes légèrement alcalins, appelés « Mid-Alkaline Basalts », qui sont appauvris en CaO mais enrichis en éléments compatibles et incompatibles. Les compositions isotopiques et en éléments en traces leurs suggèrent une origine commune avec celle des laves historiques, bien que le taux de fusion partielle à l'origine des « Mid-Alkaline Basalts » soit plus faible. Un fractionnement profond de clinopyroxène et de plagioclase expliquerait leur formation. L'ensemble de ces résultats suggère que du magma d'origine profonde peut remonter directement, sans passer par le système central du volcan.

**Mots-clés :** inclusions magmatiques ; pétro-géochimie ; La Réunion ; source mantellique ; basaltes d'îles océaniques ; basaltes alcalins ; basaltes porphyriques à plagioclase ; recyclage

## Abstract

Despite the isotopic homogeneity of the La Réunion lavas, a petrographic and chemical diversity is observed in the products of the two main volcanoes of the island, le Piton des Neiges and le Piton de la Fournaise. Although the majority of the lavas are transitional basalts which are mainly controlled by olivine fractionation and/or accumulation, some relatively old lavas show petrological and geochemical characteristics that reflect various and relatively complex magmatic conditions, as well as storage and plumbing systems. This is for instance the case of the Plagioclase Ultraphyric-Basalts, basalts from the eccentric 'adventive' cones and from the Hudson crater (1998 eruption), on which this work deals with. The petro-geochemical study of the lavas is coupled with the investigation of naturally vitreous or experimentally quenched mineral-hosted melt inclusions, in order to characterize the origin of the magmas and their evolution processes in an oceanic hotspot context.

The incompatible trace element ratios of the melt inclusions trapped within early-formed olivine crystals ( $Fo > 85$ ) from the adventive cones are used to identify the nature of the La Réunion mantle plume source. The results suggest that magmas of the adventive cones originate from a chemical source comparable to that of all the La Réunion lavas. This source is intermediate between a primitive-like mantle domain and a depleted one, almost unaffected by recycling processes. Small degrees of melting of this source can explain the enriched trace element concentrations of the melt inclusions.

Plagioclase-bearing ultraphyric basalts, which can have up to 35 % millimetre-sized plagioclase crystals, were erupted during some stages of building of the two volcanoes. The compositions of the melt inclusions hosted in the plagioclase macrocrystals ( $An_{84.2-71.7}$ ) and textural observations of the crystals highlight their inherited character. The parental melts of the crystals mainly evolve by clinopyroxene and plagioclase crystallization. Density contrasts between the phases allow plagioclase segregation by flotation and their accumulation at the top of the chamber. The Plagioclase Ultraphyric-Basalts are derived from the remobilization of this plagioclase-rich accumulation zones, upon input of a new batch of magma. The specific eruption periods of these basalts would correspond to decreases in the magma supply, which promoted plagioclase crystallization.

Lava textures of the adventive cones and Hudson crater and their olivine-hosted melt inclusions reflect a complex history of the crystals, and the role of recycling processes in the magma feeding system of the Piton de la Fournaise volcano. The olivine crystals are clearly more magnesian ( $Fo > 85$ ) than those found in the historical lava ones. The chemical compositions of the lavas show that they correspond for the most part to slightly alkaline basalts, called "Mid-Alkaline Basalts", which are depleted in CaO and enriched in compatible and incompatible elements. Isotopic and trace element compositions suggest that they have a common origin with the historical lavas, but partial melting degrees are lower for the "Mid-Alkaline Basalts". Clinopyroxene and plagioclase deep fractionation would explain their formation. All the results suggest that the ascent of deep-seated magma clearly could bypass the central volcanic system.

**Keywords** : melt inclusions ; petro-geochemistry ; La Réunion ; mantle source ; Ocean Island Basalts ; alkaline basalts ; plagioclase ultraphyric-basalts; recycling



# Table des matières

---

<b>Introduction générale</b> .....	1
<b><u>Chapitre I : Contexte géodynamique et géologique de La Réunion</u></b> .....	5
<b>I-1 : Magmatisme de point chaud : fusion de panache mantellique</b> .....	5
I-1.1 : Généralités.....	5
<i>I-1.1.1 : La formation et la fusion des panaches mantelliques</i> .....	5
<i>I-1.1.2 : Géochimie du manteau et source des points chauds</i> .....	7
<i>I-1.1.3 : Le volcanisme associé aux points chauds</i> .....	16
I-1.2 : Cas du panache mantellique de La Réunion.....	19
<b>I-2 : Edification volcanique et magmatisme de La Réunion</b> .....	30
I-2.1 : Les séries magmatiques.....	32
<i>I-2.1.1 : Les « Séries Océanitiques » : SSB, basaltes à olivine, océanites, et AbG</i> .....	34
<i>I-2.1.2 : Les « Séries Différenciées » : laves différenciées et cas particulier des Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP)</i> .....	36
<i>I-2.1.3 : Magma parental et évolution magmatique au Piton de la Fournaise</i> .....	39
I-2.2 : Le Piton des Neiges.....	42
I-2.3 : Le Piton de la Fournaise.....	45
I-2.4 : Le Volcan des Alizés ou « Proto-Fournaise ».....	52
<b>I-3 : Les cônes adventifs du Piton de la Fournaise</b> .....	55
I-3.1 : Définition et localisation.....	55
I-3.2 : Caractéristiques pétro-géochimiques.....	59
<i>I-3.2.1 : Types de lave</i> .....	59
<i>I-3.2.2 : Les olivines</i> .....	60
<i>I-3.2.3 : Les basaltes du « Groupe Anormal » (AbG)</i> .....	61
I-3.3 : Synthèse des connaissances sur les cônes adventifs.....	62
<b><u>Chapitre II : Les inclusions magmatiques</u></b> .....	64
<b>II-1 : Définition et intérêt des inclusions magmatiques</b> .....	64
II-1.1 : Définition des inclusions magmatiques.....	64
II-1.2 : Formation des inclusions magmatiques primaires.....	66
II-1.3 : Intérêts et apports des inclusions magmatiques primaires.....	69
<b>II-2 : Evolution des inclusions magmatiques primaires</b> .....	70
II-2.1 : Modifications réversibles des inclusions : évolution en système fermé.....	70
<i>II-2.1.1 : Formation d'une bulle de rétraction thermique</i> .....	70
<i>II-2.1.2 : Cristallisation post-piégeage</i> .....	70
<i>II-2.1.3 : Evolution d'une inclusion en forme de « cristal négatif »</i> .....	71
II-2.2 : Corrections de la composition des inclusions.....	73
<i>II-2.2.1 : Correction numérique de la cristallisation d'olivine aux parois</i> .....	73

II-2.2.2 : Homogénéisation expérimentale .....	75
II-2.3 : Modifications irréversibles des inclusions .....	76
II-2.3.1 : Modification de la pression interne .....	76
II-2.3.2 : Modifications chimiques : évolution en système ouvert.....	77
<b>II-3 : Les inclusions magmatiques des OIB et le cas de La Réunion .....</b>	<b>79</b>
II-3.1 : Inclusions magmatiques des OIB .....	80
II-3.2 : Inclusions magmatiques des laves de La Réunion .....	82
<b><u>Chapitre III : Méthodologie</u> .....</b>	<b>84</b>
<b>III-1 : Echantillonnage.....</b>	<b>84</b>
III-1.1 : Echantillonnage des cônes adventifs et du cratère Hudson .....	84
III-1.2 : Echantillonnage des Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP).....	89
<b>III-2 : Techniques analytiques des laves .....</b>	<b>90</b>
III-2.1 : Analyses des éléments majeurs à l'ICP-AES .....	90
III-2.2 : Analyses des éléments en traces à l'ICP-MS.....	91
III-2.3 : Analyses des isotopes du Sr au TIMS et du Nd au MC ICP-MS .....	91
<b>III-3 : Techniques analytiques des lames minces .....</b>	<b>92</b>
<b>III-4 : Techniques analytiques des inclusions magmatiques .....</b>	<b>93</b>
III-4.1 : Préparation des échantillons .....	93
III-4.2 : Micro-thermométrie optique.....	94
III-4.2.1 : Présentation du dispositif.....	94
III-4.2.2 : Protocoles suivis .....	95
III-4.3 : Microscope électronique à balayage (MEB) .....	97
III-4.3.1 : Analyse de la teneur en forstérite des olivines hôtes pour l'étude des inclusions magmatiques .....	97
III-4.3.2 : Imagerie en électrons rétrodiffusés et cartographie chimique.....	98
III-4.4 : Microsonde électronique.....	99
III-4.4.1 : Analyses des éléments majeurs et volatils (S, Cl, F) .....	99
III-4.4.2 : Mesures de la spéciation du soufre .....	100
III-4.5 : Analyses des éléments en traces au LA ICP-MS.....	101
<b>III-5 : Résultats des analyses sur les inclusions et stratégie d'exploitation des données 103</b>	
III-5.1. Inclusions vitreuses piégées dans les olivines .....	103
III-5.2. Inclusions homogénéisées.....	111
III-5.2.1. Inclusions piégées dans les olivines.....	111
III-5.2.2. Inclusions piégées dans les plagioclases .....	121

## **Chapitre IV : Caractéristiques géochimiques de la source du panache mantellique de La Réunion**..... 124

**Article:** *Geochemical characteristics of the La Réunion mantle plume source inferred from olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island)*..... 126

**Abstract** ..... 126

**Introduction** ..... 127

**Geological setting and geochemical background**..... 129

**Sample collection and Methods**..... 132

Sample collection ..... 132

Methods ..... 132

*Bulk-rock analyses* ..... 132

*Melt inclusion and host olivine analyses*..... 133

**Results** ..... 134

Bulk-rock analysis ..... 134

Melt inclusions and host olivines ..... 137

**Discussion**..... 142

Geochemical characteristics of the La Réunion mantle plume source..... 142

*Isotopic compositions of the lavas*..... 145

*Trace element ratios: evidence from lavas and melt inclusions* ..... 145

*Insights from Nb/U and Ce/Pb ratios, and other trace element tracers* ..... 147

Melting conditions of the mantle plume source of La Réunion ..... 150

**Conclusions** ..... 153

**Acknowledgements**..... 154

**References** ..... 154

**Appendix** ..... 159

## **Chapitre V : Les Basaltes Porphyriques à Plagioclases** ..... 167

**Article:** *The petrogenesis of plagioclase-ultraphyric basalts from La Réunion Island*... 169

**Abstract**..... 169

**Introduction** ..... 170

**Geological setting**..... 171

La Réunion Island ..... 171

The Plagioclase-Ultraphyric Basalts (PUBs) from La Réunion..... 176

**Sampling and rock descriptions**..... 178

**Methods** ..... 179

Whole-rock analyses ..... 179

Mineral, melt inclusion and groundmass analyses ..... 179

*Mineral analyses* ..... 179

*Homogenization of the melt inclusions* ..... 180

<i>Electron microprobe analyses of melt inclusions</i> .....	181
<i>LA ICP-MS analyses of trace elements</i> .....	182
<i>Electron microprobe analyses of groundmasses</i> .....	182
<b>Results</b> .....	183
Whole-rock compositions .....	183
Mineral textures and compositions .....	184
Plagioclase-hosted melt inclusion compositions.....	186
<i>Major elements</i> .....	186
<i>Trace elements</i> .....	186
Groundmass compositions .....	191
<b>Discussion</b> .....	192
Inferences from PUB plagioclase macrocrysts .....	192
<i>The inherited character of plagioclase macrocrysts in the PUBs</i> .....	192
<i>The nature of the parental liquids of the plagioclase macrocrysts</i> .....	194
Petrogenetic models for the PUBs from La Réunion.....	199
<i>Disruption of gabbroic cumulates</i> .....	199
<i>Crystallization of the plagioclase macrocrysts</i> .....	200
<i>Segregation of plagioclase crystals by density contrasts</i> .....	201
<i>Decrease of the magmatic production</i> .....	203
Insights from PUB eruptions into the construction of the volcanoes of La Réunion.....	206
<b>Conclusions</b> .....	207
<b>Acknowledgements</b> .....	207
<b>References</b> .....	208
<b>Appendix</b> .....	212
<b><u>Chapitre VI : Les cônes adventifs et les « Mid-Alkaline Basalts » : Pétro- géochimie et inclusions magmatiques</u></b> .....	219
<b>VI-1 : Pétrographie et chimie des minéraux</b> .....	220
VI-1.1. Texture des laves et minéralogie .....	220
<i>VI-1.1.1. Description générale</i> .....	220
<i>VI-1.1.2. Textures de déséquilibre</i> .....	222
<i>VI-1.1.3. Zonation des cristaux</i> .....	225
<i>VI-1.1.4. Agrégats de cristaux</i> .....	226
VI-1.2. Composition des minéraux .....	228
<i>VI-1.2.1. Les olivines</i> .....	228
<i>VI-1.2.2. Les pyroxènes, plagioclases et spinelles</i> .....	230
<b>VI-2 : Géochimie des laves</b> .....	234
VI-2.1. Compositions en éléments majeurs .....	234
VI-2.2. Compositions en éléments en traces .....	240
VI-2.3. Compositions isotopiques .....	246
<b>VI-3 : Inclusions magmatiques</b> .....	248
VI-3.1. Compositions en éléments majeurs .....	250
VI-3.2. Compositions en éléments en traces et volatils .....	256



<b>VI-4 : Synthèse et Discussion</b> .....	258
VI-4.1 : Synthèse des résultats obtenus sur les laves et les inclusions magmatiques .....	258
VI-4.2 : Hypothèses sur la pétrogenèse des MAB .....	262
<i>VI-4.2.1 : Les hypothèses issues de la littérature</i> .....	262
<i>VI-4.2.2 : Évaluation des processus potentiels</i> .....	264
<b><u>Chapitre VII : Discussion générale</u></b> .....	269
<b>VII-1 : Synthèse sur la source du panache mantellique : présence d'hétérogénéités ?</b> .	269
<b>VII-2 : Le taux de fusion partielle</b> .....	274
<b>VII-3 : Fonctionnement des réservoirs, stockages et transferts magmatiques</b> .....	275
VII-3.1 : Cristallisation fractionnée .....	276
<i>VII-3.1.1 : Le rôle du clinopyroxène et du plagioclase : (1) les Basaltes Porphy-</i> <i>riques à Plagioclase</i> .....	276
<i>VII-3.1.2 : Le rôle du clinopyroxène et du plagioclase : (2) les « Mid-Alkaline</i> <i>Basalts »</i> .....	278
VII-3.2 : Histoire complexe et recyclage des cristaux .....	281
<i>VII-3.2.1 : Olivine</i> .....	281
<i>VII-3.2.2 : Plagioclase</i> .....	286
<i>VII-3.2.3 : Les enclaves et les orthopyroxènes</i> .....	287
<b>Synthèse et Perspectives</b> .....	289
<b>Synthèse des résultats</b> .....	289
<b>Perspectives</b> .....	295
<b>Références bibliographiques</b> .....	297
<b>Annexes</b> .....	318



## Introduction générale

---

L'île de La Réunion, située dans l'océan Indien occidental, est constituée de deux principaux volcans boucliers, le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise. L'origine volcanique de l'île est attribuée à l'activité d'un panache mantellique d'origine profonde (probablement à la limite noyau-manteau, Courtillot *et al.*, 2003), actif depuis environ 65 Ma. Alors que le Piton des Neiges est aujourd'hui éteint, le Piton de la Fournaise est l'un des volcans les plus actifs au monde. Il représente donc un objet d'étude privilégié pour la compréhension des systèmes magmatiques de point chaud, et l'étude des magmas émis permet d'accéder à la composition chimique du manteau terrestre et à son évolution au cours du temps.

Les laves émises à La Réunion (depuis au moins 5 Ma) sont relativement homogènes isotopiquement (Fisk *et al.*, 1988; Graham *et al.*, 1990; Staudacher *et al.*, 1990; Peng et Mahoney 1995; Albarède *et al.*, 1997; Hanyu *et al.*, 2001; Mahoney *et al.*, 2002). D'après les compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb des laves, la source du panache correspondrait à un composant mantellique commun aux OIB (Bosch *et al.*, 2008). Cependant, certains auteurs ont suggéré qu'il provienne d'un domaine mantellique peu différencié, préservé des processus de recyclage mantellique (Vlastélic *et al.*, 2006 ; Schiano *et al.*, 2012). Cette question est encore largement débattue.

Malgré l'homogénéité isotopique des laves de La Réunion, il existe une certaine diversité parmi les produits émis, aussi bien d'un point de vue pétrographique que chimique. En effet, plusieurs groupes de laves sont identifiés sur les volcans réunionnais. Les laves historiques du Piton de la Fournaise (c'est-à-dire du 17<sup>ème</sup> siècle à aujourd'hui) sont majoritairement des basaltes de nature transitionnelle dans lesquels l'olivine est le principal minéral affectant la composition des magmas. Parmi ces basaltes, deux principaux groupes peuvent être distingués : les « Steady-State Basalts » (SSB) relativement aphyriques, et les « basaltes à olivine » (e.g. Albarède *et al.*, 1997). La grande majorité de ces laves a transité par un réservoir superficiel, et les liquides et cristaux présentent la signature d'un fractionnement à basse pression (e.g. Boivin et Bachèlery, 2009). En effet, le système superficiel du Piton de la Fournaise est actuellement bien caractérisé par les données géophysiques et les travaux récents en pétro-géochimie.

Du fait de l'absence ou presque de magmas primitifs émis en surface à La Réunion, les spéculations restent nombreuses quant aux conduits et stockages profonds. D'autre part, certaines laves, plus ou moins anciennes, montrent des caractéristiques pétro-géochimiques

particulières, qui témoignent de conditions magmatiques variées sous les volcans de l'île, et de systèmes de stockage et transfert relativement complexes. C'est le cas (1) des « Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP) » et (2) des basaltes des cônes dits « adventifs » :

- (1) Les BPP ont été émis au Piton des Neiges et lors de l'activité précoce du Piton de la Fournaise. Leur particularité est due à la quantité exceptionnelle de cristaux de plagioclase millimétriques qu'ils contiennent.
- (2) Les cônes « adventifs » correspondent à une activité ancienne (> 300 ans), excentrée par rapport à la zone active principale du Piton de la Fournaise : il s'agit d'une centaine de cônes stromboliens, localisés sur les flancs du massif. Ils contiennent des olivines nettement plus magnésiennes que celles des laves historiques ( $Fo > 85$ ), et ont émis des basaltes qui diffèrent chimiquement des basaltes historiques (e.g. plus faibles teneurs en CaO), appelés « Basaltes Anormaux » (AbG). Le seul exemple historique d'émission d'AbG correspond à l'éruption de 1998 au cratère Hudson, dont les laves contiennent des olivines jusqu'à  $Fo > 88$ .

Cette thèse s'intéresse à ces deux types de magmas particuliers, dans le but de comprendre les différents processus responsables de la diversité des produits des volcans de La Réunion, depuis la source du panache mantellique. Afin de caractériser l'origine et l'évolution de ces magmas, l'étude pétro-géochimique des laves est combinée à celle des inclusions magmatiques primaires piégées au sein des minéraux, qui contiennent des aliquotes des magmas parentaux des cristaux hôtes.

Ce manuscrit se divise en sept chapitres. Le **chapitre I** présente le contexte géodynamique lié au panache mantellique de La Réunion et la géologie de l'île, en particulier les différentes séries magmatiques, sur une base bibliographique. Le **chapitre II** décrit l'un des principaux outils utilisés dans ce travail : les inclusions magmatiques. L'échantillonnage qui a servi aux recherches menées est détaillé en **chapitre III**, ainsi que les techniques analytiques appliquées sur les laves, minéraux et inclusions magmatiques. Une partie des inclusions a été homogénéisée par chauffage expérimental. Les chapitres IV, V et VI, qui s'appuient sur les résultats obtenus, sont détaillés ci-dessous :

- Le **chapitre IV** traite des caractéristiques géochimiques de la source du panache mantellique de La Réunion, en se basant sur les concentrations en éléments en traces, et notamment les rapports d'éléments incompatibles, des inclusions magmatiques piégées

dans les olivines magnésiennes ( $Fo > 85$ ) de certains cônes adventifs et du cratère Hudson. Les compositions des inclusions, mais aussi celles des laves, sont en accord avec une source chimiquement commune, qui correspondrait soit à un mélange homogène de différents composants mantelliques (HIMU, EM 2 et DMM), soit à un manteau peu différencié, proche des compositions du manteau primitif. A partir des résultats, nous suggérons que le panache mantellique échantillonne un manteau de nature intermédiaire entre un domaine proche du manteau primitif et un domaine appauvri, globalement isolé des processus de recyclage, en accord avec des travaux antérieurs (e.g., Vlastélic *et al.* 2006 et Schiano *et al.* 2012). De faibles degrés de fusion partielle de cette source peuvent expliquer les concentrations enrichies en éléments en traces des inclusions magmatiques.

- Le **chapitre V** porte sur les processus pétrogénétiques à l'origine des « Basaltes Porphyriques à Plagioclase » (BPP) localisés au Piton des Neiges et au Piton de la Fournaise. Sur la base des textures des cristaux de plagioclase, de la composition des inclusions magmatiques qu'ils contiennent et des simulations MELTS, nous étudions l'origine de ces « macrocristaux » riches en anorthite et millimétriques, présents à plus de 15 vol. % (jusqu'à 35 vol. %) au sein de ces basaltes. Les BPP ont été émis uniquement lors de périodes distinctes et spécifiques de la croissance des deux volcans (e.g. Kluska, 1997 ; Upton et Wadsworth, 1972a ; Albarède *et al.*, 1997) ; ils reflètent donc probablement des conditions magmatiques et des processus particuliers, qui diffèrent fortement du système magmatique actuel. Dans ce chapitre, nous considérons le rôle du fractionnement abondant de plagioclase dans la formation de ces laves, ainsi que des processus de ségrégation, d'accumulation et de remobilisation des phases. Nous discutons également de l'implication de ces processus sur l'évolution de la dynamique magmatique de l'île, et le possible lien avec l'activité de l'ancien « Volcan des Alizés » (e.g. Lénat *et al.*, 2012).
  
- Le **chapitre VI** présente les résultats d'un travail en cours consacré à la caractérisation des cônes adventifs du Piton de la Fournaise, grâce aux compositions des laves, des minéraux et des inclusions magmatiques piégées dans les olivines. L'un des objectifs est de déterminer les processus pétrogénétiques à l'origine des « Basaltes Anormaux », ou « Mid-Alkaline Basalts » (MAB), représentés dans la plupart de ces cônes. De façon générale, il s'agit de mieux comprendre les systèmes de stockage et de transfert des magmas au niveau des cônes adventifs, qui impliquent des processus importants de recyclage des cristaux, parmi lesquels les olivines magnésiennes ( $Fo > 85$ ). La localisation de ces cônes, ainsi que

les olivines et cumulats qu'ils contiennent suggèrent que du magma pourrait remonter depuis des niveaux plus profonds que ceux impliqués dans la production des laves historiques (e.g. Bureau *et al.*, 1998a, 1998b), sans passer par le conduit de la zone sommitale où est concentrée l'essentiel de l'activité volcanique actuelle.

- Enfin, le **chapitre VII** consiste en une discussion générale sur les différents sujets traités ci-dessus et observés dans une vision d'ensemble : la diversité géochimique des magmas de La Réunion. Les thématiques explorées sont celles de la source mantellique des magmas, leur formation et leur évolution dans les zones de stockage.

# Chapitre I : Contexte géodynamique et géologique de La Réunion

---

L'île de La Réunion est un département et région d'outre-mer français, localisé dans l'océan Indien. Le Piton de la Fournaise, un des volcans de l'île, est régulièrement actif et facile d'accès, avec un dynamisme éruptif généralement effusif (de type hawaïen), ce qui en fait l'un des volcans les plus étudiés et surveillés au monde, et ceci depuis la fondation de l'Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise (OVPF), en 1979.

L'origine volcanique de cette île est attribuée à l'activité d'un panache remontant depuis les profondeurs du manteau terrestre jusqu'à la base de la lithosphère océanique. Il s'agit donc d'un magmatisme intra-plaque, couramment appelé magmatisme de point chaud.

La première partie de ce chapitre est consacrée aux généralités sur le volcanisme de point chaud, puis les différents volcans de l'île seront présentés, avec un intérêt particulier aux « cônes adventifs » du Piton de la Fournaise, qui sont ciblés dans la majeure partie de cette thèse.

## I-1 : Magmatisme de point chaud : fusion de panache mantellique

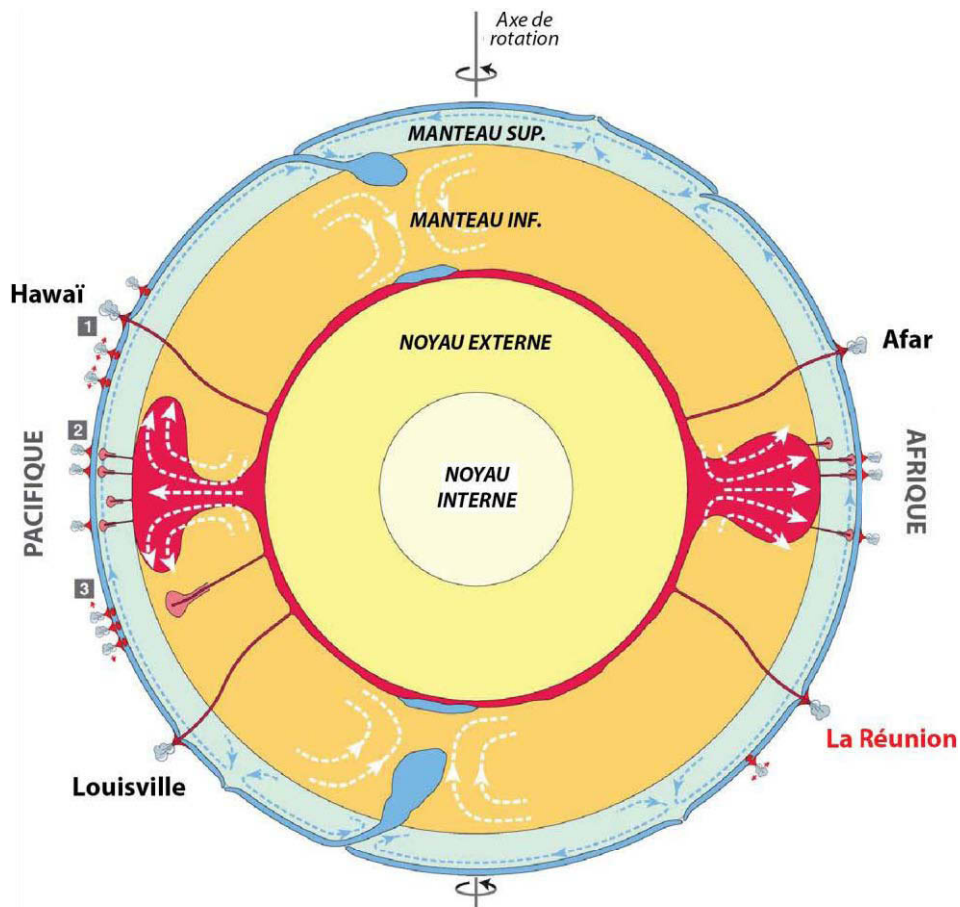
### I-1.1 : Généralités

#### *I-1.1.1 : La formation et la fusion des panaches mantelliques*

Alors que la majorité du volcanisme actif de la planète se concentre au niveau des limites de plaques tectoniques (zones de subduction, dorsales océaniques), la fusion mantellique a également lieu en domaine intra-plaque, continental et océanique. Notamment, des rifts continentaux peuvent se former en contexte d'extension, stade précoce de la ride médio-océanique. Mais la dynamique du manteau terrestre permet également la formation d'anomalies thermiques à des profondeurs variables, jusqu'à la base du manteau inférieur (~2900 km de profondeur). Ces variations de température entraînent la remontée de matériel plus chaud et donc moins dense, sous forme de diapir ou panache, ponctuellement dans le manteau terrestre. A l'inverse, les études géophysiques ont montré que du matériel froid, plus dense, correspondant aux plaques océaniques subduites, peut atteindre la limite noyau-manteau (e.g. Van der Hilst *et al.*, 1991; Van der Hilst *et al.*, 1997), ou bien être stocké à des niveaux intermédiaires (ex : à l'interface manteau supérieur-manteau inférieur, Van der Hilst *et al.*, 1991). Morgan (1971) a suggéré que par contrastes de densité, l'ascension des panaches mantelliques et la subduction des plaques sont associés à la convection du manteau solide.

Le matériel chaud peut ainsi remonter jusqu'à atteindre la base de la lithosphère, où il va s'étaler latéralement, puisque bloqué sous l'effet du contraste entre l'asthénosphère ductile et la lithosphère rigide. Cet étalement crée alors un bombement topographique en surface, généralement accompagné de flux de chaleur élevés, preuves évidentes de matériel chaud du manteau concentré en un « point chaud ».

Courtillot *et al.* (2003) ont classé les points chauds en trois grandes catégories, en fonction de leur origine dans le manteau terrestre (**Fig.I.1**). Les « primaires » viennent de la partie la plus profonde du manteau inférieur (probablement de la couche D'' à la limite noyau-manteau). D'autres sont supposés être issus de « super-plumes » situés sous l'Afrique et l'océan Pacifique et stockés à la base de la transition manteau supérieur-manteau inférieur, et sont appelés points chauds « secondaires ». Enfin, les « tertiaires », plus superficiels, résulteraient de fractures lithosphériques. Le point chaud de La Réunion figurant parmi les « primaires », les paragraphes suivants s'appliquent essentiellement à ceux-ci.



**Figure I.1.** Coupe schématique de la dynamique de la Terre montrant les sources des trois types de panaches mantelliques/points chauds identifiés par Courtillot et al. (2003) : 1, les « primaires » (p.ex.



Hawaï et La Réunion), 2, les « secondaires » et 3, les « tertiaires » (voir texte pour explications). *Manteau sup.*, manteau supérieur ; *Manteau inf.*, manteau inférieur. Figure modifiée d'après Courtillot et al. (2003).

Lors de l'ascension du panache mantellique, celui-ci subit une décompression adiabatique, entraînant sa fusion à proximité de la lithosphère. Dans le détail, certains auteurs ont proposé une zone primaire et dominante de fusion dans la tête du panache, alors que la queue du panache subit une fusion secondaire (modèle proposé pour le panache mantellique d'Hawaï, par Ribe et Christensen, 1999). La plupart des auteurs s'accordent sur l'importance de l'amincissement thermique ou tectonique de la lithosphère sus-jacente dans la fusion par décompression du panache, lors de la remontée de l'asthénosphère (McKenzie, 1984; White et McKenzie, 1989). D'autres encore ont suggéré que l'asthénosphère n'est pas le seul matériau à fondre, mais que la lithosphère participe également, érodée par le panache (érosion thermomécanique, Moore *et al.*, 1999), ou encore sous forme de fragments éclogitiques dans le cas de la lithosphère océanique recyclée (e.g. Cordery *et al.*, 1997; Farnetani et Hofmann, 2010; Leitch et Davies, 2001).

Par la suite sera discuté uniquement le volcanisme de point chaud océanique, à l'origine de la formation des basaltes d'îles océaniques, dits « Ocean Island Basalts » (OIB). En effet, l'observation de ces alignements d'îles océaniques comme la chaîne Hawaï-Empereur dans l'océan Pacifique, et notamment l'évolution de l'âge des îles le long de la chaîne a permis à Wilson (1963) de suggérer l'existence de panaches mantelliques fixes, ou points chauds.

### ***I-1.1.2 : Géochimie du manteau et source des points chauds***

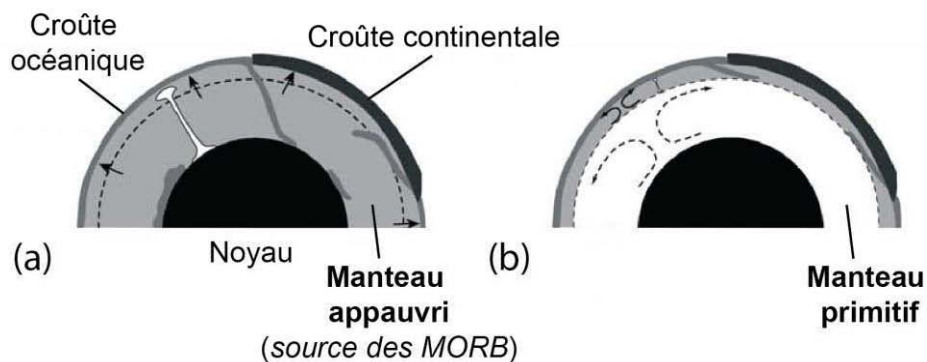
Les basaltes océaniques présentent l'intérêt de ne pas subir la contamination de la croûte continentale lors de leur ascension jusqu'en surface, et permettent ainsi d'accéder à la composition du manteau terrestre et à son évolution au cours du temps. A l'inverse des basaltes de ride médio-océanique (MORB), les basaltes d'îles océaniques (OIB) présentent de grandes variabilités de composition, reflétant ainsi les hétérogénéités chimiques du manteau.

#### ***- Géochimie du manteau et structure interne :***

Bien que la convection du manteau asthénosphérique suggère qu'il soit homogène (Bennett, 2003; Van Keken *et al.*, 2003), les bilans de masse estiment entre 30 et 60 % la part de manteau affectée (i.e. « appauvrie », cf. ci-après) par l'extraction de la croûte continentale (e.g. ~50 % d'après Hofmann *et al.*, 1986), impliquant qu'une partie n'est donc pas ré-homogénéisée. En effet, il est communément admis que, depuis une Terre dite « primitive »

(dans les premières dizaines de millions d'années de l'existence de la planète) constituée d'un noyau (riche en éléments sidérophiles) et d'un manteau primitif (riche en éléments lithophiles), ce dernier ait été intégralement ou partiellement affecté par l'extraction de la croûte continentale enrichie en éléments incompatibles (i.e. incompatibles dans le liquide), laissant un manteau résiduel appauvri en éléments incompatibles. Hofmann *et al.* (1986) utilisent le terme de différenciation « primaire » du manteau terrestre, ou stade « continental ».

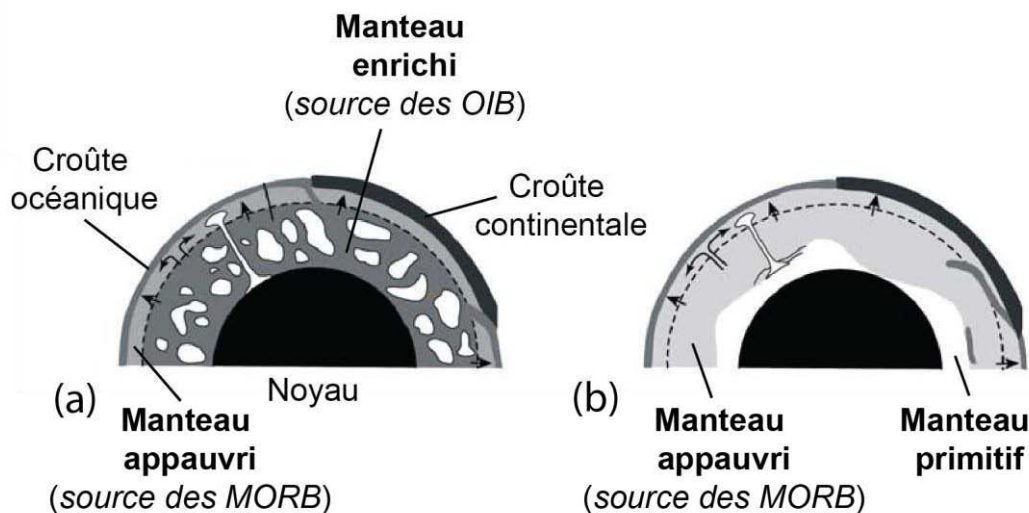
Mais les modèles divergent quant à la formation des sources des MORB et des OIB. Hofmann *et al.* (1986) proposent un stade « océanique », ou différenciation « secondaire » (« modèle à deux stades » : continental puis océanique), au cours duquel le manteau appauvri et (ré-)homogénéisé se différencie pour former d'une part la source très appauvrie des MORB, et d'autre part celle des OIB, relativement enrichie. Les panaches mantelliques ne correspondraient donc pas à du matériel primitif ascendant. La combinaison des données géophysiques et géochimiques conduit à différents modèles de structure interne du manteau, avec des domaines potentiellement préservés de la convection. Classiquement, les modèles à une couche de convection (Albarède et Van Der Hilst, 2002) s'opposent aux modèles à deux couches (Allègre, 1997), illustrés en **Figure I.2**. Des données sismiques montrent que les slabs peuvent pénétrer dans le manteau inférieur (Van der Hilst *et al.*, 1991), impliquant une convection globale du manteau depuis moins d'un milliard d'années.



**Figure I.2.** Exemples de modèles de structure chimique du manteau terrestre. (a) Un modèle à une couche, proposé par Albarède et Van Der Hilst (2002), correspondant à un manteau intégralement appauvri, dans lequel les plaques océaniques peuvent plonger jusqu'à la limite noyau-manteau ou bien se stocker vers la zone de transition. Les panaches mantelliques proviennent de la limite noyau-manteau. (b) Le modèle d'Allègre (1997), dans lequel le manteau est divisé en une partie inférieure primitive et une partie supérieure appauvrie (environ un tiers du manteau), ces deux cellules convectives étant séparées par la zone de transition à 660 km, d'où remontent les panaches. Figure modifiée d'après Bennett (2003).

Des modèles structuraux plus complexes du manteau sont également proposés (**Fig. I.3**), basés sur un mode global de convection, avec des proportions intermédiaires entre

l'appauvrissement total ou seulement d'un tiers du manteau. Parmi les modèles plus complexes de structuration du manteau, la notion relativement ancienne de « Marble-cake » (Allègre et Turcotte, 1986), essentiellement basée sur la géochimie, définit des couches de lithosphère océanique subduites dans le manteau supérieur, étirées et amincies lors de la convection mantellique.



**Figure 1.3.** Exemples de modèles de structure chimique du manteau terrestre. (a) Becker et al. (1999) suggèrent que le manteau primitif est conservé sous forme de « blobs » dans le manteau inférieur, relativement enrichi ou appauvri par endroit, le manteau supérieur étant complètement appauvri et dégazé. Les « blobs » sont échantillonnés par les panaches mantelliques. (b) Le tiers inférieur du manteau, d'où proviennent les panaches mantelliques, est composé d'un mélange de composants plus primitifs avec des composants enrichis subduits, tandis que les deux tiers supérieurs du manteau sont appauvris (Kellogg et al., 1999; Van der Hilst et Karason, 1999). Figure modifiée d'après Bennett (2003).

Tous ces modèles attribuent différentes origines aux OIB. Les géochimistes parlent de « réservoirs » du manteau, ou « composants », aux compositions chimiques variées, qui sont échantillonnés par les panaches mantelliques. Effectivement, les sources des OIB correspondent au mélange de matériel issu des différents réservoirs. Les OIB présentent donc une grande diversité de compositions en éléments majeurs, traces et isotopiques, ce qui en font des traceurs privilégiés de la géodynamique chimique du manteau.

Les signatures isotopiques radiogéniques des différents composants mantelliques évoluent au cours du temps, par la désintégration radioactive de l'élément père pour former l'élément fils : par exemple, le  $^{87}\text{Rb}$  se désintègre en  $^{87}\text{Sr}$ , le  $^{147}\text{Sm}$  en  $^{143}\text{Nd}$ . L'évolution des rapports isotopiques (ex :  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) dépend fortement du comportement des deux éléments du système père/fils. Ainsi, si l'élément père est plus incompatible que l'élément fils,

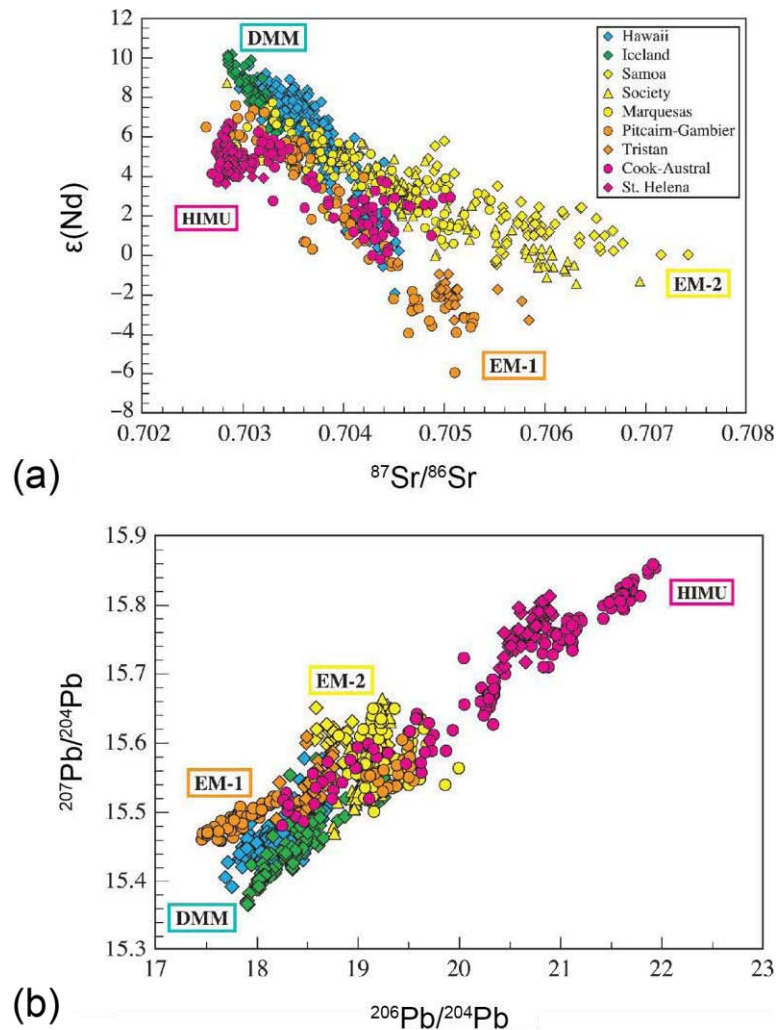
le rapport père/fils augmente dans le liquide lors de la fusion ; c'est le cas du rapport Rb/Sr, produisant au cours du temps des compositions plus radiogéniques en Sr dans les OIB. A l'inverse si le père est moins incompatible que le fils, le rapport père/fils diminue dans le liquide lors de la fusion ; c'est le cas du rapport Sm/Nd, expliquant les compositions moins radiogéniques en Nd des OIB. De la même façon, les rapports U/Pb et Th/Pb augmentent dans les liquides lors de la fusion, tandis que Lu/Hf diminue : les OIB sont alors plus radiogéniques en Pb, et moins en Hf. Dans la suite de cette section nous étudierons la/les source(s) des OIB d'un point de vue isotopique et élémentaire (éléments en traces). Alors que la source des MORB correspond au manteau supérieur appauvri en éléments incompatibles, la modélisation des compositions en éléments en traces (Clague et Frey, 1982; Roden *et al.*, 1984; Sun et Hanson, 1975) et les compositions isotopiques (Hart *et al.*, 1973; Schilling, 1973) des OIB suggèrent une source mantellique chimiquement différente pour les panaches.

- Compositions isotopiques des points chauds :

Pour expliquer ces compositions variées, l'implication de différentes sources est nécessaire : les OIB permettent de rendre compte des différents composants ou « pôles » mantelliques, en terme de géochimie isotopique (e.g. Zindler et Hart, 1986) , comme représenté en **figure I.4**.

Le composant appauvri, source des MORB, est appelé DMM (Depleted MORB Mantle, Zindler et Hart, 1986). Il présente des compositions très homogènes en isotopes du Sr et Nd, peu radiogéniques en Sr, avec un fort  $\epsilon_{Nd}$  (Fig. I.4a, cf. légende). Les autres pôles sont des composants enrichis du manteau : HIMU, EM1 et EM2. HIMU (Zindler et Hart, 1986, pour « High- $\mu$  », signifiant un rapport  $^{238}U/^{204}Pb$  élevé, se traduisant par de forts rapports isotopiques en Pb, cf. Fig I.4b) est communément considéré comme la signature de la croûte océanique altérée (e.g. Chase, 1981) . Il est très radiogénique en isotopes du Pb et peu en Sr. EM1 et EM2 (Enriched Mantle 1 et 2) se distinguent nettement de par leurs compositions en isotopes du Sr et du Nd (très radiogéniques en Sr et peu en Nd, Fig. I.4a). Ces signatures sont généralement attribuées à de petites quantités de sédiments, de nature pélagique (EM1) ou terrigène (EM2) (e.g. Chauvel *et al.*, 1992), recyclés avec la croûte océanique subduite (e.g. Chauvel *et al.*, 1992, 2008; Hofmann et White, 1982; White et Hofmann, 1982). Toutefois, Willbold et Stracke (2006) ont proposé que ces deux composants EM ne se distinguent pas par le recyclage de sédiments, mais plutôt par le recyclage de la croûte continentale supérieure et inférieure en différentes proportions dans la lithosphère océanique. Concernant EM1, Gasperini *et al.* (2000) ont suggéré que les isotopes du Sr et Nd ne montrent pas de signature sédimentaire, et attribuent

l'origine de ce pôle au recyclage des plateaux océaniques. McKenzie et O'Nions (1983) ont également suggéré la participation de la lithosphère continentale, épaissie dans les zones orogéniques, par détachement et plongement jusqu'à la base du manteau supérieur, avant d'être recyclée dans les panaches mantelliques. Le recyclage de la lithosphère océanique métasomatisée est proposé pour le composant EM2, par Workman *et al.* (2004).



**Figure I.4.** (a)  $\epsilon(\text{Nd})$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des OIB (hors arcs insulaires), représentant des compositions isotopiques extrêmes dans les diagrammes de corrélations isotopiques : les pôles HIMU (îles Cook-Australes et Ste Héléne), EM1 (Pitcairn-Gambier et Tritans), EM2 (îles Société, Samoa et Marquises) et PREMA (« Prevalent Mantle », cf. ci-dessous, îles d'Hawaï et d'Islande). DMM représente le manteau appauvri source des MORB « Depleted MORB Mantle »). Le  $\epsilon(\text{Nd})$  représente le rapport entre la composition isotopique du Nd de l'échantillon et celle du réservoir primitif CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) :

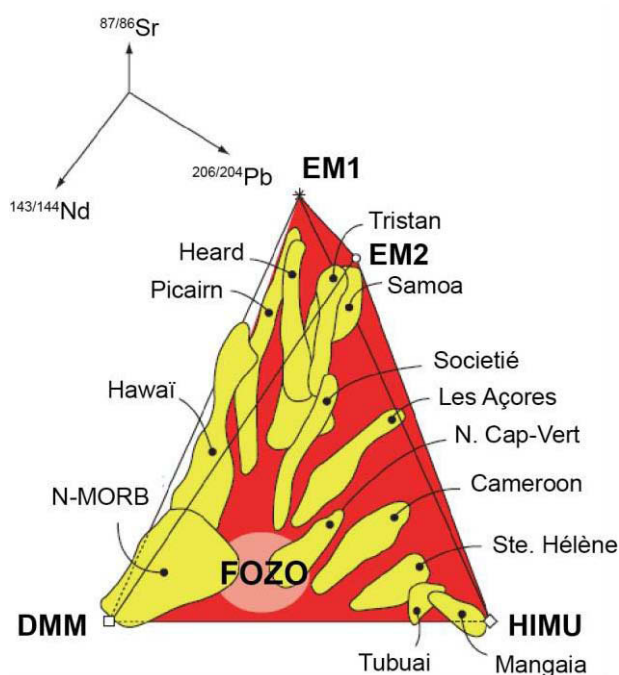
$$\epsilon(\text{Nd}) = \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{échantillon}(t)}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \times 10000 \text{ avec } (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638.$$

(b)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pour les mêmes localités. Figure modifiée d'après Hofmann (2003).

Le système Re-Os, appliqué aux OIB, de par les propriétés chimiques de ces deux éléments, a été reconnu comme un traceur privilégié de matériel basaltique recyclé dans le manteau (e.g. Hauri, 2002b). Ainsi, les données isotopiques de l'Os soutiennent également le recyclage de la croûte océanique comme potentielle source des OIB (Hauri et Hart, 1993; Reisberg *et al.*, 1993; Roy-Barman et Allègre, 1995). Day *et al.* (2010), Hanyu *et al.* (2011), Hauri et Hart (1993), Marcantonio *et al.* (1995), Schiano *et al.* (2001) attribuent notamment les forts rapports  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  des OIB de type HIMU à une source basaltique ancienne recyclée dans le manteau. Aussi, des quantités significatives d'une ancienne lithosphère mantellique recyclée seraient présentes dans la source mantellique des OIB de types EM, qui présentent également des compositions isotopiques en Os radiogéniques (e.g. Class *et al.*, 2009; Hauri *et al.*, 1996; Lassiter et Hauri, 1998).

D'après les différents alignements formés par les OIB sur les diagrammes de corrélations isotopiques (**Fig I.4**), les panaches sont donc supposés échantillonner différentes proportions de mélange entre ces différents composants mantelliques (Allègre *et al.*, 1987; White, 1985; Zindler et Hart, 1986).

Lorsque ces alignements d'OIB sont représentés dans un diagramme en trois dimensions (compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb, **Fig. I.5**), ils semblent converger vers un même point. Selon Zindler et Hart (1986), il est peu probable que ce point de convergence corresponde à un mélange, dans des proportions constantes, entre différents composants de compositions très éloignées. Ils suggèrent ainsi l'existence d'un composant commun à tous les OIB, appelé PREMA pour « Prevalent Mantle » (Zindler et Hart, 1986). Ce composant a également été appelé « C » pour « Common component » par Hanan et Graham (1996), qu'ils définissent comme une source du manteau contenant du matériel océanique recyclé à la zone de transition. Cependant, de nombreux auteurs s'accordent sur une source mantellique relativement primitive. Par exemple pour Farley *et al.* (1992), il s'agit d'une source mantellique non-dégazée, d'après les forts rapports  $^3\text{He}/^4\text{He}$  analysés sur des OIB, appelée PHEM (Primitive Helium Mantle). Toujours d'après les forts rapports isotopiques de l'He, le terme FOZO (pour « Focal Zone », Hart *et al.*, 1992) a été proposé, suggérant là aussi un manteau non-dégazé (Hauri *et al.*, 1994). L'argument des isotopes de l'He est communément en faveur d'une origine profonde pour de nombreux OIB : ainsi, la source mantellique non-dégazée de ce composant commun est généralement définie comme le manteau inférieur, entraîné par les panaches mantelliques depuis la limite noyau-manteau (Hart et Hauri, 1992).



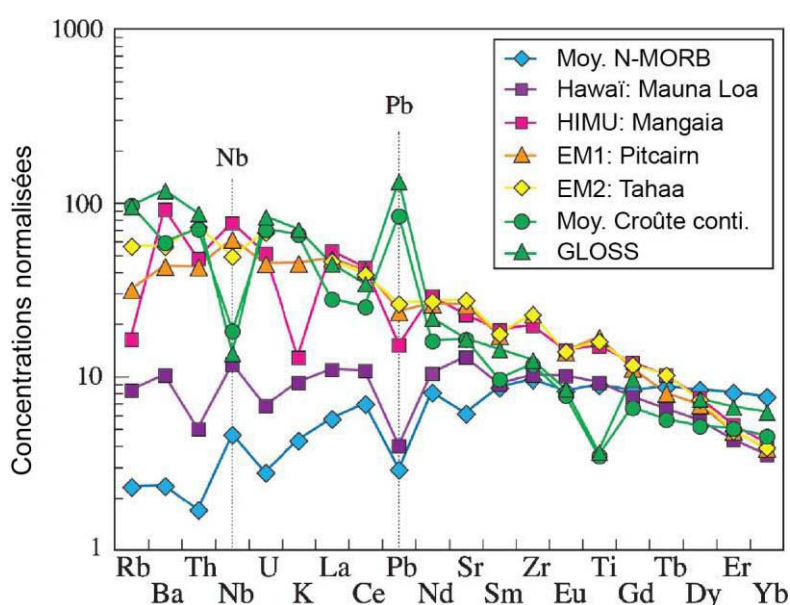
**Figure I.5.** Projection en trois dimensions des compositions isotopiques en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de groupes d'OIB (d'après Hart *et al.* (1992). La plupart de ces groupes semblent rayonner depuis une zone commune appelée « FOZO » (pour « focal zone », Hart *et al.*, 1992), supposée représenter la composition du manteau profond. Figure modifiée d'après Hofmann (2003).

- Compositions en éléments en traces des points chauds :

Les compositions en éléments en traces des OIB montrent également que leur source est différente de celle des MORB. Notamment, alors que les MORB présentent des spectres d'éléments en traces appauvris en éléments les plus incompatibles (e.g. Salters et Stracke, 2004; Workman *et al.*, 2004), les OIB montrent globalement tous un enrichissement en Terres rares légères (LREE pour « Light Rare Earth Elements ») par rapport au Terres rares lourdes (HREE pour « Heavy Rare Earth Elements ») (e.g. Devey *et al.*, 1990; Hofmann, 1997; Liotard *et al.*, 1986). En compilant les spectres d'éléments en traces, normalisés au manteau primitif, d'OIB caractéristiques des différents pôles mantelliques, Willbold et Stracke (2006) mettent en évidence des anomalies communes à tous : l'enrichissement en Nb et Ta, et l'appauvrissement en Pb. La **figure I.6** représente des spectres d'éléments en traces (normalisés au manteau primitif) de compositions extrêmes d'OIB, c'est-à-dire de HIMU, EM1 et EM2, ainsi qu'un spectre d'OIB d'Hawaï. Comparés à ceux de différents réservoirs mantelliques (moyenne des sédiments subduits, de la croûte continentale, et des N-MORB représentant le DMM), il est possible de tracer le/les composant(s) participant à la source de ces OIB, et faire ressortir des anomalies propres à chacun des composants. Par exemple, alors que l'anomalie en Nb est



positive pour les OIB excepté les EM2 (et faiblement marquée dans les EM1) et les MORB, elle est négative pour la croûte continentale et les sédiments. Il y a donc une certaine complémentarité pour le Nb entre le réservoir de la croûte continentale, et celui de la croûte océanique dont sont majoritairement issus les OIB. Cette complémentarité est également observable par les anomalies en Pb, négatives pour l'ensemble des OIB et pour les MORB, et positives pour la croûte continentale et les sédiments. Globalement, l'enrichissement en éléments les plus incompatibles des trois pôles enrichis d'OIB est comparable à celui de la croûte continentale et des sédiments, excepté pour le spectre d'Hawaï, très peu enrichi, qui se rapproche plus de celui appauvri des MORB.

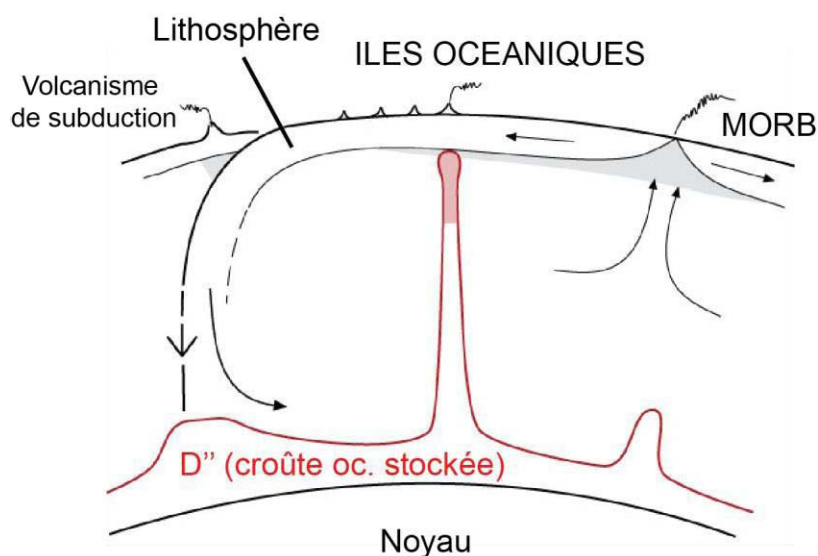


**Figure I.6.** Exemples de spectres d'éléments en traces normalisés au manteau primitif (d'après McDonough et Sun, 1995) d'échantillons d'OIB représentatifs de pôles (composants) mantelliques : HIMU (Mangaia, îles Australes, Woodhead, 1996), EM1 (Mont sous-marin de Pitcairn, Eisele *et al.*, 2002), EM2 (Tahaa, îles Société, White et Duncan, 1996). Compositions moyennes de tholéiite de Mauna Loa (Hawaï, Hofmann, donnée non-publiée), des N-MORB (Su, 2002), de la croûte continentale (Rudnick et Fountain, 1995) et des sédiments subductés ou GLOSS (pour « global subducting sediment », Plank et Langmuir, 1998). Figure modifiée d'après (Hofmann, 2003).

Les spectres d'éléments en traces des OIB traduisent également les effets de la différenciation des laves. Toutefois, les rapports d'éléments en traces très incompatibles des OIB, présentant des coefficients de partage comparables, reflètent les rapports de la source, et préservent ses caractéristiques à long terme. En effet, de tels rapports ne fractionnent pas ou très peu lors de la fusion partielle. Weaver (1991a, 1991b) a mis en évidence des corrélations entre ce type de rapports d'éléments et les rapports isotopiques du Sr, Nd et Pb. De cette façon, les éléments en traces permettent aussi d'identifier les pôles de compositions dans la source des



points chauds (Weaver, 1991a, 1991b; Willbold et Stracke, 2006). Par exemple, Weaver (1991b) discrimine les différents types d'OIB (HIMU, EM1 ou EM2) par leurs rapports LILE/HFSE (« Large-Ion Lithophile Elements/Heavy Field Strength Elements ») : rapports plus faibles dans les OIB de type HIMU que les OIB de type EM. Sur une étude des OIB d'Hawaï, Hofmann et Jochum (1996) suggèrent que de faibles rapports Th/La et Th/Ba reflètent le recyclage de gabbros océaniques dans la source, tout comme les anomalies négatives en Th-U. De plus, un gain en Ba (diminuant le rapport Th/Ba) peut s'expliquer par l'apport de sédiments pélagiques (Vlastélic *et al.*, 2006). Généralement, les études basées sur les éléments en traces s'accordent sur la présence de croûte océanique dans la source des OIB. La **figure I.7** présente le modèle d'Hofmann et White (1982): la croûte océanique, séparée du manteau lithosphérique océanique au cours de la subduction, plonge dans le manteau profond pour être stockée à la limite noyau-manteau. Des diapirs issus de sa stockage remontent ensuite à la faveur d'instabilités thermiques, formant les panaches mantelliques.



**Figure I.7.** Schéma illustrant le modèle de recyclage de la croûte océanique, d'après Hofmann et White (1982). Lors de la subduction, la croûte océanique est transformée en assemblages d'éclogite et de post-éclogite. Elle est séparée de la lithosphère sous-jacente moins dense et plonge dans le manteau profond, où elle y est stockée : couche D''. Si suffisamment de chaleur est accumulée, des panaches vont se former et remonter jusqu'à la surface, pour produire le volcanisme d'îles océaniques. Figure modifiée d'après White (2013).

Les rapports Nb/U et Ce/Pb sont également discriminants pour la caractérisation de la source des OIB. Selon Hofmann *et al.* (1986), tous les OIB, mais aussi les MORB, ont des valeurs autour de  $47 \pm 10$  (Nb/U) et  $\sim 25 \pm 5$  (Ce/Pb), nettement plus élevées que celles estimées pour le manteau primitif (Nb/U = 30 et Ce/Pb = 9). Ces résultats suggèrent que l'ensemble des

basaltes océaniques (MORB et OIB) n'échantillonne pas de réservoir primitif, et que leurs sources ont subi l'extraction de la croûte continentale. Ces basaltes sont donc formés lors de la différenciation « secondaire », depuis le manteau déjà appauvri (section I-1.1.2, « Géochimie du manteau », Hofmann *et al.*, 1986).

Un paradoxe lié à la géochimie de la Terre et son évolution est encore largement débattu : les OIB sont caractérisés par un enrichissement en éléments en traces, et notamment en éléments les plus incompatibles (cf. Fig. I.6), ce qui correspond généralement à une source mantellique enrichie. En effet, les composants supposés participer aux compositions variées des points chauds sont HIMU et EM, enrichis en éléments traces incompatibles. Toutefois, il est difficile de réconcilier ceci avec les compositions isotopiques en Sr et Nd des OIB. En effet, la grande majorité de ces basaltes montrent des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  moins élevés que celui de la Terre Totale (i.e. « primitive ») et des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  plus élevés, témoignent ainsi d'un appauvrissement en Rb et en Nd, par rapport au Sr et Sm, respectivement (Hofmann et White, 1982). Différentes hypothèses ont été avancées afin de résoudre ce paradoxe de la géochimie du manteau terrestre. Ainsi, alors que Minster et Allègre (1978) ont proposé que les OIB acquièrent leur enrichissement en éléments en traces par métasomatisme avant l'éruption, Hofmann et White (1982) ont présenté un modèle de fusion partielle d'une croûte océanique purement éclogitique (matériel purement enrichi) qui reproduit les compositions enrichies en éléments incompatibles des basaltes océaniques.

En synthèse sur la fusion des points chauds, les matériaux qui fondent dans/avec le panache mantellique peuvent être : le manteau inférieur avec ou sans matériel primitif, le manteau supérieur asthénosphérique, le matériel recyclé par subduction (croûte océanique et sédiments) et le manteau lithosphérique.

### ***I-1.1.3 : Le volcanisme associé aux points chauds***

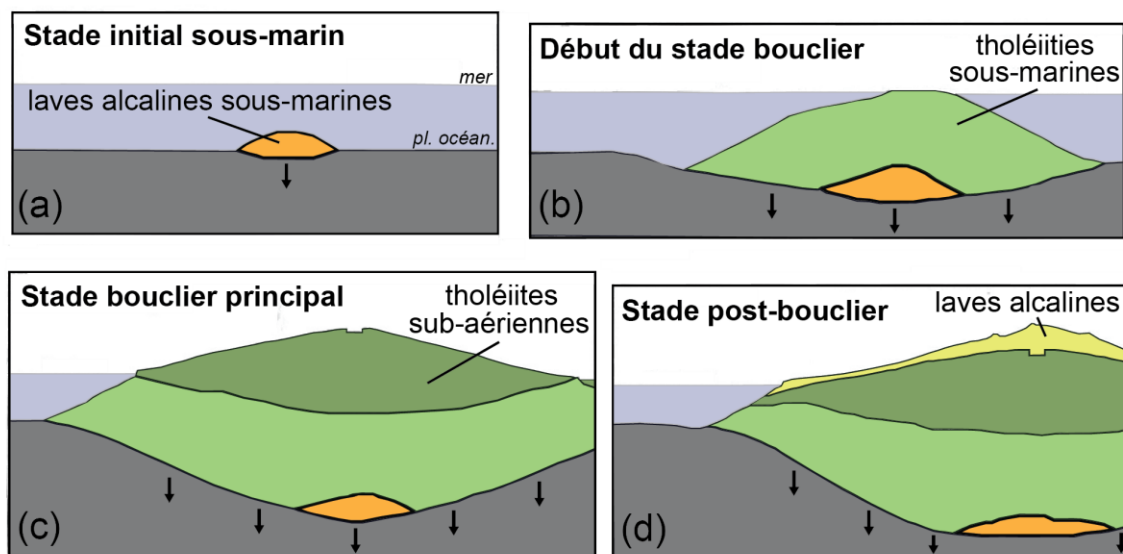
Si les panaches mantelliques proviennent de niveaux plus ou moins profonds dans le manteau, la fusion apparaît à des pressions moins élevées, probablement à la base de la lithosphère. Lorsque les magmas percent régulièrement la croûte océanique sus-jacente, ils forment des volcans dits « boucliers ». Puis le déplacement des plaques lithosphériques au-dessus du point chaud « fixe » créé avec le temps des alignements volcaniques sur le plancher océanique, visibles en surface. Les volcans « boucliers » se distinguent par leur forme arrondie et leur relief relativement plat, en comparaison avec les volcans coniques de fortes pentes

caractéristiques des zones de subduction. Alors que ces derniers présentent un dynamisme principalement explosif, les volcans boucliers sont constitués de laves beaucoup plus fluides, associées à une activité effusive. Toutefois, ce sont généralement de gros volumes de magmas qui sont mis en place, de sorte qu'un point chaud de longue durée de vie peut former des édifices pouvant atteindre des hauteurs très importantes (ex : 7500 m de hauteur pour l'île de La Réunion). Ces îles volcaniques sont en général constituées de plusieurs volcans boucliers qui s'accumulent au cours du temps, parfois simultanément, comme c'est le cas de La Réunion, avec le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise.

En terme de compositions chimiques en éléments majeurs et traces, deux principaux types de magmas ont été distingués ; (1) les magmas alcalins sous-saturés en silice, qui sont issus de faibles taux de fusion partielle (Gast, 1968), et (2) les magmas tholéitiques saturés à sursaturés en silice, produits par un taux de fusion plus élevés (Gast, 1968; O'Hara, 1965; Yoder et Tilley, 1962). Les conditions magmatiques en contexte de point chaud permettent l'occurrence de ces deux types de magmas, étroitement liée avec les phases de construction des volcans boucliers.

L'archétype de ces volcans est souvent associé aux volcans hawaïens (Macdonald et Katsura, 1964; Peterson et Moore, 1987; Walker, 1990). Ainsi, le modèle d'édification volcanique est présenté en trois principales étapes (**Fig. I.8**, d'après Peterson et Moore, 1987). La première débute par une activité volcanique sous-marine, sur le plancher océanique, avec de faibles taux de production (Moore *et al.*, 1982) qui correspondent à la mise en place du point chaud (cf. Fig. I.8a). Ces faibles degrés de fusion partielle sont à l'origine des laves alcalines de ces monts sous-marins (Chen et Frey, 1985; Moore *et al.*, 1982), qui émergent progressivement. La deuxième étape correspond au stade « bouclier » (cf. Fig. I.8b), qui consiste en l'accumulation de laves tholéitiques ou transitionnelles, associées à de plus forts taux de fusion partielle (Chen et Frey, 1983, 1985). L'île volcanique serait alors à l'aplomb du panache mantellique. Il s'agit du principal stade de croissance du volcan (~95% du volume émis), qui conduit à son émergence progressive (cf. Fig. I.8c), ainsi qu'à de nombreuses instabilités de l'édifice, avec notamment la formation de calderas successives (e.g. Merle *et al.*, 2010; Walker, 1990). En effet, il existe une compétition constante entre construction de l'édifice et destruction, par érosion et instabilité mécanique : déstabilisations de flancs, glissements de terrain, effondrements et avalanches de débris (e.g. Moore, 1964). Les injections et émissions de magmas peuvent se faire le long de zones préférentielles, appelées « rift zones » (par exemple, les rift zones du Piton de la Fournaise, cf. partie I-3). Enfin, le taux de production

magmatique diminue de nouveau et la composition des laves redevient alcaline (Chen et Frey, 1983, 1985). Il s'agit de la phase de déclin de l'activité magmatique, appelée aussi stade « post-bouclier » (cf. Fig. I.8d), qui s'expliquerait par le déplacement de la plaque tectonique : l'édifice n'est plus vraiment dans l'axe du panache, mais en bordure, où le taux de fusion est supposé plus faible (Chen et Frey, 1985). Les magmas sont donc plus différenciés que lors du stade précédent (e.g. Frey *et al.*, 1990).



**Figure I.8.** Schéma simplifié présentant le modèle de Peterson et Moore (1987) de l'évolution des volcans d'Hawaï. Les changements entre les différents stades successifs sont transitionnels et graduels. (a) Stade initial sous-marin, correspondant notamment à l'émission de basaltes alcalins, (b) Début du stade bouclier (sous-marin), avec l'émission de laves tholéiitiques sous forme de pillow-lavas, (c) Stade bouclier principal tholéiitique, correspondant à la phase majeure de construction de l'édifice, (d) Stade post-bouclier alcalin, associé à une diminution du taux de production magmatique et de la fréquence des éruptions (de basaltes alcalins et de laves plus différenciées). *Pl. océan.*, plancher océanique. Les flèches descendantes représentent la subsidence causée par la charge de l'édifice volcanique au cours des différents stades. Figure modifiée d'après Peterson et Moore (1987).

Basés sur l'expérimentation (e.g. Green et Ringwood, 1967; Kushiro, 1968) ou sur des modèles géochimiques (e.g. Gast, 1968), certains auteurs ont également proposé que les basaltes alcalins sont générés à plus grandes profondeurs, c'est-à-dire à des pressions plus importantes que les magmas tholéiitiques.

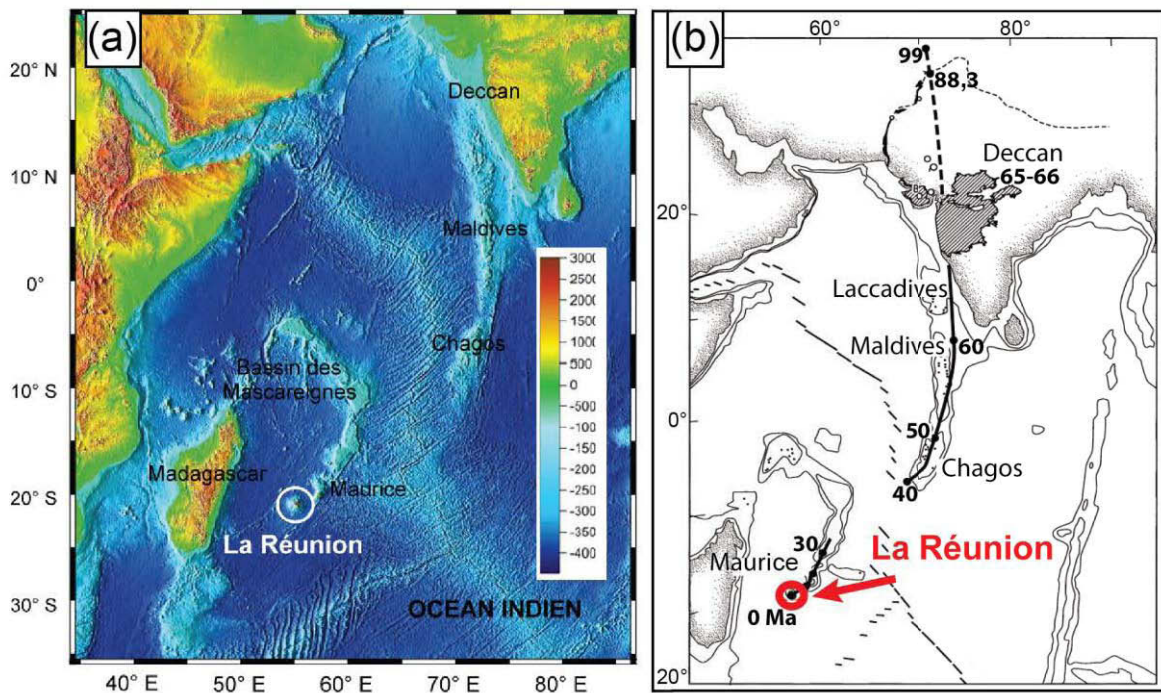
Les panaches mantelliques proviennent donc de différentes profondeurs du manteau terrestre. Dans le cas de certains points chauds, les rapports  $^3\text{He}/^4\text{He}$  élevés sont le meilleur argument pour une origine profonde, depuis un manteau non dégazé profond. Les OIB issus des panaches mantelliques sont d'excellents traceurs de la géodynamique chimique (Allègre, 1982; Zindler et Hart, 1986) du manteau et de son évolution au cours du temps. L'ensemble des OIB présente des variations de compositions chimiques, qui sont souvent échantillonnées à l'échelle d'un océan, mais aussi à l'échelle d'un archipel, jusqu'au sein même d'une île océanique. Ces variations reflètent les hétérogénéités mantelliques, qui sont donc préservées de la convection au cours des millions, voire milliards d'années de l'histoire de la Terre. Une des questions majeures étant de savoir s'il est possible de conserver des compositions « primitives » du manteau. Les concentrations en éléments majeurs et traces des OIB nous renseignent notamment sur les processus de fusion qui ont lieu dans le panache et les types de magma produits. Effectivement, le degré et la profondeur de fusion ont une incidence sur l'édification des îles océaniques et la nature des laves émises. Ainsi, différents stades d'édification se succèdent au cours de la vie des volcans de point chaud, le schéma classique étant celui du panache d'Hawaï.

Dans la section suivante est présenté le cas de La Réunion, et notamment de la source du panache mantellique. L'édification de l'île et les types de magma produits sont décrits dans la suite de ce chapitre (cf. partie I-2).

### **I-1.2 : Cas du panache mantellique de La Réunion**

L'île de la Réunion ( $55^{\circ}32'E$ ,  $21^{\circ}07'S$ ) se situe dans l'océan Indien occidental, à 750 km des côtes de Madagascar (**Fig. I.9a**). Son origine volcanique est attribuée au point chaud dont la « trace » en surface est représentée sur la **figure I.9b**. Le début de l'activité du point chaud a formé les Trapps du Deccan (Inde, cf. Fig. I.9b) il y a environ 65 Ma (e.g. Duncan, 1990). Ces Trapps correspondent à la mise en place du panache mantellique sous la lithosphère océanique, c'est-à-dire à la fusion de la tête du panache qui a produit de gros volumes de magmas et ces empilements de laves en surface (section I-1.1.3). La lithosphère océanique est datée de 68 Ma (Crétacé) et épaisse d'environ 75 km (Fretzdorff *et al.*, 1998; Royer et Coffin, 1992). La croûte océanique est épaisse d'environ 5-6 km, de façon constante sous et autour de l'île. Avec le déplacement de la plaque Indienne vers l'Eurasie, le point chaud a formé les îles Maldives (~60 Ma), Chagos (~50 Ma) et le plateau des Mascareignes (~34 Ma), puis l'île Maurice (~10 à 7 Ma) (e.g. Duncan, 1990; Duncan *et al.*, 1989; Mahoney *et al.*, 2002; Morgan, 1981). Enfin, il y a au moins 5 Ma, il a créé le volcanisme à l'origine de l'île de La Réunion (activité actuelle du

point chaud). L'alignement volcanique « Laccadives-Réunion » correspondrait à la fusion de la queue du panache. Au cours du déplacement vers le Nord-Est de la plaque Indienne, entre ~40 et 30 Ma, la ride océanique indienne centrale a migré pour s'éloigner du point chaud (e.g. Duncan, 1990), expliquant le décalage dans la trace du point chaud durant cette période (cf. Fig. I.9b). Trois édifices volcaniques sont considérés à La Réunion : le Piton de la Fournaise, le Piton des Neiges et le Volcan des Alizés. Ces massifs sont décrits plus en détails dans la section I-2.



**Figure I.9.** (a) Localisation de l'île de La Réunion dans l'océan Indien occidental. Les données bathymétriques proviennent de la base de données ETOPO2v2 du National Geophysical Center (NGDC, USA). Figure modifiée d'après Gailler (2010). (b) Carte de l'Ouest de l'océan Indien. La ligne noire représente l'alignement volcanique issu du déplacement de la plaque lithosphérique au-dessus du point chaud, depuis les Trapps du Deccan jusqu'à sa position actuelle, l'île de La Réunion (rouge). Les âges du volcanisme sont en millions d'années (Ma). Figure modifiée d'après (Mahoney *et al.*, 2002).

D'après la classification de Courtillot *et al.* (2003) qui combine caractéristiques géophysiques et géochimiques, le panache mantellique à l'origine de l'île de La Réunion fait partie des points chauds dits « primaires », de longue durée de vie, et est originaire de la partie la plus profonde du manteau inférieur. Notamment, le fort rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}$  globalement présent dans les laves de La Réunion ( $R/R_A \sim 13$ , Graham *et al.*, 1990), ainsi que leurs compositions en gaz rares suggèrent une source profonde, peu dégazée, contenant du matériel recyclée (Graham *et al.*, 1990; Hanyu *et al.*, 2001; Staudacher *et al.*, 1990). Cependant, selon Vlastélic et co-

auteurs (Vlastélic *et al.*, 2006), ces forts rapports  $^3\text{He}/^4\text{He}$  pourraient en fait refléter l'évolution en système fermé du rapport  $(\text{U}+\text{Th})/^3\text{He}$  de la source, plutôt que son faible dégazage.

Cette partie s'intéresse à l'état des connaissances sur la géochimie isotopique et élémentaire du panache mantellique de La Réunion, et en présente ses caractéristiques essentielles issues de la littérature.

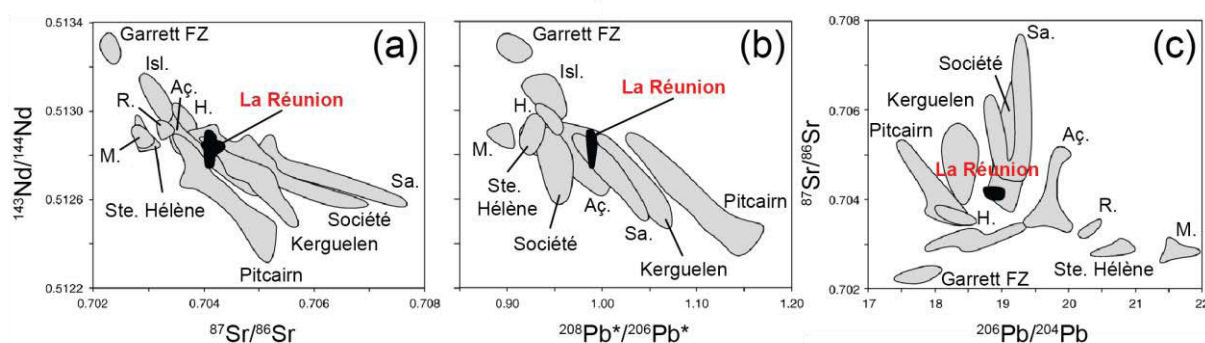
- Homogénéité du point chaud :

Alors que les hétérogénéités chimiques et isotopiques sont très communes dans les produits du volcanisme intra-plaque océanique (White, 1985; Zindler et Hart, 1986), et au sein même d'un volcan (exemple d'Hawaï, Chen et Frey, 1983), les volcans de La Réunion sont très homogènes isotopiquement, notamment en rapports du Sr et du Nd. En effet, les laves du Piton de la Fournaise ont des rapports isotopiques en Sr très similaires depuis 530 ka (Albarède *et al.*, 1997), et également depuis l'activité sous-marine, plus ancienne, de celui-ci (Sr et Nd, Fretzdorff et Haase, 2002). C'est également le cas pour le Piton des Neiges, ce qui implique des compositions en Sr et Nd homogènes depuis au moins 2 Ma (Fisk *et al.*, 1988). Globalement, l'absence de variation significative des rapports isotopiques du Sr, du Nd et du Pb entre les laves de La Réunion et de l'île Maurice suggère une source homogène du point chaud sur les derniers 8 Ma (Nohda *et al.*, 2005), voire depuis la mise en place des Trapps du Deccan, c'est-à-dire depuis le début de l'activité du point chaud il y a 65 Ma, d'après (Mahoney *et al.*, 2002; Peng et Mahoney, 1995). Les rapports  $^3\text{He}/^4\text{He}$  de la source du panache sont aussi globalement identiques au cours du temps (Graham *et al.*, 1990; Hanyu *et al.*, 2001; Staudacher *et al.*, 1990), depuis 8 Ma (Hanyu *et al.*, 2011).

Toutefois, les compositions isotopiques de la source sont de moins en moins appauvries au cours du temps, puisque les laves des plus jeunes édifices du point chaud (île Maurice et La Réunion) ont des compositions qui sont moins contaminées par la dorsale océanique de l'océan Indien, du fait de sa migration (Fisk *et al.*, 1989; White *et al.*, 1990). Les OIB du stade bouclier de La Réunion représenteraient donc une signature « non-contaminée » de la source du panache. Peng et Mahoney (1995) ont cependant suggéré que les magmas de La Réunion et de l'île Maurice sont légèrement affectés par la signature du manteau supérieur de type MORB, incorporé dans le panache. Les laves de La Réunion sont chimiquement et isotopiquement affectées par l'anomalie Dupal s'appliquant à tous les basaltes océaniques de l'océan Indien (Dupré et Allègre, 1983; Hart, 1984), de part leurs forts rapports  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pour un même rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .



Contrairement à la grande majorité des OIB, les compositions de La Réunion ne montrent pas de corrélation isotopique bien définie en Sr-Nd-Pb (**Fig. I.10**), mais dans les diagrammes isotopiques, elles se situent à la convergence des différents points chauds. Ainsi, la source du panache de La Réunion semble correspondre à un composant mantellique commun à tous les OIB (Bosch *et al.*, 2008).



**Figure I.10.** Signature isotopique en Sr-Nd-Pb du panache mantellique de La Réunion, (a)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , (b)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  et (c)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Les champs isotopiques (*en noir*) de La Réunion sont définis d'après les compositions des laves émises au Piton de la Fournaise depuis 0,53 Ma (Albarède *et al.*, 1997; Luais, 2004 et données non-publiées de D. Bosch). La signature du manteau appauvri (échantillon de la zone de fracture de Garrett « Garrett FZ », ride du Pacifique-Est 13°28'S, Wendt *et al.*, 1999), de points chauds majeurs et de panaches échantillonnant des pôles (composants) mantelliques sont montrés pour comparaison (Isl., Islande; Aç., les Açores; H., Hawaï; R., Rurutu; M., Mangaia; Sa., Samoa). Les données sont compilées depuis GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) et PETDB (<http://www.petdb.org/>). Figure modifiée d'après Vlastélic *et al.* (2006).

La forte similarité des compositions en éléments en traces des laves du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise est également en faveur d'une homogénéité du panache depuis environ 2 Ma (Fretzdorff et Haase, 2002).

Toutefois, des études plus récentes mettent en évidence des variations de compositions qui pourraient dans certains cas être attribuées à des hétérogénéités de source.

- Variations isotopiques et élémentaires:

Luais (2004) a analysé des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  décroissants avec l'âge des laves, sur des séries d'échantillons historiques jusqu'à des séries datées d'environ 530 ka. Cette variation pourrait être due à la participation d'un composant enrichi (avec un faible rapport isotopique en Nd) dans le panache mantellique, qui diminuerait au cours du temps (Luais, 2004). Cette



hypothèse est encore débattue, les résultats étant remis en cause quant à la procédure analytique utilisée (Bosch *et al.*, 2008).

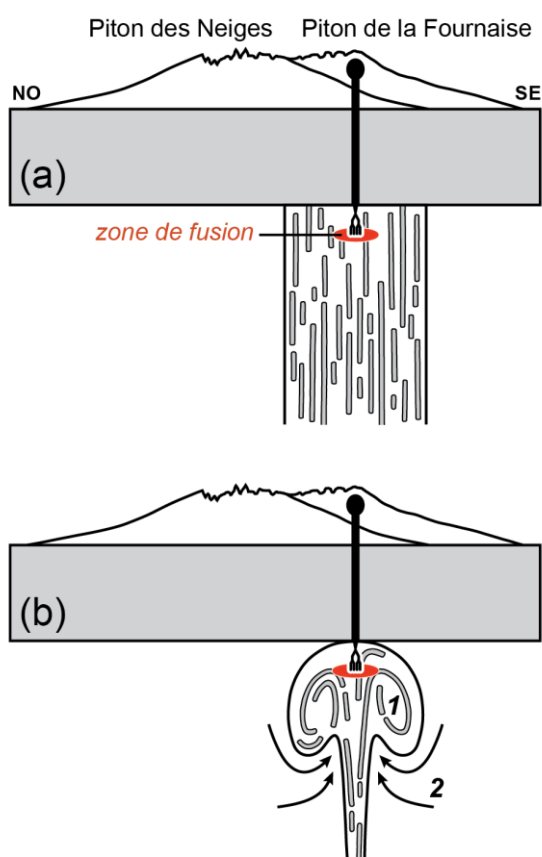
Des variations isotopiques du Sr, couplées au Nd, ont été observées dans des laves sous-marines anciennes, datées de plus de 3,3 Ma, et draguées sur le flanc immergé Nord-Est du Piton de la Fournaise (Smietana, 2011; Smietana *et al.*, 2010). Ces laves révèlent une signature plus radiogénique en isotopes du Sr combinée à des valeurs plus faibles en  $\epsilon\text{Nd}$ . Ces compositions complètement hors des gammes de compositions isotopiques de La Réunion ont été interprétées comme la contribution d'un composant enrichi dans la source des laves, et témoigneraient ainsi d'hétérogénéités du panache mantellique.

Les rapports isotopiques en Pb varient nettement plus dans les laves réunionnaises que les autres systèmes isotopiques. En particulier, ils semblent varier systématiquement dans les laves du Piton de la Fournaise. Les différences de compositions les plus importantes ont été mises en évidence par Bosch *et al.* (2008), entre les laves du Piton de la Fournaise et celles du Piton des Neiges. En effet, deux tendances se distinguent entre les deux volcans, dans des diagrammes de corrélation entre les rapports  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , chacune avec des compositions de moins en moins radiogéniques au cours du temps. Comme discuté ci-après, ces deux tendances seraient liées à une participation différente de certains composants mantelliques. D'autres variations plus fines des rapports isotopiques du Pb ont été observées pour les laves historiques du Piton de la Fournaise et sont attribuées à la contamination crustale (Vlastélic *et al.*, 2005, 2007, 2009). Les magmas issus de la fusion du panache interagiraient avec la croûte océanique altérée, puis le mélange ainsi produit serait contaminé au sein même de l'édifice volcanique constitué de laves plus anciennes. Ces deux processus de contamination des magmas augmentent ou diminuent au cours des périodes éruptives successives. Ces fluctuations peuvent être relativement rapides, et différentes signatures isotopiques peuvent ainsi être exprimées lors d'une même éruption (e.g. Vlastélic *et al.*, 2005).

D'autres études ont relevé des variations de compositions des laves, qui sont expliquées par la contamination superficielle (e.g. Albarède *et al.*, 1997; Bosch *et al.*, 2008; Fisk *et al.*, 1988; Pietruszka *et al.*, 2009). Par exemple, d'après des rapports d'éléments en traces et les déséquilibres  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  de certaines laves historiques du Piton de la Fournaise, Pietruszka *et al.* (2009) ont proposé que des compositions dites « anormales » sont dues à la contamination de magmas dérivés du panache par des liquides issus de la fusion partielle à faible degré de cumulats, situés au sein de l'édifice volcanique. La circulation hydrothermale aurait auparavant altéré ces cumulats de gabbro et wehrlite. Les modèles de mélange dans un espace isotopique

Sr-Th suggèrent qu'une contribution (par assimilation) de la croûte océanique indienne aux magmas dérivés du panache est peu probable (Pietruszka *et al.*, 2009).

Selon Pietruszka *et al.* (2009), les corrélations positives entre les rapports isotopiques du Sr et les rapports d'éléments en traces comme La/Sm ou Nd/Sm (élément plus incompatible versus élément moins incompatible) reflètent l'échantillonnage d'hétérogénéités à petite échelle dans la source du panache, qui ne sont pas associées à des fluctuations du taux de fusion partielle. Le panache serait ainsi composé de lithologies plus enrichies en éléments en traces, et donc plus fertiles, et de lithologies moins enrichies, plus réfractaires. Il en résulte des hétérogénéités qui peuvent résulter de l'entraînement du manteau supérieur ambiant dans le panache, ou bien être intrinsèques au panache (sous la forme de blobs ascendants, **Fig. I.11**).



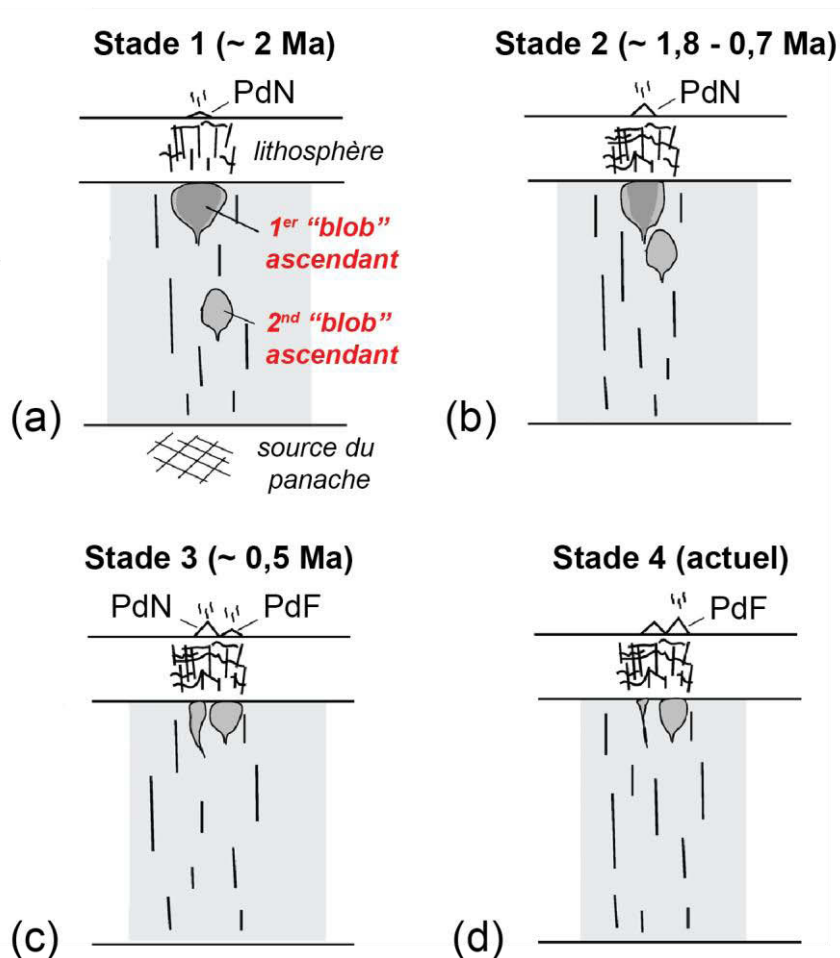
**Figure I.11.** Coupe schématique de la lithosphère et de la partie supérieure du panache mantellique sous La Réunion (pas à l'échelle), illustrant les modèles de Pietruszka *et al.* (2009). Dans les deux cas, le liquide est supposé extrait de la *zone de fusion* et transporté jusqu'à une chambre magmatique superficielle au sein de l'édifice volcanique, où les magmas issus du manteau ont subi la contamination crustale. Dans le modèle (a), des hétérogénéités de composition à petite échelle sont représentées par les stries grises ascendantes dans la queue du panache à l'état stable (d'autres géométries sont possibles, p.ex. les « blobs »), intrinsèques au panache. Dans le modèle (b), un diapir ascendant issu d'une « impulsion » depuis la source du panache est responsable du volcanisme du Piton de la Fournaise. Le volcanisme du Piton des Neiges aurait été causé par un diapir différent (non-montré), de composition distincte, issu d'une « impulsion » antérieure (Bosch *et al.*, 2008). Les hétérogénéités compositionnelles à petite échelle du diapir pourraient être intrinsèques au panache (1), ou entraînées depuis le manteau supérieur ambiant (2). Modifiée d'après Pietruszka *et al.* (2009).

- Les composants mantelliques impliqués dans la source du panache de La Réunion :

Pour la plupart des systèmes isotopiques (Sr, Nd, Pb, He), la signature des laves réunionnaises est intermédiaire entre les compositions des différents pôles mantelliques (HIMU, EM, DMM). C'est pourquoi la source du point chaud est généralement définie comme un mélange homogène entre différents composants. Certains auteurs ont suggéré que cette signature soit le reflet de contributions simultanées de la croûte recyclée par subduction et de matériel mantellique peu dégazé potentiellement issu du manteau inférieur (e.g. Graham *et al.*, 1990; Hanyu *et al.*, 2001; Staudacher *et al.*, 1990). Selon Fretzdorff et Haase (2002), le panache provient d'une source enrichie en éléments incompatibles soit par l'ajout d'un liquide issu d'un faible degré de fusion, soit par la présence de MORB enrichis recyclés. Les roches gabbroïques potentiellement présentes dans la source d'après les données géochimiques pourraient être issues de la croûte océanique inférieure. Les rapports Nb/U et Ce/Pb étant identiques à ceux des MORB, les auteurs écartent la possibilité d'une influence de la croûte continentale, de sédiments ou encore de manteau métasomatisé par des fluides.

D'après les différentes tendances en isotopes du Pb obtenues pour les deux volcans de La Réunion, Bosch *et al.* (2008) ont proposé que plusieurs composants participent à la source du panache, mais en différentes proportions pour les deux édifices. La contribution majeure à la source du panache serait constituée d'un mélange entre le composant commun aux OIB, nommé « C », et EM1. La contribution secondaire serait représentée par le manteau supérieur appauvri (DMM). Cette deuxième contribution aurait été plus importante au Piton des Neiges qu'au Piton de la Fournaise, expliquant la différence de compositions isotopiques en Pb entre les deux volcans. Les auteurs ont alors suggéré que deux « blobs » de compositions différentes échantillonnent des hétérogénéités dans le panache, chaque blob étant à l'origine d'un édifice volcanique en surface (**Fig. I.12**).

**Figure I.12. (page suivante)** Modèle schématique de l'évolution des volcans du Piton des Neiges (*PdN*) et du Piton de la Fournaise (*PdF*) de l'île de La Réunion, selon Bosch *et al.* (2008). (a) Première étape de construction du volcan bouclier. Impact du 1er « blob » et « fracturation » de la lithosphère. (b) Phase de construction du strato-volcan. Les liquides percolent à-travers la lithosphère appauvrie durant le stade 1. (c) Dernier stade d'activité du Piton des Neiges : fusion de la queue du panache avec de faibles taux d'éruption. Il est contemporain de l'impact du second « blob ». Les liquides produits par la fusion du second « blob » percolent à-travers la lithosphère appauvrie durant ~1,5 Ma d'activité du Piton des Neiges, produisant ainsi des laves aux signatures du panache plus homogènes. (d) Extinction du Piton des Neiges. L'augmentation de la fusion de la queue du panache dans le second « blob » combinée à de plus faibles taux d'éruption modifie les compositions isotopiques des laves du Piton de la Fournaise vers le composant mantellique plus appauvri. Figure modifiée d'après Bosch *et al.* (2008).



- Les arguments pour une source peu-différenciée :

Bien que de nombreuses études s'accordent sur l'hypothèse d'un mélange en proportions variables des différents composants mantelliques enrichis pour expliquer les signatures isotopiques de la plupart des OIB, il est difficile d'envisager une telle hypothèse pour la Réunion. En effet, l'uniformité des compositions des laves des îles issus du panache de La Réunion et leur position intermédiaire dans la taxonomie Sr-Nd-Pb impliquent, selon cette hypothèse, que le point chaud de La Réunion résulte d'un mélange homogène des composants enrichis et que les proportions de ce mélange n'ont pas variés depuis 65 Ma. Une solution alternative à celle d'un mélange uniforme et constant au cours du temps de plusieurs sources, consiste à imaginer que le panache de La Réunion provienne d'un domaine du manteau relativement « primitif », qui soit resté globalement isolé des processus de recyclage. En effet, s'il est toujours controversé que des segments de manteau primitif puissent être détectés grâce aux isotopes (le manteau primitif n'étant pas un pôle dans les diagrammes binaires isotopiques),

des modèles géophysiques ont montré que le manteau inférieur pourrait stocker des compositions « primitives » au cours du temps. Dans le cas de La Réunion, différents arguments géochimiques suggèrent désormais que le panache mantellique échantillonne un domaine du manteau profond et précocement différencié dans l'histoire de la Terre.

Vlastélic *et al.* (2006) ont souligné le caractère primitif du rapport Th/U des basaltes réunionnais, qui représente la signature de la source. Effectivement, ce rapport est très comparable avec la valeur chondritique ( $3.9 \pm 0.02$ , Rocholl et Jochum (1993), tout comme le rapport intégré dans le temps ( $[Th/U]_{Pb}$ ), signifiant que la source du panache a été préservée de l'influence de la subduction depuis au moins l'Archéen (~2,2 Ga).

Si les rapports isotopiques de l'Os des laves de la Réunion sont légèrement plus radiogéniques que les estimations du manteau primitif, elles font toutefois partie des OIB les moins radiogéniques en Os (Schiano *et al.*, 2012). Sachant que le système Re-Os est un traceur efficace du matériel basaltique recyclé et qu'aucune relation de mélange n'est observée dans les diagrammes isotopiques Os versus Sr-Nd, la source du panache ne contiendrait donc pas de quantités significatives de matériel recyclé, comme la croûte océanique ou les sédiments continentaux (Schiano *et al.*, 2012).

L'hypothèse selon laquelle le panache réunionnais échantillonnerait un manteau relativement isolé des processus de recyclage est aussi en accord avec les données isotopiques en Pb, qui montrent que les magmas s'alignent sur une géochrone à environ 4,4 Ga, dans un diagramme  $^{207}Pb/^{204}Pb$  versus  $^{206}Pb/^{204}Pb$  (Peters *et al.*, 2016; Vlastélic *et al.*, 2006).

Récemment, Peters *et al.* (2016) ont mis en évidence des spectres d'éléments sidérophiles dans des roches cumulatives de La Réunion qui sont enrichis par rapport aux chondrites mais également par rapport au manteau supérieur primitif (« PUM pour Primitive Upper-Mantle », correspondant à la Terre totale silicatée définie par les péridotites mantelliques, Meisel *et al.*, 2001). Selon les auteurs, ces résultats suggèrent que des magmas primitifs de l'île proviendraient d'une source encore non-identifiée dans le manteau terrestre. En les combinant avec les compositions en isotopes radiogéniques très restreintes et homogènes des laves de La Réunion, les auteurs proposent que cette source ait préservé des hétérogénéités mantelliques formées par une différenciation précoce du manteau. Ceci implique également que ces compositions primitives sont restées stockées dans les profondeurs du manteau, et sont restées isolées de la convection du manteau supérieur. Ce domaine mantellique aurait subi soit une accréation tardive de composant non-chondritique exogène, soit une contribution limitée de matériel du noyau après sa formation.

- Genèse des magmas primaires :

Classiquement, les compositions isotopiques des laves sont utilisées pour déterminer la nature de leur source et les compositions en éléments en traces permettent d'en estimer le taux de fusion. En combinant les deux, Ludden (1978) a suggéré que la source homogène du panache de La Réunion subit un processus de fusion partielle invariable dans le temps. Il propose un modèle de 5-10 % de fusion à l'équilibre d'une péridotite pauvre en grenat pour reproduire les magmas réunionnais. Upton et Wadsworth (1972a) ont écrit que la source mantellique (péridotitique) fond à des taux de fusion compris entre 7 et 15 % pour des pressions de 2 à 3 GPa, et est alimentée continuellement sous La Réunion. Par une méthode d'inversion, Albarède et Tamagnan (1988) ont suggéré la fusion d'une source enrichie en éléments incompatibles, avec un résidu harzburgitique. Plus récemment, Smietana (2011) a reproduit les compositions des magmas de La Réunion par 3 à 8 % de fusion d'un composant de nature éclogitique (enrichi en éléments incompatibles), et 2 à 8 % d'un composant de nature lherzolitique (appauvri en éléments incompatibles), pour une quantité de sédiments dans la source comprise entre 2 et 5%.

Il est communément accepté que les conditions P-T de genèse des magmas en contexte de point chaud sont nettement plus élevées que pour les rides océaniques (e.g. Sobolev et Nikogosian, 1994). Différentes études s'accordent sur des pressions de formation des magmas primaires de La Réunion entre 3 et 4 GPa, à des températures comprises entre 1480 et 1650 °C (e.g. Fretzdorff et Haase, 2002; Sobolev et Nikogosian, 1994). Ces pressions correspondent à des profondeurs supérieures à 100 km, ce qui est en accord avec l'épaisseur estimée pour la lithosphère sous l'île de La Réunion (e.g. Fretzdorff et Haase, 2002; Sobolev et Nikogosian, 1994). Le fractionnement des HREE dans les magmas suggère également une fusion profonde, dans le champ de stabilité de la péridotite à grenat (Albarède et Tamagnan, 1988; Ludden, 1978). Les magmas primaires ainsi produits contiendraient des teneurs en MgO proches de 17 pds.% (Fisk *et al.*, 1988; Fretzdorff et Haase, 2002), voire jusqu'à 20 pds.% (Sobolev et Nikogosian, 1994). Fretzdorff et Haase (2002) ont également proposé que la fusion partielle a lieu à la même profondeur et aux mêmes taux depuis les deux derniers Ma (état thermiquement stable du centre du panache). Selon une étude de Bureau *et al.* (1999), les magmas primaires de la Réunion (estimés à ~14-15 pds.% de MgO) peuvent atteindre des teneurs en eau comprise entre 0,7 et 1 pds.%, ce qui est relativement important pour des magmas de point chaud. Cependant, étant inférieures à 3 pds.%, ces teneurs n'augmenteraient pas suffisamment le degré de fusion partielle pour changer significativement la composition en éléments majeurs des liquides produits (Hirose et Kawamoto, 1995).

- *Synthèse sur le panache mantellique de La Réunion :*

Le point chaud réunionnais est supposé provenir d'une source profonde et peu dégazée, probablement à la base du manteau inférieur. Malgré l'homogénéité compositionnelle de la source, relativement inhabituelle en contexte d'OIB, quelques variations dans les compositions isotopiques et en éléments en traces sont observées dans les laves. En combinant les données isotopiques en Sr-Nd-Pb-Os-Th, il apparaît peu probable que les magmas dérivés du panache soient contaminés par la croûte océanique indienne, la lithosphère mantellique, l'eau de mer, ou autres composants qui ne soient pas co-génétiques des magmas. Notons toutefois le rôle de la contamination superficielle par les anciennes laves constituant l'édifice volcanique, comme l'ont montré les isotopes du Pb pour les laves historiques. Dans le cas de certaines laves, le magma parental aurait assimilé des liquides de faibles degrés de fusion de cumulats de dunite, wehrlite et gabbro, ou encore les liquides interstitiels différenciés de ces cumulats.

Parmi ces variations de compositions, déterminer la part de la contamination/assimilation superficielle des magmas parentaux, et celles liées à la formation des basaltes primaires à la source, est une question encore largement débattue. Concernant les basaltes primaires, il s'agit de faire la distinction entre les hétérogénéités de la source du panache mantellique, et les différences de compositions induites par des taux de fusion variables. Cette question a notamment été posée par Vlastélic et Pietruszka (2016) pour l'activité récente du Piton de la Fournaise (1927-2010), et peut également être appliquée à l'ensemble de l'île.

La partie I-2 traite du volcanisme de La Réunion associé à l'activité de ce panache mantellique, en s'intéressant aux différents stades d'édification de l'île, et aux types de magmatisme qui constituent les massifs volcaniques.

## I-2 : Edification volcanique et magmatisme de La Réunion

La Réunion représente 2500 km<sup>2</sup> de superficie, et culmine à 3071 m d'altitude. L'édifice, d'une hauteur totale de 7500 m, repose sur un plancher océanique à environ 4500 m de profondeur. La partie émergée ne représente donc que 4,2 % du volume total (Catry, 2011), et deux massifs volcaniques se distinguent : le Piton des Neiges constitue la partie Nord-Ouest de l'île et le Piton de la Fournaise la part Sud-Est (**Fig. I.13**).

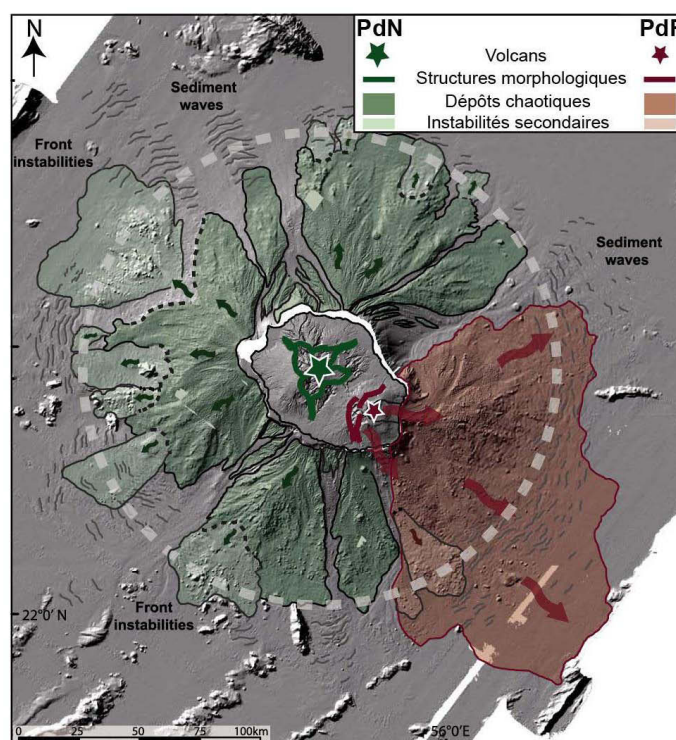


**Figure I.13.** Carte de l'île de La Réunion. La ligne en pointillés symbolise la délimitation entre les deux massifs aériens constituant l'île : le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise. Les triangles représentent le sommet de chacun des volcans. La Cratère Dolomieu est le cratère principalement actif actuellement, dans la zone sommitale du Piton de la Fournaise. Les trois cirques formés par l'érosion du Piton des Neiges sont également représentés : le cirque de Mafate, le cirque de Salazie et le cirque de Cilaos, ainsi que quelques une des villes principales de l'île.

De nombreuses campagnes océanographiques ont permis l'acquisition de données géophysiques visant à mieux décrire les flancs sous-marins de l'île, qui repose sur la croûte océanique et est entourée d'une plaine abyssale. La **figure I.14** montre l'importance des dépôts volcano-détritiques sous-marins. Lénat *et al.* (2012) les classent en structures constructives et destructives. Parmi les structures dites construites figurent les rift zones, les rides volcaniques, ou encore les monts sous-marins (e.g. Lénat *et al.*, 2009; Oehler, 2005; Smietana, 2011). Gailler et Lénat (2010) ont suggéré que des zones de constructions volcaniques sur le flanc Est de l'île correspondent à un troisième volcan bouclier, le Volcan des Alizés (Malengreau, 1995) ou



Proto-Fournaise (Lerebour, 1987; Rançon *et al.*, 1989), présenté en section I-2.4. Les structures destructives correspondent essentiellement aux instabilités de flancs comme les avalanches de débris et glissements lents ou slumps (e.g. Le Friant *et al.*, 2011; Lénat *et al.*, 1989; Oehler *et al.*, 2004, 2008; Oehler, 2005). D'autres instabilités gravitaires tels les courants de turbidité sont également connues (Babonneau *et al.*, 2016; Mazuel *et al.*, 2016; Saint-Ange *et al.*, 2011, 2013; Sisavath *et al.*, 2011, 2012).



**Figure I.14.** Carte topographique et bathymétrique de l'île de La Réunion et des flancs sous-marins, avec une représentation de l'étendue des terrains déstabilisés. Les zones en vert délimitent les instabilités associées au Piton des Neiges (*PdN*), les zones en vert clair correspondant aux instabilités secondaires. De la même façon, les zones rouges correspondent aux événements associés au Piton de la Fournaise. Les flèches représentent les directions de propagation des déstabilisations (en vert pour le Piton des Neiges, en rouge pour le Piton de la Fournaise). Le cercle en pointillés centré sur le sommet du Piton des Neiges correspond à la base de l'ensemble du complexe volcanique (à la transition de pente avec la plaine abyssale). Figure modifiée d'après Le Friant *et al.* (2011).

Le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise ont été actifs simultanément jusqu'à la fin de l'activité du premier cité, il y a environ 29 ka (Salvany *et al.*, 2012). Le Volcan des Alizés daterait d'au moins de 780 ka (Gailler, 2010; Lénat et Aubert, 1982; Lénat *et al.*, 2001) et son activité était contemporaine de celle du Piton des Neiges. Seul le Piton de la Fournaise est encore actif aujourd'hui. Les différents stades d'édification sont détaillés pour chaque massif subaérien dans les sections suivantes.

D'un point de vue géochimique, la plupart des laves de La Réunion sont transitionnelles (c'est-à-dire intermédiaires entre les compositions chimiques alcalines et tholéitiques). Conformément au schéma classique basé sur Hawaï, les volcans réunionnais comprennent aussi des laves plus alcalines, comme les dernières émissions du Piton des Neiges, qui représentent les laves les plus différenciées de l'île.

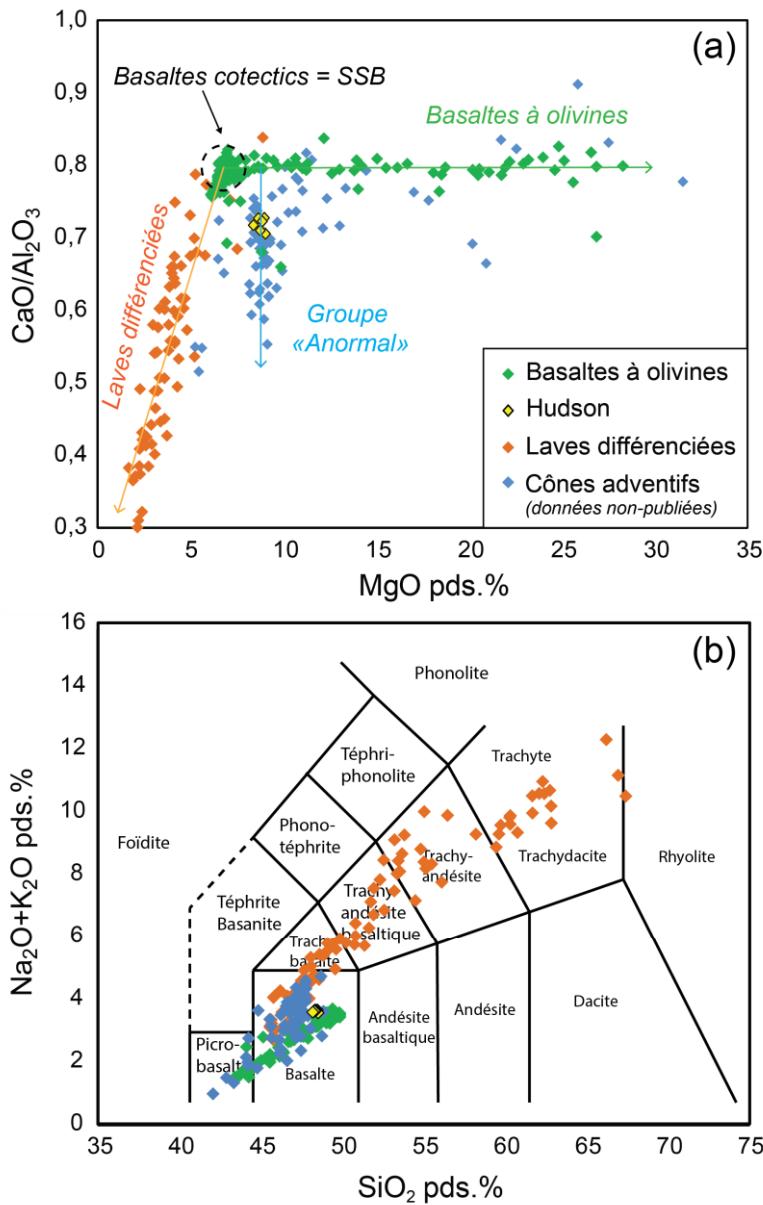
Dans le détail, différentes séries de magmas peuvent être distinguées, correspondant à des évolutions magmatiques spécifiques. Ces séries magmatiques concernent les différents volcans, et sont décrites dans un premier temps dans la section I-2.1. Par la suite, les différents volcans de l'île sont présentés. Ils présentent des évolutions géomorphologiques et structurales variées et ont émis soit quelques unes, soit l'ensemble de ces séries.

### I-2.1 : Les séries magmatiques

Quatre principaux groupes magmatiques, représentés sur la **figure I.15**, ont été reconnus à La Réunion. Ils ont tout d'abord été nommés d'après les laves du Piton de la Fournaise et du Volcan des Alizés uniquement (Lénat *et al.*, 2012). Toutefois, les différents groupes (excepté le « Groupe Anormal ») sont également observés au Piton des Neiges, c'est pourquoi la figure figure I.15, modifiée à partir de la littérature, comporte désormais des échantillons provenant des trois édifices. La classification de l'ensemble des laves de La Réunion est la suivante :

- Les “Steady State Basalts (SSB)”, basaltes transitionnels cotectiques (les phases minérales cristallisent dans des proportions équivalentes, en termes de microlites) le plus souvent aphyriques, qui sont les laves les plus fréquentes de l'île. Ils varient très peu en composition : 5-8 pds.% de MgO, 10-12 pds.% de CaO, 0,5-1 pds.% de K<sub>2</sub>O.
- Les basaltes à olivines, sont des basaltes de type SSB, mais riches en cristaux d'olivine, potentiellement d'origine cumulative. Le terme « d'océanites » est couramment employé pour désigner les basaltes contenant plus de 20 % d'olivine sur le volume total de la roche (Lacroix, 1936). Leurs compositions présentent donc des teneurs supérieures à 8 pds.% en MgO (parfois au-delà de 25 pds.%), de 5 à 11 pds.% en CaO, et de 0,4 à 0,7 pds.% en K<sub>2</sub>O.
- Les laves différenciées ( $\leq 5$  pds.% MgO), plus alcalines (1-4 pds.% de K<sub>2</sub>O), dont les dernières éruptions correspondent à la fin de l'activité du Piton des Neiges (~ 29 ka).

- Le Groupe “Anormal” (ou “AbG” pour “Abnormal Group”), formé de basaltes caractérisés par un plus faible rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  pour une même teneur en MgO. Ils se retrouvent quasi-exclusivement sur les cônes dits « adventifs », auxquels est consacrée la dernière partie de ce chapitre (I.3).



**Figure I.15.** Diagrammes représentatifs des quatre groupes principaux de laves de La Réunion : (a)  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  versus MgO pds.% et (b)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ . Les symboles verts représentent les laves historiques du Piton de la Fournaise (Sobolev et Nikogosian, 1994; Upton et Wadsworth, 1972a; Vlastélic *et al.*, 2005, 2007), les symboles jaunes les laves du Cratère Hudson (éruption de 1998, Vlastélic *et al.*, 2005), les symboles oranges les laves anciennes du Piton de la Fournaise (> 450 ka, Albarède *et al.*, 1997) et les plus jeunes laves du Piton des Neiges (< 350 ka, Fretzdorff *et al.*, 2000; Smietana, 2011; Upton et Wadsworth, 2011; Upton et Wadsworth, 1972a) et les symboles bleus les laves de différents cônes adventifs (données non-publiées). Les flèches correspondent aux groupes magmatiques (verte, basaltes à olivines ; orange, laves différenciées ; bleue, groupe « Anormal ») et le cercle en pointillés regroupe les compositions des basaltes cotectiques ou SSB (« Steady-stade basalts »). Les laves de Hudson appartiennent au groupe « Anormal ». Figure modifiée d’après Lénat *et al.* (2012).

Tous les magmas réunionnais semblent provenir de l’évolution d’un magma picritique à hypersthène normatif (Upton et Wadsworth, 1972a), et contiennent systématiquement les phases olivine, clinopyroxène (augite), plagioclase et spinelle chromifère (Pichavant *et al.*, 2016; Upton et Wadsworth, 1972a), en tant que phénocristaux, micro-phénocristaux ou microlites (e.g. Salaün *et al.*, 2010; Welsch *et al.*, 2009). Les assemblages des phases minérales

sont propres à chaque groupe de lave décrit ci-dessus, et sont détaillés dans les sections suivantes (I-2.1.1 et I-2.1.2, et I-3 pour les cônes adventifs).

Les laves émises depuis le milieu du 17<sup>ème</sup> siècle (début de la colonisation de l'île), appelées « laves historiques » dans ce manuscrit, correspondent aux groupes des SSB et des basaltes à olivine/océanites, bien que ces dernières aient également été émises lors de périodes non-historiques, comme la première partie de l'activité du Piton des Neiges (section I-2.2). Les laves différenciées ont été émises en grande partie dans la deuxième moitié de la vie du Piton des Neiges, et affleurent également dans la « Rivière des Remparts », sur le massif du Piton de la Fournaise (section I-2.3).

Plus généralement, ces groupes magmatiques se répartissent en deux grandes catégories : les « Séries Océanites » (SSB, basaltes à olivine, océanites, et AbG) et les « Séries Différenciées » (les laves différenciées alcalines) (Upton et Wadsworth, 1965). Ces deux séries sont représentées au Piton des Neiges comme au Piton de la Fournaise. En effet, les mêmes types de produits magmatiques ont été émis sur les deux volcans, et majoritairement les Séries Océanites.

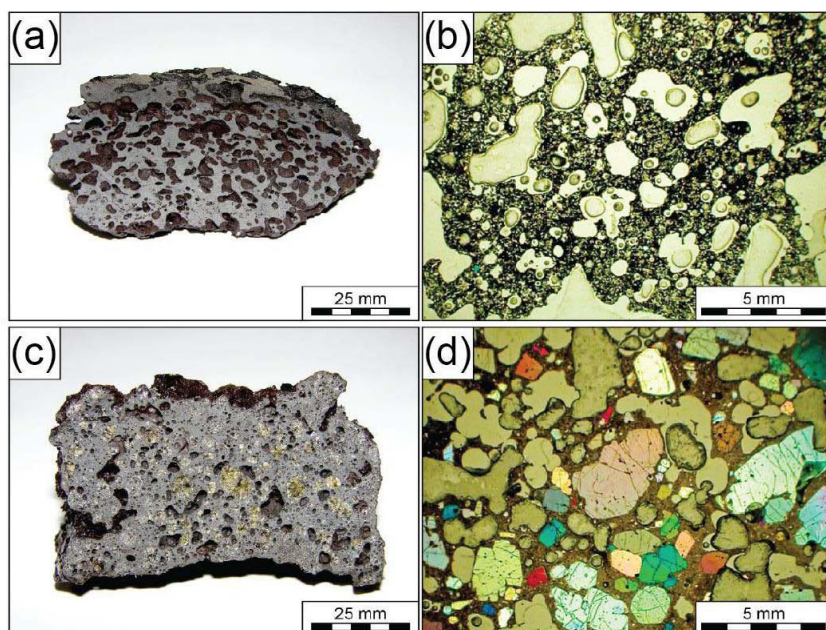
De nombreuses études ont été réalisées sur les produits récents, qui correspondent à l'activité historique du Piton de la Fournaise, ce volcan étant très actif actuellement. Ainsi, les processus à l'origine de la formation des Séries Océanites ont essentiellement été décrits pour les laves de ce volcan.

#### ***I-2.1.1 : Les « Séries Océanites » : SSB, basaltes à olivine, océanites, et AbG***

Ces séries magmatiques ont été émises au Piton des Neiges entre environ 5 Ma (e.g. Gillot *et al.*, 1994) et 430 ka (Gillot et Nativel, 1982; McDougall, 1971; Upton et Wadsworth, 1972a), et au Piton de la Fournaise depuis environ 450 ka (e.g. Lénat *et al.*, 2012; Merle *et al.*, 2010).

L'olivine est le minéral prépondérant dans ces séries (Upton et Wadsworth, 1972a). Les SSB contiennent olivine, clinopyroxène, plagioclase en proportions quasi-équivalentes, en termes de microlites ; ces phases cristallisant ensemble (e.g. Pichavant *et al.*, 2016) dans le cas de la cristallisation cotectique. Ils existent aussi sous forme « aphyrique », c'est-à-dire sans phénocristaux apparent (**Fig. I.16a-b**). D'après Welsch *et al.* (2009), les océanites présentent des macrocristaux d'olivine (**Fig. I.16c-d**), et des microcristaux d'olivine, clinopyroxène, plagioclase, spinelle et de magnétite-titanifère. De l'olivine ou des assemblages de clinopyroxène et plagioclase apparaissent également sous la forme de mésocristaux. Les quantités de plagioclase dans ces basaltes sont généralement très faibles, à l'exception de

l'éruption de 1998 (Boivin et Bachèlery, 2009; Salaün *et al.*, 2010) et de certains produits récents (éruption de 2008, Di Muro *et al.*, 2015).



**Figure I.16.** Photographies d'échantillons de laves historiques du Piton de la Fournaise. (a) Échantillon de SSB dépourvu de phéno-cristal d'olivine, (b) échantillon de SSB avec < 5 vol.% d'olivine, (c) échantillon d'océanite contenant de nombreux cristaux d'olivine et (d) échantillon d'océanite avec ~53 vol.% d'olivine. (b) et (d) sont des photographies réalisées au microscope optique, en lumière transmise polarisée analysée. Figure modifiée d'après Welsch *et al.* (2013).

Au Piton de la Fournaise, les teneurs en forstérite des macrocristaux d'olivine excèdent très rarement  $Fo_{84}$  et sont souvent comprises entre 81 et 84 % en ce qui concerne l'activité historique (Boivin et Bachèlery, 2009; Villemant *et al.*, 2009; Welsch *et al.*, 2009). Des olivines à  $Fo_{90,6}$  ont toutefois échantillonnées dans des laves sous-marines du flanc Nord-Est (Fretzdorff et Haase, 2002) ainsi qu'au Piton des Neiges (Sobolev et Nikogosian, 1994). De plus, certaines laves du Piton de la Fournaise, généralement plus anciennes, renferment des olivines avec une teneur en forstérite  $\geq 85$  % (partie I-3). Généralement, les olivines de La Réunion présentent des zonations normales noyau-bordure (Pichavant *et al.*, 2016).

Albarède *et al.* (1997) ont proposé que les compositions très constantes des SSB résultent de la percolation du magma ascendant dans des conduits formés de « mush » cristallin, c'est-à-dire d'une « bouillie » de cristaux d'olivine et de clinopyroxène. Les compositions des laves, notamment en éléments compatibles, seraient donc ainsi homogénéisées. Des textures complexes ont été observées dans les océanites, avec notamment des évidences de déformation plastique de certains cristaux et des déséquilibres Fe/Mg entre cristal et liquide (Albarède et Tamagnan, 1988; Albarède *et al.*, 1997). La déformation de ces olivines proviendrait de la désagrégation de cumulats précocement formés (Albarède *et al.*, 1997). Ces olivines sont qualifiées de « xénocristaux », et seraient emportées par le magma ascendant lors d'éruptions plus violentes, formant ainsi les océanites, ou « picrites » (Albarède et Tamagnan, 1988;

Albarède *et al.*, 1997). Toutefois, Sigmarsson *et al.* (2005) ont proposé une évolution en système quasi-fermé dans un ou plusieurs réservoirs magmatiques sur des échelles de temps de l'ordre de 1000 ans, suivie par des réinjections de magmas.

Une autre hypothèse est d'envisager une chambre magmatique stratifiée, au toit de laquelle se trouvent les SSB, aphyriques, tandis que les océanites se forment par la sédimentation des olivines en base de chambre (Kieffer *et al.*, 1977; Lacroix, 1936).

Cependant, Welsch (2010) et Welsch *et al.* (2009) ont proposé que les océanites ne sont pas issues de l'accumulation mécanique des cristaux d'olivine, ni de l'arrachement de « mush » cristallin (e.g. Albarède *et al.*, 1997), ni de l'accumulation par « sédimentation » de ces cristaux (e.g. Lacroix, 1936). Des éruptions puissantes permettraient de remobiliser les cristaux croissants en paroi de chambre (Peltier *et al.*, 2009; Vlastélic *et al.*, 2005).

Récemment, Welsch *et al.* (2013) ont proposé que, puisqu'un faible nombre de macrocristaux d'olivine montrent des évidences de déformation intra-cristalline, ils ne peuvent être considérés comme des xénocristaux, mais sont plutôt issus d'une croissance dendritique en domaine de fort gradient thermique et d'une « maturation » en suspension dans le liquide magmatique.

Les basaltes du Groupe "Anormal" (AbG) ont des caractéristiques chimiques qui les différencient considérablement des basaltes ou océanites décrits ci-dessus. Ce cas particulier de laves s'échantillonne essentiellement sur les cônes dits « adventifs » du Piton de la Fournaise, et constitue le principal objet d'étude de cette thèse. Il sera donc présenté dans la partie de ce chapitre consacrée aux cônes « adventifs » (section I-3.2.3).

### ***I-2.1.2 : Les « Séries Différenciées » : laves différenciées et cas particulier des Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP)***

Les laves « différenciées » de la figure I.15 sont des laves anciennes. Au massif du Piton de la Fournaise, elle sont constituées de laves légèrement alcalines et différenciées : basaltes, hawaïtes, et mugéarites (Albarède *et al.*, 1997). La séquence est visible dans les plus vieux affleurements du massif, dans la Rivière des Remparts et la Rivière de l'Est (Smietana, 2011). Ces laves sont datées de plus de 450 ka (e.g. Merle *et al.*, 2010), et certains auteurs les relient à une activité plus ancienne que celle du Piton de la Fournaise (cf. « Volcan des Alizés », section I-2.4). Albarède *et al.* (1997) ont suggéré que cette tendance est contrôlée par la cristallisation dynamique d'un assemblage gabbroïque et un fractionnement prépondérant de clinopyroxène. Cette cristallisation de clinopyroxène se produirait à des pressions supérieures à 9 kbar d'après les travaux expérimentaux de Fisk *et al.* (1988). Au Piton des Neiges, l'éruption

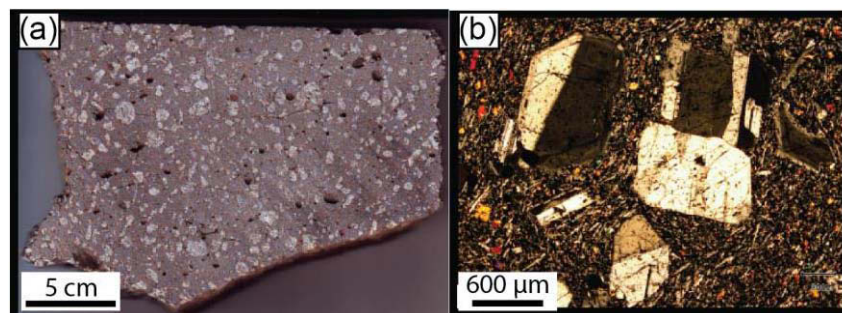


de ces laves est estimée entre 350 ka (Upton et Wadsworth, 1965, 1972) et environ 29 ka (extinction de l'activité du volcan, Salvany *et al.*, 2012). La séquence du Piton des Neiges est composée de laves atteignant de plus forts degrés de différenciation, avec également des benmoréites et des trachytes (Kluska, 1997; Upton et Wadsworth, 1972a). Upton et Wadsworth (1972a) ont proposé qu'un fractionnement d'olivine et de pyroxène à une profondeur modérée (en comparaison avec les séries Océaniques du volcan) explique la composition initiale à néphéline normative du magma. Puis, il serait suivi par un fractionnement dans des niveaux plus élevés de réservoirs, où cristalliseraient olivine + plagioclase + pyroxène + magnétite notamment, afin de former les laves différenciées jusqu'aux trachytes. Cette série est également constituée d'une séquence d'ignimbrite de composition essentiellement benmoréitique (Rocher et Westercamp, 1989, section I-2.2).

Alors que le plagioclase est quasiment absent en tant que phénocristaux dans les Séries Océaniques des deux volcans, il devient la phase dominante dans les Séries Différenciées (Albarède *et al.*, 1997; Upton et Wadsworth, 1966). La teneur en anorthite maximale dans les laves historiques est de 70 %. Les plagioclases sont nettement plus calciques dans les laves différenciées des deux volcans (e.g. Albarède *et al.*, 1997; Smietana, 2011), allant jusqu'à des compositions An<sub>88</sub> (Smietana, 2011) dans des laves particulièrement riches en plagioclase, que nous appellerons dans cette thèse les « Basaltes Porphyriques à Plagioclase ».

- Les Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP) :

Ces laves correspondent à des coulées basaltiques riches en cristaux de plagioclase calciques pluri-millimétriques voire centimétriques (> 15% sur le volume total de la roche), ce qui leur confère une apparence particulière (matrice grise contenant de nombreux cristaux blancs, **Fig. I.17**), et le nom local de "Roches pintades". Les cœurs des cristaux ont des compositions de An<sub>75</sub> à An<sub>88</sub>, avec une moyenne de An<sub>85</sub> (Boujibar, 2009; Kluska, 1997; Smietana, 2011). Des périodes précises d'éruption de ces BPP ont été identifiées à différents endroits de La Réunion, et représentent des horizons clés sur le terrain, parmi les Séries Différenciées de l'île.



**Figure I.17.** Photographies d'échantillons de basalte porphyrique à plagioclase. (a) Echantillon du Piton des Neiges. (b) Echantillon de la Rivière des Remparts, photographie sous microscope en lumière transmise polarisée analysée. Figure modifiée d'après Smietana (2011).

Au Piton des Neiges, ces laves sont décrites au début de l'activité des Séries Différenciées (section I-2.2), par Upton et Wadsworth (1965, 1972a). D'après ces auteurs, elles marquent une brusque transition avec la fin des Séries Océanitiques sur ce volcan. Plus précisément, deux périodes d'émission de BPP ont été reconnues au Piton des Neiges : de 340 à 250 ka environ, et de 140 à 100 ka environ (Kluska, 1997).

Dans les Séries Différenciées de l'affleurement de la Rivière des Remparts, les BPP ont été datés jusqu'à 527 ka (Gillot et Nativel, 1989) et sont donc plus vieux que ceux du Piton des Neiges.

Les BPP forment les seules coulées de lave à présenter de telles quantités de plagioclase calcique à La Réunion. L'olivine étant quasiment le seul phénocristal dans les laves émises depuis au moins 400 ka, il est probable que la formation des BPP requière des conditions magmatiques très différentes des conditions actuelles, mais également de celles qui ont régné durant la majeure partie de l'activité des deux volcans (correspondant aux Séries Océanitiques). De plus, les éruptions de BPP ont eu lieu lors de périodes très précises de l'activité des volcans réunionnais (sections I-2.2 et I-2.3), signifiant ainsi des processus particuliers se mettant en place à des moments très spécifiques au sein des chambres magmatiques.

Plusieurs modèles ont été suggérés afin d'expliquer la formation des BPP à La Réunion et de façon générale, les processus pétro-génétiques qui permettent la production de laves basaltiques aussi riches en macrocristaux de plagioclase calcique. Upton et Wadsworth (1972a) ont proposé que les cristaux de plagioclase s'accumulent par sédimentation dans une colonne de magma « différencié », tandis que Kluska (1997) a invoqué, dans le cas du Piton des Neiges, l'accumulation par flottaison dans des niveaux profonds. Pour les BPP de la Rivière des Remparts, Albarède *et al.* (1997) ont suggéré que le magma ascendant a incorporé des fragments de gabbro, ou « mush » gabbroïque cristallisant en paroi de chambre (Smietana, 2011), provoquant ainsi l'enrichissement du liquide en cristaux de plagioclase, alors considérés

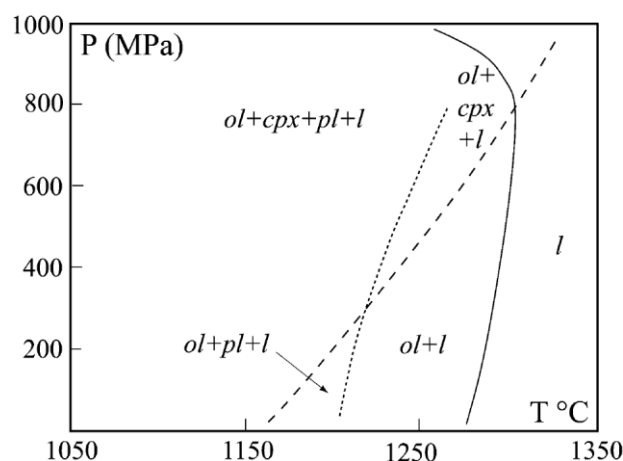


comme « xénocristaux ». Enfin, Smietana (2011) a proposé que les BPP des deux massifs volcaniques seraient issus de l'augmentation de la cristallisation du plagioclase (favorisée par rapport à celle de l'olivine) dans un réservoir magmatique refroidissant. La question de la formation de ces laves particulières est donc encore largement débattue, et fait l'objet d'une importante partie de ce manuscrit (Chapitre V).

### ***I-2.1.3 : Magma parental et évolution magmatique au Piton de la Fournaise***

L'évolution des laves de La Réunion est donc communément gouvernée par des processus de cristallisation fractionnée, excepté pour le « Groupe Anormal » dont l'origine est encore débattue (section I-3). C'est surtout sur le Piton de la Fournaise, volcan actif, que les études ont été et sont menées dans le but de préciser le système magmatique en profondeur, et de comprendre l'évolution chimique des magmas, depuis le magma parental.

L'absence d'orthopyroxène dans les laves de La Réunion suggère qu'aucune ne correspond précisément au magma primaire issu directement de la fusion d'une source péridotitique ou harzburgitique : les laves du Piton de la Fournaise ont donc subi une différenciation après leur formation. Les différentes propositions concernant la composition du magma parental (section I-1.2) se basent sur l'hypothèse d'un fractionnement impliquant uniquement l'olivine en profondeur, c'est-à-dire à des pressions au moins inférieures à 1800 MPa, pour lesquelles l'olivine est seule phase au liquidus (Fisk *et al.*, 1988). Plus précisément, les travaux expérimentaux de Fisk *et al.* (1988, **Fig. I.18**) sur des liquides de composition SSB montrent que le premier minéral à cristalliser est l'olivine, pour des pressions de 1 atm à 800 MPa. L'ordre de cristallisation est olivine-plagioclase-clinopyroxène à des pressions inférieures à 250-500 MPa, alors qu'au-dessus, le clinopyroxène cristallise avant le plagioclase. Pour des pressions supérieures, de 500 à 800 MPa, olivine, augite et spinelle cristallisent ensemble. Finalement, au-dessus de 800-1000 MPa, voire au-dessus de 1800 MPa pour des compositions plus magnésiennes du liquide parental, l'olivine est remplacée par le clinopyroxène comme première phase au liquidus.



**Figure I.18.** Diagramme de phases des magmas du Piton de la Fournaise basé sur les données expérimentales de Fisk *et al.* (1988), obtenues principalement sur une océanite du Piton des Neiges contenant 11 pds.% de MgO. *l*, liquid ; *ol*, olivine ; *cpx*, clinopyroxène ; *pl*, plagioclase. D'après Pichavant *et al.* (2016).

Il est communément admis que les magmas primitifs du Piton de la Fournaise cristallisent dans l'ordre olivine-clinopyroxène-plagioclase. Considérant l'étude de Fisk *et al.* (1988), cela signifie que le magma peut ensuite fractionner olivine+clinopyroxène ou olivine+clinopyroxène+plagioclase à la base de la croûte. Certains auteurs considèrent toutefois que le clinopyroxène peut cristalliser avant l'olivine, ce qui implique une différenciation wehrlitique à des profondeurs crustales (Kornprobst *et al.*, 1979, 1984) ou mantelliques (Albarède *et al.*, 1997).

Les pressions impliquées d'après les expériences de Fisk *et al.* (1988) sont difficilement conciliables avec l'hypothèse d'une chambre superficielle sous le volcan, comme supposée par les mesures magnétiques, l'activité sismique et la mesure des déformations (e.g. Lénat *et al.*, 2012). Toutefois, les expériences de Fisk *et al.* (1988) ne tiennent pas compte des volatils potentiellement présents dans le magma parental. Ainsi, Famin *et al.* (2009) et Villemant *et al.* (2009) ont calculé des compositions de magma parental pour le Piton de la Fournaise avec des teneurs en H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> dissous. Ils proposent que le clinopyroxène cristallise en second après l'olivine à 100 MPa, soit à plus basse pression que celles estimée par Fisk *et al.* (1988), ce qui est donc plus compatible avec les niveaux plus superficiels de réservoirs supposés sous le Piton de la Fournaise. Récemment, des expériences réalisées en présence de volatils ont montré que, à partir d'une composition de SSB du Piton de la Fournaise, la séquence olivine – clinopyroxène – plagioclase est possible à plus basses pressions (50 MPa) que celles proposées par Fisk *et al.* (1988), suggérant des pressions beaucoup plus superficielles pour le stockage des magmas sous le volcan (Brugier, 2016), plus en accord avec les données géophysiques. Il a également été

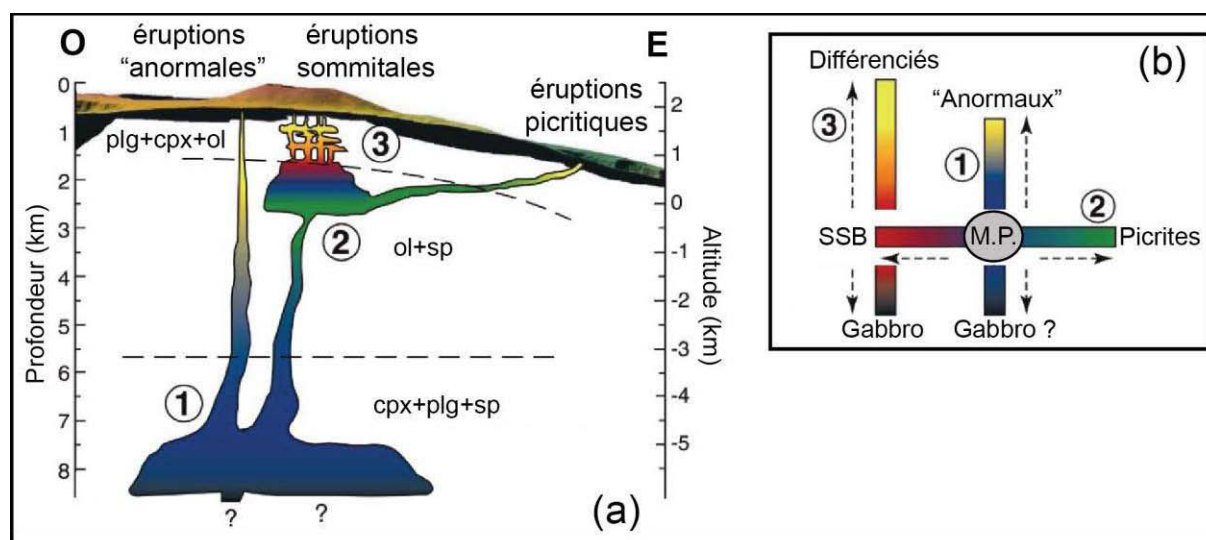
montré, grâce à des expériences à hautes pressions (jusqu'à 1 GPa), en présence de volatils, que le clinopyroxène peut apparaître seul au liquidus à des pressions supérieures à 400 MPa (Brugier, 2016), soit nettement plus basses que celles de Fisk *et al.* (1988). La gamme de pression pour ce fractionnement de clinopyroxène correspondrait au sous-plaquage à l'interface croûte-manteau supposé par la géophysique (Gallart *et al.*, 1999), qui pourrait donc être à l'origine des AbG (Brugier, 2016).

Il a été suggéré que les différents types de composition en éléments majeurs des laves du Piton de la Fournaise soient liés au rapport clinopyroxène/olivine de l'assemblage minéralogique qui cristallise dans le magma. Autrement dit, ces variations de composition des laves seraient dues aux changements de profondeur du fractionnement qui s'opère (Albarède *et al.*, 1997; Boivin et Bachèlery, 2009; Bureau *et al.*, 1999; Vlastélic *et al.*, 2007). Suivant cette hypothèse, Albarède *et al.* (1997) ont notamment proposé que la transition des laves différenciées alcalines vers des laves plus tholéitiques (transitionnelles) au cours du temps (section I-2.3) correspond à des pressions de cristallisation plus faibles, où l'olivine remplace le clinopyroxène au liquidus (d'après Fisk *et al.*, 1988).

Famin *et al.* (2009) ont suggéré que les différentes évolutions magmatiques des laves du volcan (cf. Fig. I.15) s'expliquent par différentes profondeurs de cristallisation, depuis un magma parental unique. La **figure I.19** illustre ces différents types de fractionnement.

D'après Villemant *et al.* (2009), le fractionnement du magma parental se produit à « basse pression » (< 26 km), et seul le refroidissement du réservoir modifie l'assemblage minéralogique cristallisant : seule l'olivine cristallise à haute température (> 1160 °C), puis le clinopyroxène et le plagioclase (sans olivine) apparaissent à basse température (< 1130 °C).

En conclusion, différentes séries magmatiques ont été et sont toujours émises sur l'île de La Réunion, chacune expliquée par un processus de cristallisation spécifique (à l'exception du Groupe « Anormal » ou AbG, encore débattu, partie I-3). Ces séries peuvent être regroupées en « Séries Océanites » (SSB, basaltes à olivines, océanites et AbG) et « Séries Différenciées » (laves légèrement alcalines et différenciées, incluant les BPP, basaltes porphyriques à plagioclase). Il faut garder à l'esprit pour la suite de ce manuscrit que l'ensemble des laves de La Réunion est relativement différencié ( $MgO \leq 8$  pds.%) : aucun magma primitif, proche de l'équilibre chimique avec le manteau, n'est échantillonné en surface en termes de laves.



**Figure I.19.** (a) Modèle géochimique conceptuel du stockage et du transport de magmas sous le Piton de la Fournaise. (b) Schéma interprétatif de la séquence de différenciation des magmas du Piton de la Fournaise. La ligne 1 est expliquée par le fractionnement ou l'accumulation de plagioclase et de clinopyroxène depuis les magmas parentaux (*M.P.*, en bleu), formant les magmas « Anormaux » (en jaune, correspondant au groupe « Anormal », cf. Fig.I.15) et possiblement des gabbros (en noir). La ligne 2 représente le fractionnement ou l'accumulation d'olivine depuis les magmas parentaux, formant les *SSB* (« Steady-State Basalts », en rouge) et les *Picrites* (i.e. les océanites, en vert), respectivement. Ces dernières correspondent au groupe des basaltes à olivines (cf. Fig.I.15). La ligne 3 s'explique par le fractionnement ou l'accumulation de plagioclase et de clinopyroxène depuis les *SSB*, formant les magmas *Différenciés* (en jaune) et des cumulats gabbroïques (en noir). *Ol*, olivine ; *cpx*, clinopyroxène ; *plg*, plagioclase ; *sp*, spinelle. D'après Famin *et al.* (2009). Figure modifiée depuis Smietana (2011).

Les sections suivantes s'intéressent essentiellement aux évolutions structurales des volcans de La Réunion, ainsi qu'à la succession des Séries Océanitiques et Différenciées sur ces massifs, leur signification et leur implication sur la construction de l'île.

## I-2.2 : Le Piton des Neiges

Le Piton des Neiges forme les deux tiers de l'île, dans sa partie Nord-Ouest. Il culmine à 3071 mètres, ce qui en fait le sommet de l'île, malgré l'importance des processus d'érosion.

### - Evolution magmatique et structurale du Piton des Neiges :

Son activité a débuté il y a au moins 5 Ma (e.g. Gillot *et al.*, 1994) et sa partie subaérienne a débuté sa construction il y a plus de 2 Ma (Quidelleur *et al.*, 2010). Bien que son extinction ait été estimée à 12 ka (Deniel, 1988), Salvany *et al.* (2012) ont plus récemment retenu un âge plus ancien (~ 29 ka) pour la fin d'activité de ce volcan.

Ces mêmes auteurs considèrent que le volcan aurait été construit sur un massif volcanique antérieur, plus au Nord-Ouest, identifié comme le Massif de la Montagne (Gillot et Nativel, 1982; Gillot *et al.*, 1994; Salvany, 2009). L'activité de ce massif étant supposée entre 2,2 et 1,8

Ma, celle du Piton des Neiges aurait débuté après (~1,4 ka, après un gap de 400 000 ans environ). En effet, de nombreux échantillons regroupés dans cette partie du massif ont été datés autour de 2205 et 2002 ka (McDougall et Watkins, 1973; McDougall, 1971; Quidelleur *et al.*, 2010) suggérant ainsi qu'une activité volcanique à part entière ait pu évoluer préférentiellement dans cette zone, avant de migrer progressivement vers l'Est au cours du temps.

Toutes les séries magmatiques illustrées sur la figure I.15 ont été émises au Piton des Neiges, à l'exception du Groupe Anormal, à notre connaissance. La partie sub-aérienne du volcan est constituée : des Séries Océanitiques et des Séries Différenciées, correspondant en fait aux deux stades majeurs de l'édification volcanique (Upton et Wadsworth, 1965). Les premières correspondraient au stade bouclier de ce volcan de point chaud, et les deuxièmes au stade post-bouclier, c'est-à-dire au stade de déclin magmatique (section I-1.1.3). Selon Billard et Vincent (1974), l'activité du volcan peut aussi être découpée dans le temps en différentes « phases », comme représenté sur la **figure I.22** (figure synthétique de la géologie de La Réunion). Ainsi, la construction du volcan bouclier, visible actuellement par des coulées de laves basiques et des produits volcano-sédimentaires transportés, eut lieu entre 2 Ma et 430 ka (Gillot et Nativel, 1982; McDougall, 1971; Upton et Wadsworth, 1972a). Ces laves correspondent aux Séries Océanitiques (section I-2.1.1) et leur composition est essentiellement contrôlée par la cristallisation et/ou l'accumulation d'olivine (Upton et Wadsworth, 1972a). Ces laves correspondent également aux « Phases I et II » de Billard et Vincent (1974) : la « Phase I » correspond à la construction sous-marine du volcan (> 2,1 Ma, Upton et Wadsworth, 1969), et la « Phase II » à la construction émergée du bouclier (2,0 - 0,4 Ma, Chamalaun et McDougall, 1966). Après une courte période de repos volcanique de moins de 100 ka, ce stade basique a été suivi par une séquence de coulées et de roches pyroclastiques correspondant aux Séries Différenciées et qui représenterait le stade post-bouclier du volcan, de 340 ka environ (McDougall, 1971; Salvany *et al.*, 2012; Upton et Wadsworth, 1972a) jusqu'à la fin de l'activité du volcan. Les Séries Différenciées sont constituées de laves alcalines (coulées et pyroclastites), des basaltes aux trachytes (e.g. Kluska, 1997; Upton et Wadsworth, 1972a, section I-2.1.2). D'après Upton et Wadsworth (1972a), le changement de composition des laves Océanitiques vers les laves Différenciées est dû à un changement de l'activité magmatique, correspondant à une évolution (par cristallisation fractionnée) en système fermé du réservoir magmatique lors du déplacement latéral du principal conduit volcanique vers l'Est. Cette période correspondrait aux « Phases III et IV » de Billard et Vincent (1974): la « Phase III », continue entre 340 et 230 ka, consiste en l'éruption d'hawaïtes et mugéarites, la « Phase IV » (~230-12 ka) en plusieurs épisodes explosifs associés à l'éruption des laves les plus différenciées de l'île, comprenant

mugéarites, benmoréites (e.g. Deniel *et al.*, 1992; Kieffer, 1990) et trachytes (Kluska, 1997; Nativel *et al.*, 1979; Upton et Wadsworth, 1972a). La phase la plus explosive du volcan correspond à une séquence ignimbritique (Rocher et Westercamp, 1989) datée à 180 ka et elle fut suivie par une période de repos volcanique d'environ 40 ka (Kieffer, 1990; Kluska, 1997; Salvany *et al.*, 2012).

La géomorphologie actuelle du volcan, bien que toujours caractérisée par une forme aplatie typique des volcans bouliers, est fortement affectée par l'érosion. Il faut aussi ajouter à cela les grands événements qui ont perturbé la construction du volcan à certaines périodes (par exemple les glissements de flanc, ou processus d'étalement, Famin et Michon, 2010; Le Friant *et al.*, 2011; Oehler *et al.*, 2008). Les structures érosives les plus caractéristiques du volcan aujourd'hui sont les trois « cirques », qui sont de grandes dépressions radiales au sommet de l'édifice (cf. Fig. I.13 et I.22), avec chronologiquement : le cirque de Mafate au Nord-Ouest (> 1 Ma), le cirque de Cilaos au Sud (1-0,45 Ma) et le cirque de Salazie au Nord-Est (0,6-0,43 Ma), d'après Kluska (1997) et Oehler (2005). C'est grâce à la formation de ces cirques qu'affleurent aujourd'hui des complexes intrusifs gabbroïques (cirque de Cilaos et cirque de Salazie, e.g. Famin et Michon, 2010; Rançon *et al.*, 1988; Rocher, 1988; Upton et Wadsworth, 1972b), qui ont été identifiés comme des poches ou chambres magmatiques du volcan.

- Les Basaltes Porphyriques à Plagioclases du Piton des Neiges :

Durant la mise en place des Séries Différenciées, deux périodes d'éruption de BPP ont été identifiées. La première apparaît au début de ces séries (en transition après les Séries Océanitiques antérieures, Upton et Wadsworth, 1965, 1972a), datée de 340 à 250 ka environ (Kluska, 1997, « Phase III » de Billard et Vincent, 1974). La deuxième est estimée par Kluska (1997) entre 140 et 100 ka (« Phase IV » de Billard et Vincent, 1974), c'est-à-dire après la phase de repos volcanique qui a suivi l'éruption de l'ignimbrite datée de 180 ka (Gillot et Nativel, 1982; Kieffer, 1990) et avant la dernière phase éruptive du volcan (70-29 ka, Kluska, 1997).

- Le système magmatique du volcan :

Le système magmatique du Piton des Neiges a été bien moins étudié que celui du Piton de la Fournaise. Il a d'abord été suggéré que la différenciation magmatique ait eu lieu dans une ou plusieurs chambres, entre 3 et 4 km de profondeur (Upton et Wadsworth, 1972a). Fisk *et al.* (1988) a ensuite proposé une cristallisation entre 5 et 15 km de profondeur d'olivine et d'augite. D'après Kluska (1997), les laves des Séries Différenciées ont évolué dans deux réservoirs

magmatiques superposés, évoluant indépendamment l'un de l'autre, à 3 kbar et 5 kbar, respectivement, ce dernier ayant permis la formation des BPP du volcan.

Ainsi présentée, la succession constructive des séquences magmatiques du Piton des Neiges paraît cohérente avec le modèle d'édification classique des volcans de point chaud, de type hawaïen (section I-1.1.3), puisqu'un stade plus alcalin et différencié de post-bouclier succède à un stade bouclier de basaltes transitionnels et, avec les phases successives de repos volcanique, semble s'accompagner d'un déclin de l'activité magmatique, jusqu'à son extinction complète.

### I-2.3 : Le Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise constitue le tiers Sud-Est de l'île (cf. Fig I.13), et culmine à 2632 mètres d'altitude. Au cours du temps, l'activité magmatique de l'île a progressivement migré vers l'Est, et ce déplacement est également marqué par une succession de caldeiras emboîtées d'Ouest en Est (e.g. Gillot *et al.*, 1994; Merle *et al.*, 2008), jusqu'à la caldeira de l'Enclos Fouqué (cf. ci-après), où se produit l'essentiel de l'activité volcanique récente.

#### - Evolution magmatique et structurale du Piton de la Fournaise :

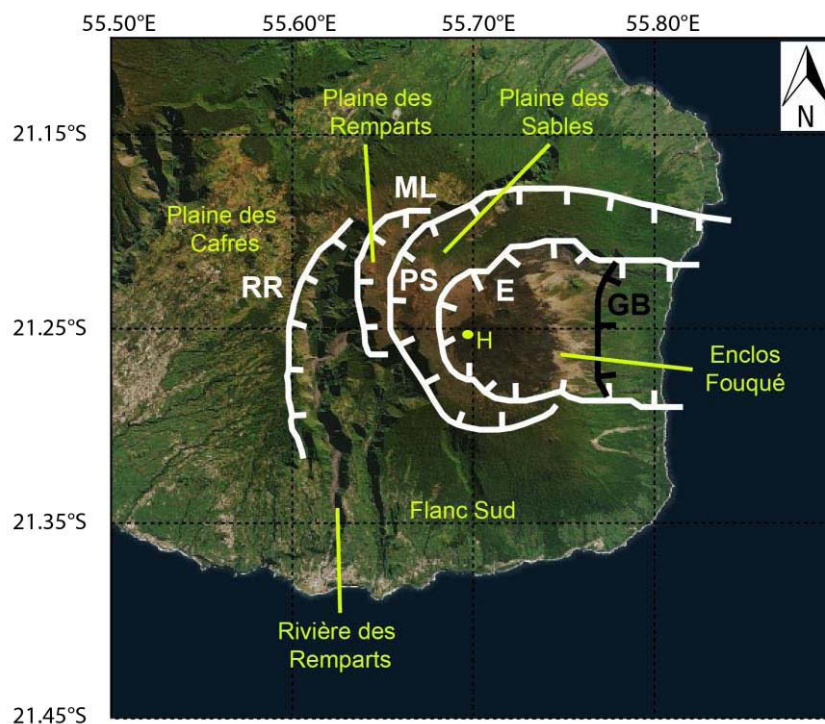
La partie émergée du Piton de la Fournaise est marquée par deux stades majeurs de construction, appelés « Bouclier Ancien » et « Bouclier Récent » (Bachèlery et Mairine, 1990), comme illustré sur la **figure I.22**. D'après Gillot et Nativel (1989), l'édification du Bouclier Ancien a débuté il y a au moins 530 ka, avec une alternance de basaltes, hawaïtes, mugéarites et BPP, appartenant aux Séries Différenciées alcalines décrites en section I-2.1.2 (Albarède *et al.*, 1997). Le fait que cette séquence corresponde au Piton de la Fournaise a cependant été remis en cause (section I-2.4). Autour de 290 ka, la construction du Bouclier Ancien est perturbée par un effondrement caldeirique à l'Ouest du volcan, formant la caldeira de la « Rivière des Remparts », qui donne l'affleurement du même nom (**Fig. I.20**, e.g. Bachèlery et Mairine, 1990; Lénat *et al.*, 2012; Merle *et al.*, 2010). Cet effondrement divise alors le Bouclier Ancien en deux formations : la Rivière des Remparts (530 - 290 ka) et le Volcan de Mahavel (290 - 150 ka, Figure I.22). Cette dernière est constituée de basaltes à olivine, d'océanites et de basaltes aphyriques, tous de nature transitionnelle. En effet, au sein du Bouclier Ancien, les Séries Différenciées sont suivies par le début des Séries Océanitiques (section I-2.1.1) vers 450-400 ka, avec l'émission de basaltes transitionnels comme ceux du Volcan de Mahavel (Albarède

*et al.*, 1997; Bachèlery et Mairine, 1990; Merle *et al.*, 2010). La transition entre les Séries Différenciées et les Séries Océanites est exposée dans l’affleurement de la Rivière des Remparts.

L’édification du Bouclier Récent, formé uniquement par l’accumulation de laves des Séries Océanites, est supposée avoir débuté après un deuxième effondrement daté à environ 150 ka (Bachèlery et Mairine, 1990), menant à la formation de la caldeira du Morne Langevin. C’est lors de cet effondrement que la migration d’Ouest en Est de l’activité volcanique s’est effectuée, c’est-à-dire depuis la « Plaine des Sables » jusqu’à sa position actuelle dans l’« Enclos Fouqué » (**Fig. I.20**). Par la suite se succéderont les formations des caldeiras de la « Plaine des Sables » (~ 60 ka, Bachèlery, 1981), formant le Rempart des Sables, et celle de l’Enclos Fouqué, pour le Rempart de l’Enclos (< 4700 ans, Bachèlery, 1981), représentés en **figure I.20**.

De même que pour le Piton des Neiges, la géomorphologie du Piton de la Fournaise est marquée par de grands événements structuraux tout au long de sa construction. Ce sont les effondrements verticaux mentionnés ci-dessus, et notamment celui de l’Enclos Fouqué, qui confèrent au volcan sa forme en « U » ouvert vers l’Est de l’île. A ces caldeiras s’ajoutent également des effondrements latéraux, comme par exemple les glissements de flancs (e.g. Lénat *et al.*, 2012; Oehler *et al.*, 2004). Les structures laissées par ces événements destructifs peuvent être comblées au cours du temps par des coulées de laves ultérieures (Merle *et al.*, 2008, 2010), ou encore par des lahars (Bachèlery et Mairine, 1990; Mairine et Bachèlery, 1997). Les principaux glissements qui auraient affecté les flancs du Piton de la Fournaise seraient le glissement de la Rivière des Remparts vers 290 ka et celui de Grand Coude vers 150 ka (Merle *et al.*, 2010).





**Figure I.20.** Représentation simplifiée des principales structures d’effondrement (caldeiras) du massif du Piton de la Fournaise (Sud-Est de l’île de La Réunion), des plaines associées et de la Rivière des Remparts. Les caldeiras (*RR*, Rivière des Remparts ; *ML*, Morne Langevin ; *PS*, Plaine des Sables ; *E*, Enclos Fouqué) sont localisés d’après Oehler *et al.* (2008), ainsi que *GB* (structure du Grand Brûlé), définie comme une rupture de pente dont le prolongement correspond à un glissement de terrain sous-marin. *H*, cratère Hudson (éruption 1998). Les trois plaines et le flanc Sud représentent une activité volcanique ancienne du Piton de la Fournaise (« cônes adventifs »), la zone active se situant au niveau de l’Enclos Fouqué.

- Activité volcanique historique récente et actuelle :

Aujourd’hui, le Piton de la Fournaise est un des volcans les plus actifs au monde, avec en moyenne deux éruptions par an depuis 1998 (contre une par an auparavant, e.g. Peltier *et al.*, 2009) et quelques rares phases d’inactivité depuis la mise en place de l’observatoire (maximum de 6 ans de repos, e.g. Roult *et al.*, 2012). L’activité volcanique est maintenant localisée au sein de la caldeira de l’Enclos Fouqué, qui s’ouvre sur la mer à l’Est de l’île (cf. Fig. I.21), avec des éruptions au niveau du cône central (Cratères Dolomieu et Bory) et sur ses flancs (éruptions latérales, e.g. Michon *et al.*, 2013). Des éruptions « hors-enclos » ont également été observées (par exemple en 1800, 1977, 1986). Le dynamisme est principalement effusif (coulées de lave) et parfois faiblement explosif lors d’activités stromboliennes, avec quelques fontaines de lave généralement inférieures à 20 mètres de hauteur (Staudacher *et al.*, 2009). Il y eu notamment trois effondrement sommitaux (1986, 2002, 2007) dus à des éruptions explosives, dont certaines associées à une faible activité phréato-magmatique, comme lors des éruptions de 1986

(Delorme *et al.*, 1989) et de 2007 (Michon *et al.*, 2013). Cette dernière éruption est connue pour sa grande ampleur qui la distingue de l'activité habituelle du volcan ( $\sim 0,15 \text{ km}^3$  DRE en 31 jours, e.g. Di Muro *et al.*, 2014). Elle est associée à un grand effondrement sommital (e.g. Michon *et al.*, 2009; Staudacher *et al.*, 2009) et possiblement à un glissement de flanc (Froger *et al.*, 2007), qui fait suite à une nouvelle injection de magma de plus grande profondeur, entraînant la surpression du système (Di Muro *et al.*, 2014). D'autres évidences géophysiques de recharges magmatiques du réservoir superficiel ont été enregistrées dans le passé, en 1986 et 1998 (Peltier *et al.*, 2009).

- Un cas particulier de l'activité historique : le Cratère Hudson, éruption de 1998 :

Si l'activité historique du Piton de la Fournaise n'a vu l'émission que de basaltes de type SSB, basaltes à olivine et océanites (« Séries Océaniques »), l'éruption de 1998 est la seule à avoir produit des basaltes appartenant au « Groupe Anormal » (AbG, cf. Fig. I.15). Les autres exemples d'éruptions alimentées par ce type de laves correspondent aux cônes « adventifs » décrits dans la partie I-3.

L'éruption s'est produite après six ans d'inactivité, le 9 mars 1998, et a duré au total six mois et demi. Elle s'est principalement localisée au Piton Kapor, pendant toute la durée de l'éruption, et au Cratère Hudson, formé le 12 mars et actif jusqu'au 2 avril (cf. Fig. I.20). Le temps de résidence du magma avant cette éruption est plus court ( $\sim 1,5$  ans) que celui estimé pour les autres éruptions récentes, pour une même taille de réservoir ( $\sim 0,2 \text{ km}^3$ ), en accord avec un flux de magma plus élevé (Vlastélic et Pietruszka, 2016). De fortes réinjections magmatiques ont été détectées lors de l'éruption (e.g. Peltier *et al.*, 2009). En effet, alors que les séismes enregistrés lors des éruptions historiques sont habituellement localisés au-dessus du niveau de la mer, l'éruption de 1998 a suivie une crise sismique majeure traduisant une remontée progressive de magma depuis des profondeurs d'environ 5 km sous le niveau de la mer, soit environ 7,5 km sous le sommet de l'édifice (Battaglia *et al.*, 2005).

La majorité des laves émises lors de cette éruption sont des SSB (par exemple au Cratère Kapor, e.g. Salaün *et al.*, 2010). Pourtant, le cratère Hudson a émis des laves qui, sur la figure I.15, sont complètement hors des deux tendances principales : elles sont caractérisées par de plus faibles rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  pour un même  $\text{MgO}$ , et font donc partie des AbG. Elles sont appauvries en Ca et Si, et sont également enrichies en éléments compatibles (comme Mg, Fe, Ti) et incompatibles (K Th et La) par rapport à celles de Kapor (Salaün *et al.*, 2010). Les laves de Hudson sont plus riches en olivine et moins riches en clinopyroxène que celles de Kapor (Salaün *et al.*, 2010). Une autre particularité des laves de Hudson est qu'elles renferment des

cristaux d'olivine nettement plus magnésiens que les autres laves historiques, avec des teneurs allant jusqu'à Fo<sub>88</sub> (Salaün *et al.*, 2010), voire Fo<sub>89</sub> (Bureau *et al.*, 1999), contre Fo<sub>84</sub> en moyenne à Kapor. Les déséquilibres chimiques observés entre certaines olivines et leur lave hôte indiquent qu'il s'agit de « xénocristaux » (Salaün *et al.*, 2010). Bureau *et al.* (1999) ont analysé les teneurs en volatils dissous des inclusions magmatiques et fluides des olivines magnésiennes de Hudson : les concentrations très élevées en CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O suggèrent des pressions partielles en volatils jusqu'à 420 MPa. Ainsi, le magma de Hudson contiendrait des olivines remontées directement depuis des profondeurs d'environ 12,5 km, proches du MOHO (Bureau *et al.*, 1999).

Pour expliquer les compositions inhabituelles des AbG, les hypothèses divergent entre un fractionnement profond (Boivin et Bachèlery, 2009; Bureau *et al.*, 1999; Famin *et al.*, 2009), des processus d'assimilation à relativement basse pression (Salaün *et al.*, 2010), un plus faible degré de fusion partielle (Vlastélic *et al.*, 2005) ou de la contamination (Pietruszka *et al.*, 2009; Salaün *et al.*, 2010). Les caractéristiques des AbG et notamment les hypothèses sur leur pétrogenèse sont considérées plus en détail dans la partie I-3.

Concernant les compositions isotopiques, de légères différences en rapports isotopiques du Pb ont été observées entre les laves de Hudson et celles de Kapor, attribuées à des sources mantelliques légèrement différentes (Vlastélic *et al.*, 2005). De plus, les deux éruptions ont produit simultanément deux types de magma différents de part leurs rapports d'éléments incompatibles et leur composition isotopique en Sr. Ces compositions recouvrent toute la gamme de compositions connues pour les laves historiques : ces variations pourraient refléter la fusion partielle d'hétérogénéités compositionnelles du panache mantellique à petites échelles (Vlastélic et Pietruszka, 2016).

- Les niveaux de stockage magmatique sous le Piton de la Fournaise :

En combinant données géophysiques (notamment la sismicité) et géochimiques (teneur en volatils des inclusions), trois principales zones de stockage magmatiques, représentées en **Figure I.21.**, ont été considérées sous le Piton de la Fournaise.

Le centre volcanique actuel se situe sous le cratère Dolomieu, au sein de l'Enclos Fouqué. Différentes géométries de stockage de magma ont été imaginées pour la zone superficielle : un réservoir unique (~ 0,3 km<sup>3</sup>) situé à 2,5 km sous le sommet (Nercessian *et al.*, 1996; Peltier *et al.*, 2007), ou bien un réseau de dykes et de sills entre 0,5 et 1,5 km sous le sommet (Lénat et Bachèlery, 1990). Globalement, les profondeurs estimées pour cette zone superficielle correspondent à l'ensemble des pressions obtenues grâce aux teneurs en volatils des inclusions

magmatiques, qui s'échelonnent de 50 MPa à environ 95 MPa et correspondent respectivement à des profondeurs autour de 1,9, 2,6 et 3,6 km sous le sommet (Bureau *et al.*, 1998b; Famin *et al.*, 2009). La grande majorité de la sismicité enregistrée lors des éruptions historiques provient de ces profondeurs, c'est-à-dire au sein de l'édifice volcanique (e.g. Lénat *et al.*, 2012).

Un réservoir intermédiaire se situerait à la limite supérieure de la croûte océanique sous l'île, c'est-à-dire à environ 7,6 km sous le sommet de l'édifice (Gallart *et al.*, 1999). Les séismes enregistrés depuis cette profondeur sont ceux de l'éruption de 1998, mais aussi des éruptions de 2005 et 2007 (Battaglia *et al.*, 2005; Peltier *et al.*, 2009). Les réalimentations du réservoir superficiel proviendraient donc de ce niveau intermédiaire crustal. D'après Bachèlery et Mairine (1990), Mairine et Bachèlery (1997) et Merle *et al.* (2010), le premier centre volcanique du Piton de la Fournaise était localisé sous l'actuelle Plaine des Sables, avant de migrer progressivement vers l'Enclos Fouqué, ce qui est illustré par un déplacement d'Ouest en Est de ce réservoir intermédiaire (Fig. I.21).

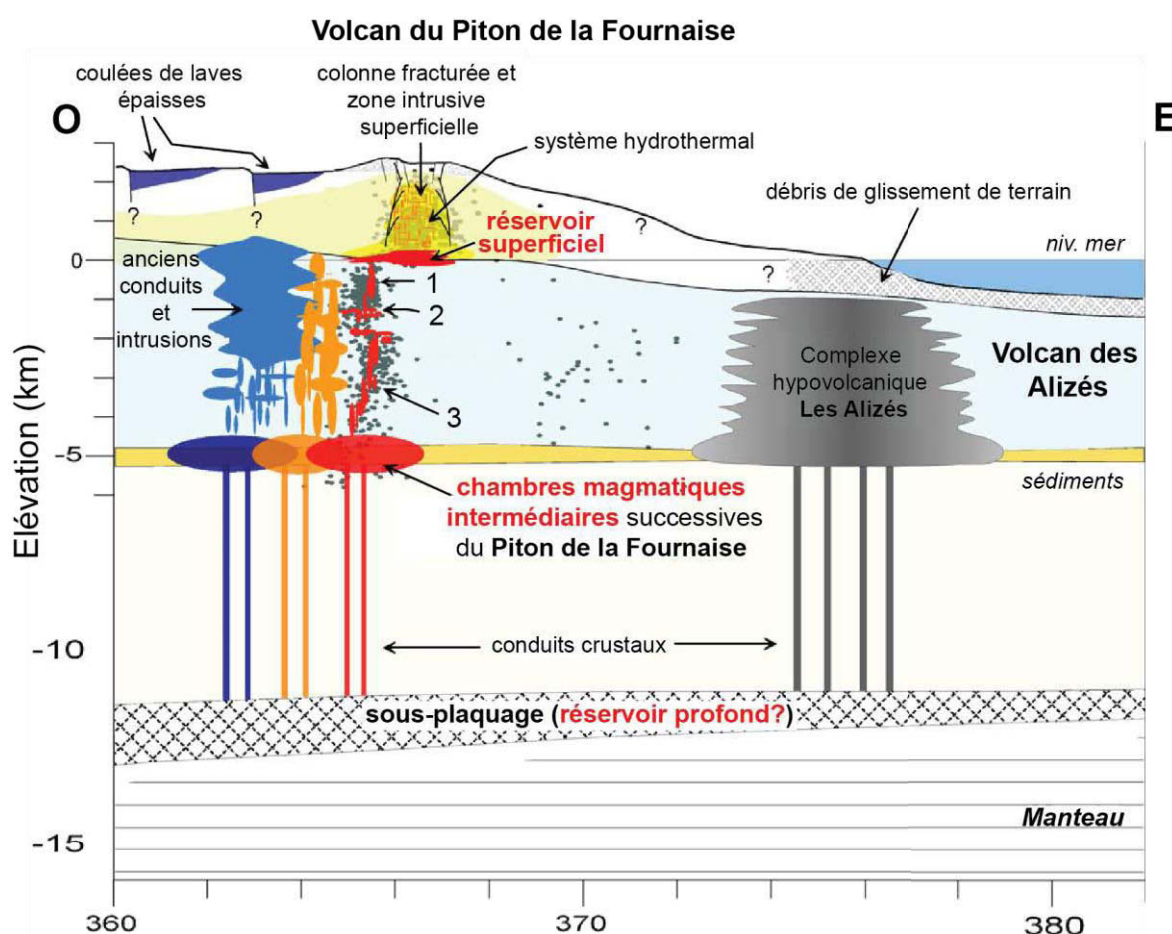
Enfin, une zone profonde de stockage est envisagée, qui correspondraient au sous-plaquage en base de croûte de magmas issus du manteau (Gallart *et al.*, 1999). Cette zone pourrait être reliée à la zone intermédiaire de stockage (Charvis *et al.*, 1999), ce qui est en accord avec les données pétro-géochimiques des laves de Hudson (1998) : fractionnement du magma à des profondeurs supérieures à 5 km b.s.l. (Famin *et al.*, 2009) et les pressions élevées de piégeage des olivines (< 420 MPa, soit des profondeurs autour de 12-15 km, Bureau *et al.*, 1999).

- Les Basaltes Porphyriques à Plagioclase de la Rivière des Remparts :

Alors qu'ils apparaissent après les Séries Océanites du Piton des Neiges et amorcent les Séries Différenciées, les Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP) affleurent stratigraphiquement sous la Série Océanite du Piton de la Fournaise. Ceux-ci sont nettement plus vieux que ceux connus au Piton des Neiges (527 ka contre 340 ka pour les plus anciens du Piton des Neiges). Localisés à la base de la séquence de la Rivière des Remparts (cf. Fig. I.20), ils correspondent donc aux plus anciennes laves à l'affleurement au Piton de la Fournaise. Les coulées de BPP alternent avec d'autres types de lave, comme des basaltes aphyriques ou cotectiques, les mugéarites apparaissant plus « haut » dans les Séries Différenciées (Albarède *et al.*, 1997).

Il est important de noter que les BPP sont identiques de part leur aspect (macroscopie, morphologie des cristaux de plagioclase) et leur composition chimique sur les deux volcans, ce qui suggère un processus commun de pétrogenèse et de mise en place (Smietana, 2011).

Contrairement au Piton des Neiges qui semble avoir connu les deux stades d'édification, c'est-à-dire les Séries Océaniques et les Séries Différenciées, le Piton de la Fournaise est toujours dans le stade bouclier (Série Océanique), avec un retard de 1,5 Ma par rapport au stade d'évolution du Piton des Neiges (Upton et Wadsworth, 1972a). Il a toutefois été proposé que les laves des Séries Différenciées, constituant la base de l'affleurement de la Rivière des Remparts, soient attribuées à une activité volcanique plus ancienne, correspond au « Volcan des Alizés ».



**Figure I.21.** Coupe géologique O-E interprétative du Piton de la Fournaise basée sur une compilation de données géophysiques sur ce profil (voir citations dans Lénat *et al.*, 2012). Les trois principales zones de stockage magmatique sous le Piton de la Fournaise sont représentées, ainsi que le complexe hypovolcanique du Volcan des Alizés. Le sous-plaquage sous la croûte pourrait correspondre au réservoir magmatique profond. Les séismes sont localisés essentiellement le long des conduits entre la zone de stockage intermédiaire et le réservoir superficiel (points gris foncés), ainsi que dans la colonne fracturée au sein de l'édifice (points gris clair). 1, conduit intermédiaire ; 2, zone hydrothermale ou de stockage de magma ; 3, conduit profond. Le modèle sismique de l'éruption de 1998 (Hudson) est défini par un essaim de séismes décalé vers l'Ouest du sommet, dont la racine est localisée au toit de la croûte océanique. La migration du centre volcanique est représentée par les chambres magmatiques intermédiaires successives : depuis la Plaine des Sables (en bleu) vers le conduit actuel (en rouge), en passant par une position intermédiaire (en jaune, d'après Letourneur *et al.*, 2008). La base du complexe

du Piton de la Fournaise est supposée construite sur un édifice préexistant. Les constructions volcaniques anciennes sur la croûte océanique et sous le Piton de la Fournaise sont attribuées aux volcans du Piton des Neiges et des Alizés, mais la plupart des constructions profondes autour du complexe intrusif hypovolcanique correspondraient aux produits du Volcan des Alizés. Les reliques de ce massif forment une surface légèrement plongeante sous le volcan du Piton de la Fournaise. La base de ce complexe hypovolcanique est supposée au moins au sommet de la croûte océanique. Les séismes sous le flanc Est (en points gris foncé), sont principalement localisés dans la portion attribuée au Volcan des Alizés, hors complexe hypovolcanique. Coordonnées horizontales : UTM km WGS84. Figure modifiée d'après Lénat *et al.* (2012).

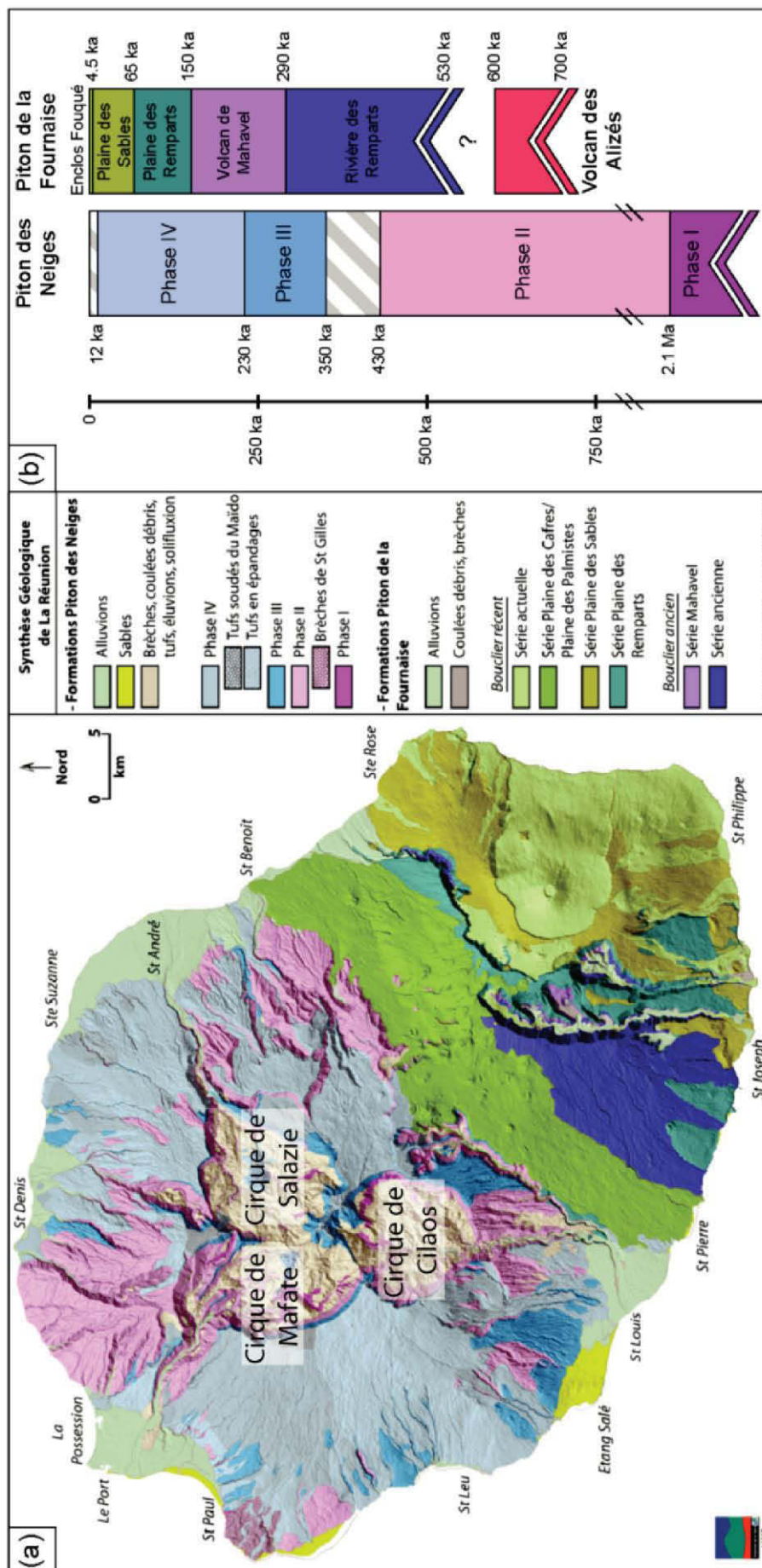
#### **I-2.4 : Le Volcan des Alizés ou « Proto-Fournaise »**

Si au Piton des Neiges les laves alcalines différenciées succèdent aux laves basaltiques transitionnelles, conformément au modèle typique des volcans hawaïens (Peterson et Moore, 1987, section I-1.1.3), au Piton de la Fournaise la séquence semble être inversée, les plus vieilles laves associées au volcan étant plus différenciées et alcalines (Séries Différenciées) que les plus jeunes (Série Océanique). Plusieurs auteurs ont expliqué cette superposition en attribuant les Séries Différenciées affleurant à la base de l'édifice, dont l'âge est estimé entre 530 et 450 ka, à un autre centre volcanique, le « Volcan des Alizés » ou « Proto-Fournaise » (e.g. Lénat *et al.*, 2012; Smietana, 2011). En effet, plusieurs arguments basés sur l'étude d'un forage sur les pentes du Grand Brûlé (flanc Est du volcan, cf. Fig. I.20) et sur des données géophysiques soutiennent l'existence d'un troisième volcan bouclier à La Réunion. Le forage, réalisé en 1985 (BRGM et Région Réunion), a permis d'échantillonner un complexe cumulatif péridotitique et gabbroïque, entre 838 et au moins 3000 m de profondeur sous le niveau de la mer (Lerebour, 1987; Rançon *et al.*, 1989), dont la succession stratigraphique (gabbro/wehrlite/dunite) est semblable à celle d'une chambre magmatique fossile. La présence d'une telle chambre a également été détectée par l'importante anomalie gravimétrique positive de cette zone (Gailler *et al.*, 2009; Malengreau, 1995; Rousset *et al.*, 1987, 1989). De plus, une anomalie magnétique inverse est enregistrée par les formations volcaniques situées au-dessus de ce complexe intrusif et est reliée à l'aimantation thermorémanente inverse du complexe (Lénat *et al.*, 2001). Considérant l'échelle des périodes magnétiques terrestres, la majeure partie des formations de l'île de La Réunion appartient à la période normale de Brunhes, estimée de 0,78 Ma à l'actuel. Les roches aimantées négativement, comme les formations volcaniques ci-dessus, seraient associées à un volcanisme plus ancien (période de Matuyama) : le complexe intrusif, ou chambre fossile, daterait donc d'au moins 780 ka (Gailler, 2010; Lénat et Aubert, 1982; Lénat *et al.*, 2001). Cela implique que l'activité du Volcan des Alizés est au moins contemporaine de celle du Piton des Neiges, et correspond au stade précoce de la construction de l'île.

Si les laves différenciées de la Rivière des Remparts sont les dernières laves émises par le Volcan des Alizés, cette activité aurait cessé autour de 450 ka (âge estimé de la limite supérieure des Séries Différenciées, Merle *et al.*, 2010). Suivant le modèle de construction hawaïen, appliqué également au Piton des Neiges, ces laves correspondraient au stade de déclin magmatique post-bouclier du Volcan des Alizés. Dans ce schéma, les Basaltes Porphyriques à Plagioclase datés à 527 ka sont donc également associés à la fin de l'activité du Volcan des Alizés. Cet ancien édifice serait aujourd'hui complètement démantelé et recouvert par les laves du Piton de la Fournaise, puisqu'aucun vestige n'a pu être échantillonné en surface (e.g. Lénat *et al.*, 2001; Oehler *et al.*, 2008). Le complexe intrusif du Volcan des Alizés (« complexe hypovolcanique ») est représenté dans la Figure I.21 (Lénat *et al.*, 2012).

**Figure I.22. (page suivante)** (a) Carte géologique de La Réunion. Synthèse de Fèvre et Odon (2003). Données BRGM et LSTUR. (b) Logs chronologiques du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Synthèse modifiée d'après Mairine, Bret (2002), Fèvre (2005) et Kluska (1997). D'après Welsch (2010) et Smietana (2011).





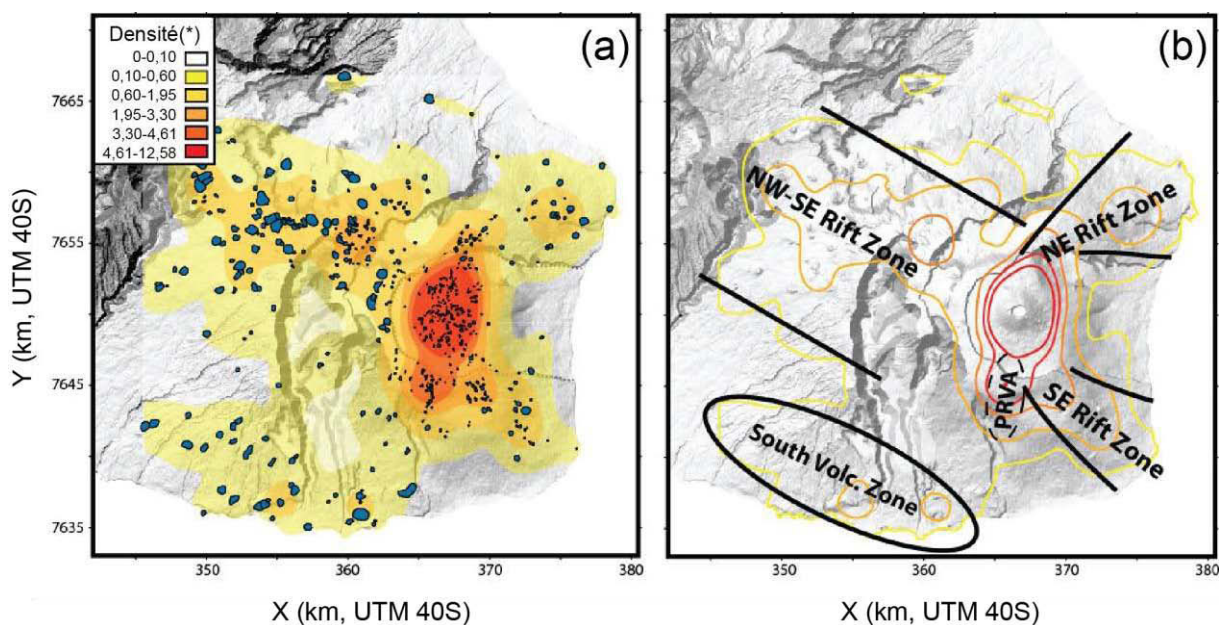


## I-3 : Les cônes adventifs du Piton de la Fournaise

### I-3.1 : Définition et localisation

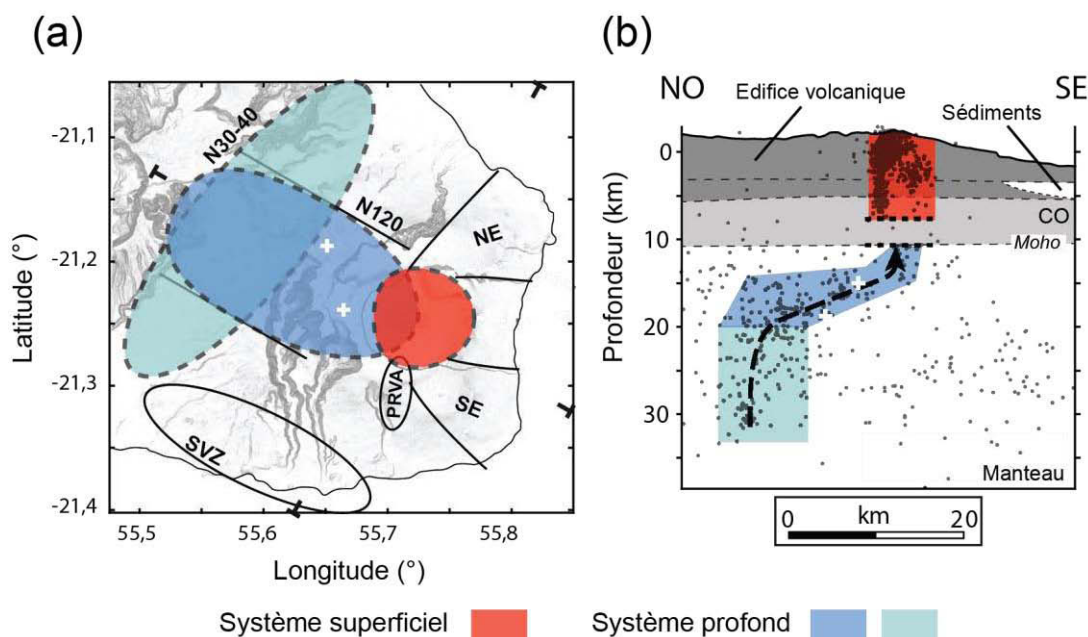
Il faut distinguer le Piton de la Fournaise au sens large, correspondant au massif volcanique qui constitue la partie Sud-Est de l'île de La Réunion, et le Piton de la Fournaise au sens strict, cône terminal du massif, qui correspond au plus grand cône de la caldeira de l'Enclos Fouqué, avec le cratère Dolomieu comme cratère principal. Ce dernier représente la zone sommitale du volcan actif.

Depuis la migration vers l'Est de l'activité volcanique au cours du temps, la quasi-totalité des éruptions historiques (depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle) sont localisées au sein de l'Enclos Fouqué (e.g. Villeneuve et Bachèlery, 2006). Le terme de cônes « adventifs » est attribué aux cônes volcaniques qui se situent hors de cette caldeira (Bachèlery *et al.*, 2014). Il s'agit de volcans « satellites » au cône principal, c'est-à-dire au Piton de la Fournaise s.s., bien qu'ils soient considérés comme étant localisés sur les flancs du massif au sens large. Ils s'apparentent aux cônes basaltiques décrits dans de nombreux champs volcaniques monogéniques (e.g. Connor et Conway, 2000). À La Réunion, les cônes adventifs se concentrent essentiellement sur la Plaine des Sables, Plaine des Remparts, Plaine des Cafres et sur le flanc Sud du massif (cf. Fig. I.20). Plus particulièrement, ils se localisent au niveau des rift zones (**Fig. I.23**), de même que certaines éruptions « hors-enclos » (par exemple l'éruption de 1977, Villeneuve et Bachèlery, 2006).



**Figure I.23.** (a) Carte de densité des cônes de scories (en bleu) plus jeunes que 60 ka du massif du Piton de la Fournaise. (\*) Densité de cônes volcaniques. (b) Chemins d'intrusion préférentiels, d'après la carte

de densité (a), montrant les rift zones NO-SE, SE et NE, la rift zone Sud (*South Volcanique Zone*, SVZ, cf. texte). PRVA, « Puy Ramond volcanic alignment » (Michon *et al.*, 2015, 2016). Figure modifiée d'après Michon *et al.* (2016).



**Figure I.24 :** Système de « plomberie » du Piton de la Fournaise souligné par les zones sismiques N30-40 et N120. (a) Représentation en carte du système d'alimentation profond de l'activité volcanique sur le massif. (b) Projection de la sismicité le long d'une coupe NO-SE, montrant le transfert de magma vertical puis sub-horizontale. Le système superficiel est visible au-dessus de 8 km b.s.l., à la verticale de la caldera de l'Enclos Fouqué. Une zone asismique est localisée juste au-dessus du Moho, entre 11 et 8 km b.s.l. Les croix blanches indiquent la profondeur minimum (19 - 15 km) du magma émis lors des éruptions du Piton de Caille et du Piton Chisny le long de la rift zone N120 (Bureau *et al.*, 1998b). La flèche représente la remontée magmatique. N120, rift zone NO-SE, zone de sismicité profonde ; N30-40, autre zone de sismicité profonde ; NE et SE, rift zones Nord-Est et Sud-Est, respectivement ; SVZ, « South Volcanique Zone », PRVA, « Puy Ramond volcanic alignment » (Michon *et al.*, 2015, 2016) ; CO, croûte océanique. Figure modifiée d'après Michon *et al.* (2015).

Le « système de plomberie volcanique » sous le Piton de la Fournaise (s.l.), depuis 30 km de profondeur jusqu'à la surface (**Fig. I.24**), serait composé de différentes rift zones principales (Fig. I.23, Fig. I.24 et e.g. Michon *et al.*, 2015, 2016) :

- La rift zone NO-SE située entre le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise, de direction N120, linéaire et large d'environ 15 km. Cette rift zone est représentée en surface par de nombreux cônes pyroclastiques de tailles variables (cônes adventifs), et des coulées de lave associées. L'activité aurait débuté il y a au moins 29 ka (au Piton Dugain, McDougall, 1971), pour se finir entre le 14<sup>ème</sup> et 17<sup>ème</sup> siècle, avec une périodicité d'environ 200 ans sur les deux derniers ka (Morandi *et al.*, 2016). Une sismicité profonde est enregistrée le long de cette rift zone (jusqu'à 20 b.s.l., Fig. I.24),

qui se traduirait par le transfert de magma depuis le manteau lithosphérique jusqu'à la base de la croûte océanique.

- Les rift zones NE et SE, depuis l'Enclos Fouqué, constituées de cônes de scories (cônes adventifs) et de fissures éruptives plus récentes (éruptions « hors-Enclos »). L'activité de ces rift zones correspond au minimum au 14<sup>ème</sup> siècle (Morandi *et al.*, 2016).
- La rift zone Sud ou SVZ (pour « South Volcanic Zone »), de 20 km de long et parallèle à la rift zone NO-SE (direction N°120) sur les flancs Sud-Ouest et Sud-Est du volcan, est représentée par des cônes de scories (cônes adventifs) dont certains sont très proches de la côte. C'est probablement dans cette SVZ que se trouvent les cônes adventifs les plus anciens (par exemple : 57 ka pour le Piton Rouge, McDougall, 1971).

Des cônes adventifs, également appelés cônes « excentriques », ont été décrits sur les deux premiers types de rift zone (Bachèlery, 1981; Bonali *et al.*, 2011; Villeneuve et Bachèlery, 2006), mais également sur le flanc Sud (e.g. Bachèlery *et al.*, 2014). C'est notamment la densité de ces cônes adventifs qui permet de définir ces zones préférentielles d'injection de magma (cf. Fig. I.23). Il faut noter qu'une zone d'injection de direction N30-40 est également détectée par la sismicité, et représente le système d'alimentation profond du volcan (Fig. I.24). Ainsi, le magma remonte verticalement depuis des niveaux plus profonds au nord-ouest, avant de se propager latéralement vers le sud-est. Le système superficiel est localisé à la verticale de l'Enclos Fouqué. Il faut remarquer que le système profond est localisé sous des zones privilégiées des cônes adventifs (Plaine des Sables, Plaine des Cafres, Plaine des Remparts).

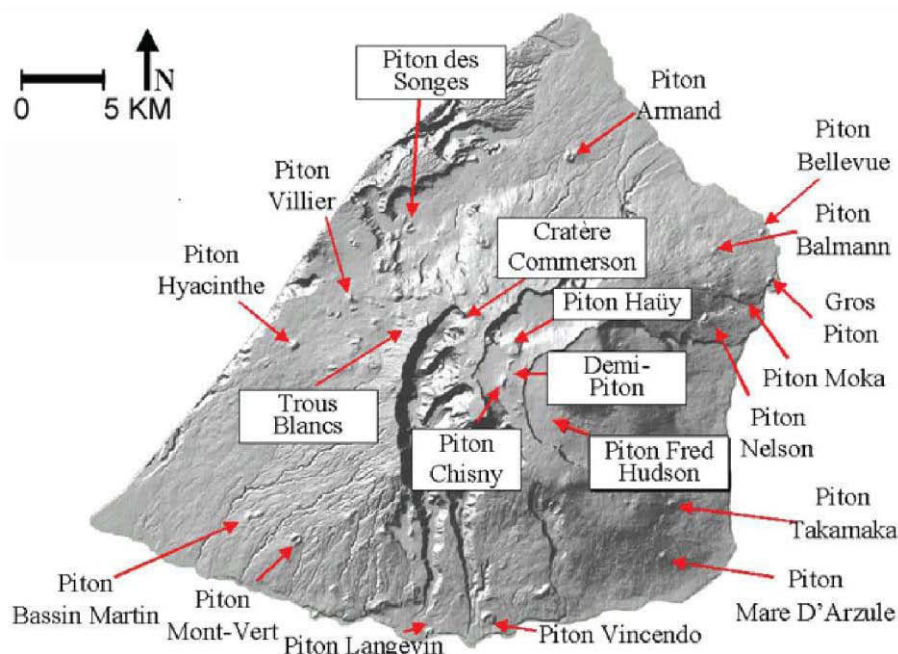
Les cônes adventifs sont des volcans généralement monogéniques, à l'exception de certains cônes de la Plaine des Sables (cônes polygéniques du Piton Chisny, Demi-Piton et Piton Haüy, Michon *et al.*, 2015; Morandi *et al.*, 2016). Sous la forme de cônes de scories essentiellement (parfois hauts d'environ 100-200 m), ils correspondent à une activité hawaïenne et strombolienne. Environ 100 cônes stromboliens ont ainsi été identifiés sur le massif, relativement non-érodés, mais plus ou moins recouverts par la végétation. Des coulées de lave y sont associées, et les dépôts pyroclastiques y sont plus importants que sur les cônes actuels (Morandi *et al.*, 2016). Les plus anciens cônes adventifs sont estimés à environ 60 ka (Piton Rouge, McDougall, 1971), et la plus récente éruption est datée à environ 300 ans (datation <sup>14</sup>C) pour la phase terminale du Piton Chisny (Morandi *et al.*, 2016). Villeneuve et Bachèlery (2006) ont classé les éruptions de la plupart des cônes adventifs dans les éruptions de « type Chisny »,

qui sont caractérisées par une alimentation magmatique profonde, sans transiter par la zone sommitale (Bachèlery, 1981). Les auteurs soulèvent ainsi l'important risque volcanique sur le plan géographique de ces cônes (~250000 personnes seraient directement impactées). Les grandes fontaines de lave associées à ce type d'éruption atteignent une surface relativement petite autour de la source éruptive, mais leur localisation reste aléatoire et elles demeurent donc imprévisibles dans le temps (Morandi *et al.*, 2016). Bien que leur fréquence d'éruption soit largement inférieure à celles de la zone sommitale actuelle (Villeneuve et Bachèlery, 2006), le risque volcanique serait considérable si de telles éruptions venaient à se produire dans des zones habitées, le dynamisme associé étant nettement plus explosif. De plus, Villeneuve et Bachèlery (2006) ont précisé que les coulées de Chisny et des Trouis Blancs (cf. **Fig. I.25**) ont atteint la mer, où se situent actuellement des villes habitées. Le Petit Cratère est l'éruption de « type Chisny » la plus récente (~475 ans), située hors des systèmes caldeiriques de l'Enclos Fouqué et de la Plaine des Sables, au Nord-Ouest du Piton de la Fournaise, ce qui rappelle que le risque d'éruption dans la région dites « des plaines » est non-négligeable (Villeneuve et Bachèlery, 2006).

Parmi les cônes adventifs classés dans le « type Chisny » figurent notamment le Piton Haüy, le Demi-Piton et le Piton Chisny (Plaine des Sables) ; les nombreux cônes de la Plaine des Cafres ; ceux proches de la côte et sur le flanc Sud du Piton de la Fournaise, comme le Piton Montvert (flanc Sud-Ouest), le Piton Langevin et le Piton Vincenzo (flanc Sud-Est) ; ainsi que ceux situés au Nord, comme le Piton Armand (flanc Nord-Ouest, Fig. I.25).

Peu de travaux se sont intéressés aux cônes adventifs. Les plus étudiés sont ceux de la Plaine des Sables, et notamment le Piton Chisny et le Piton Haüy, polygéniques et plus complexes (e.g. Morandi *et al.*, 2016; Principe *et al.*, 2016). Leur dynamisme éruptif peut varier de violentes fontaines de lave à une activité plus effusive, et les lapillis qu'ils ont émis recouvrent aujourd'hui toute la plaine, encore préservés de la végétation (Principe *et al.*, 2016). Le Piton Chisny a été étudié notamment pour ses cumulats dunitiques (Peters *et al.*, 2016; Upton *et al.*, 2000). L'éruption s'est déroulée en plusieurs phases. Les dépôts les plus anciens attribués au Chisny sont datés à  $1105 \pm 60$  ans BP (Bachèlery, 1981; Tanguy *et al.*, 2011) alors que la phase terminale à un âge de  $381 \pm 26$  ans BP (Morandi *et al.*, 2016). Le Piton de Caille, également situé sur la rift zone NO-SE (Plaine des Cafres), a été étudié pour ces cristaux automorphes d'olivine remarquablement conservés (e.g. Bureau *et al.*, 1998a, 1998b; Laubier, 2006; Welsch, 2010; Welsch *et al.*, 2013). Il présente une coulée de lave très vésiculée et des niveaux scoriacés riches en olivine. Il est estimé à moins de 5000 ans (Bureau *et al.*, 1998b).

Le Piton Vincenzo (~3000 ans) et le Piton Manapany (~50 ka) sont les seuls cônes adventifs de la SVZ qui ont également été étudiés pour leurs cristaux d'olivine préservés (Bureau *et al.*, 1998b). Ils témoigneraient d'éruptions excentriques, orientées suivant la rift zone Sud-Est en N°120 (Bachelery, 1981).



**Figure I.25 :** Exemples de « pitons » du massif du Piton de la Fournaise hérités d'évènements de « type Chisny ». D'après Villeneuve et Bachelery (2006).

### I-3.2 : Caractéristiques pétro-géochimiques

#### I-3.2.1 : Types de lave

Les cônes adventifs ont été rarement étudiés pour leurs cristaux d'olivine ou cumulats, et très peu de compositions sur roche totale sont publiées. Les compositions en éléments majeurs de certains cônes adventifs (cônes « excentriques ») sont présentées par Lénat *et al.* (2012) et apparaissent en bleu dans la figure I.15. La grande majorité de ces laves correspond à la série AbG, et diffère donc des laves historiques (cf. section I-3.2.3 ci-dessous). Toutefois, dans la figure I.15, certaines tendent à se rapprocher des laves « différenciées » (à gauche de la série AbG), et d'autres présentent de fortes teneurs MgO (à droite de la série AbG), ou se situent sur le groupe des basaltes à olivine. En effet, certaines laves des cônes adventifs sont riches en olivine, voire océaniques, comme le Piton de Caille (e.g. Laubier, 2006; Welsch *et al.*, 2013) ou le Piton Vincenzo (Bureau *et al.*, 1998a, 1998b). La plupart des données sur ces cônes (cf.

Fig. I.15) sont non-publiées. Les échantillons les plus étudiés du groupe AbG sont ceux du cratère Hudson de l'éruption 1998 (e.g. Boivin et Bachèlery, 2009; Bureau *et al.*, 1999; Salaün *et al.*, 2010; Vlastélic *et al.*, 2005, 2007). Les compositions des laves du Piton Chisny ont également été présentées dans quelques études (e.g. Upton et Wadsworth, 1972a), et sont également de type AbG, pauvres en cristaux (Pichavant *et al.*, 2016).

### ***I-3.2.2 : Les olivines***

L'une des spécificités des cônes adventifs est la composition généralement plus magnésienne de leurs olivines ( $Fo > 86$ ), comparée à celles des laves historiques de type SSB et même de type océanite ( $Fo \leq 84$ ). Les olivines du Piton de Caille présentent des teneurs en forstérite  $Fo_{85-87}$  (e.g. Bureau *et al.*, 1998a, 1998b),  $Fo_{85-86}$  pour les olivines du Piton Chisny et jusqu'à  $Fo_{88}$  dans les nodules de cumulats ultramafiques (Brugier *et al.*, 2015). Les olivines les plus primitives des laves de type AbG n'ont cependant pas été échantillonnées dans les cônes adventifs, mais au niveau du cratère Hudson :  $Fo_{88}$  (Salaün *et al.*, 2010) et  $Fo_{89}$  (Bureau *et al.*, 1999).

Le Piton Chisny a également la particularité de contenir des enclaves grenues de cumulats, le plus souvent dunitiques, mais aussi wehrlitiques, ainsi que de rares enclaves gabbroïques (Pichavant *et al.*, 2016).

Les cristaux d'olivine des cônes adventifs et du cratère Hudson proviendraient de niveaux plus profonds que le réservoir superficiel sous le Piton de la Fournaise (Bureau *et al.*, 1998a, 1998b, 1999). En effet, les teneurs en volatils des inclusions piégées dans les olivines indiquent des pressions de saturation liquide-fluide de l'ordre de 420 MPa (inclusions vitreuses du Piton de Caille et de Hudson), en accord avec la profondeur de la zone de stockage estimée jusqu'à 15 km sous le Piton de la Fournaise (Bureau *et al.*, 1998b, 1999). Certaines inclusions riches en  $CO_2$  du Piton de Caille suggèrent des pressions d'environ 500 MPa (Bureau *et al.*, 1998a). Les cristaux d'olivine primitifs de ces laves pourraient donc remonter depuis le niveau de sous-plaquage de magmas à la base de la croûte océanique, qui correspondrait à la zone de stockage profonde sous le volcan (Pichavant *et al.*, 2016).

### **I-3.2.3 : Les basaltes du « Groupe Anormal » (AbG)**

L'assemblage minéralogique des laves du groupe AbG est de même type que celui des SSB : olivine + clinopyroxène + plagioclase + spinelle (Pichavant *et al.*, 2016).

Les AbG se distinguent notamment par leurs faibles rapports CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (de 0,60 à 0,80, Pichavant *et al.*, 2016) pour des teneurs en MgO relativement constantes comparées aux basaltes à olivine (entre 8 et 11 pds.%, Pichavant *et al.*, 2016, cf. Fig. I.15). Elles sont donc généralement plus riches en MgO que les SSB, suggérant un caractère plus primitif, mais les rapports CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> plus faibles suggèrent au contraire un caractère différencié. Ces laves sont également enrichies en Fe, Ti, Na, K, et appauvries en Ca par rapport aux SSB (Pichavant *et al.*, 2016). Plus précisément, Salaün *et al.* (2010) décrivent des magmas du cratère Hudson enrichis en éléments compatibles (Mg, Ti, Fe, Cr, Ni) et incompatibles (K, Th, La), et appauvris en Ca et Si. D'après ces auteurs, entre 5 et 10 % des cristaux d'olivine sont considérés comme des xénocristaux.

Concernant le Piton Chisny, les faibles teneurs en Ca et rapports Sc/Yb des laves précoces de type AbG sont une forte empreinte de fractionnement du clinopyroxène (Upton et Wadsworth, 1972b). Les auteurs remarquent cependant que peu de cristaux de clinopyroxène ont été trouvés (dans les nodules ultramafiques), les laves ne contenant essentiellement que des phénocristaux d'olivine.

Vlastélic *et al.* (2005) ont mis en évidence des compositions isotopiques en Pb inhabituelles pour les laves de Hudson. Leur signature est également particulière en Sr, avec de forts rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, dont l'origine est encore débattue (Pietruszka *et al.*, 2009; Vlastélic et Pietruszka, 2016).

Différentes hypothèses ont été avancées sur les processus à l'origine des AbG, essentiellement basées sur les compositions chimiques en éléments majeurs et traces des laves de Hudson. La première suggère une origine profonde, par un fractionnement de clinopyroxène (+ olivine) (Kornprobst *et al.*, 1979, 1984). L'évolution des AbG correspondrait donc à une lignée « wehrlitique ». L'enrichissement en MgO et l'appauvrissement en CaO des laves de Hudson sont expliqués par le fractionnement à haute pression de clinopyroxène (Boivin et Bachèlery, 2009; Bureau *et al.*, 1999; Famin *et al.*, 2009). Plus précisément, Famin *et al.* (2009) ont proposé un fractionnement de clinopyroxène et plagioclase (peu d'olivine) à des niveaux de stockage supérieurs à 7,5 km, depuis le magma parental de Ludden (1978), laissant un gabbro cristallisé en profondeur qui serait similaire à celui affleurant au cirque de Salazie (Piton des



Neiges). Aucun gabbro de ce type n'est toutefois visible au Piton de la Fournaise, excepté quelques rares enclaves comme au Piton Chisny ou dans les dépôts des « Cendres de Bellecombe » (Ort *et al.*, 2016 ; Upton *et al.*, 2000). Boivin et Bachèlery (2009) ont proposé que ces laves remontent directement de niveaux profonds, laissant un cumulat wehrlitique cristallisé à 10 – 12 km de profondeur.

D'après ces hypothèses, les AbG ne sont donc pas issus des niveaux superficiels sous le massif, mais de réservoirs plus profonds, en accord avec les pressions obtenues par Bureau *et al.* (1998a, 1998b, 1999) pour les olivines magnésiennes ainsi qu'avec la profonde sismicité enregistrée lors de l'éruption de 1998 au cratère Hudson.

A l'inverse, Salaün *et al.* (2010) attribuent plutôt les teneurs inhabituelles en MgO et CaO de ces laves à un processus d'origine superficielle : l'assimilation de cumulats riches en olivine dans des liquides basaltiques plus ou moins différenciés, accompagnés de liquides interstitiels des cumulats (wehrlitiques à gabbroïques) ou issus de leur fusion. Dans le cas de l'éruption de 1998, les auteurs suggèrent que les magmas du cratère Hudson ont interagi avec ce type de cumulats, engendrant ainsi la production de laves de type AbG. La différence de composition avec les laves de Kapor (de type SSB) pourrait être due à la répartition hétérogène de ces corps cumulatifs dans le système superficiel du volcan, situés préférentiellement le long de la rift zone NO-SE.

Une hypothèse similaire a été suggérée par Pietruszka *et al.* (2009), qui consiste en la contamination du magma parental par de petites quantités de liquide issu de la fusion partielle à faible degré de cumulats récents de wehrlite ou gabbro. Ces cumulats auraient précédemment été altérés par hydrothermalisme au sein de l'édifice.

Enfin, les AbG pourraient être issus de la fusion partielle à faible degré de la source du panache, expliquant ainsi l'enrichissement en éléments très incompatibles des laves de Hudson (Vlastélic *et al.*, 2005), ou bien encore refléter des hétérogénéités compositionnelles au sein du panache. Une source hétérogène à petite échelle a été suggérée d'après les différences de compositions isotopiques et en éléments en traces entre les deux éruptions simultanées de 1998 (Kapor et Hudson, Vlastélic et Pietruszka, 2016).

### **I-3.3 : Synthèse des connaissances sur les cônes adventifs**

Peu d'études ont été consacrées aux cônes adventifs ou aux AbG, et les rares données pétro-géochimiques ont essentiellement concerné les laves de l'éruption de 1998 au cratère Hudson. Les cônes adventifs se distinguent des éruptions historiques par leur morphologie et



localisation, leurs compositions chimiques (éléments majeurs et traces), ainsi que leurs olivines exceptionnellement magnésiennes.

La localisation des cônes adventifs ainsi que les olivines et cumulats qu'ils contiennent suggèrent que du magma pourrait remonter de niveaux plus profonds que les laves historiques, sans passer par les niveaux superficiels localisés sous le sommet actuel. Les magmas des cônes adventifs échantillonneraient donc différemment le système magmatique sous le volcan.

Différentes hypothèses ont été émises pour expliquer les compositions chimiques spécifiques des AbG, qui incluent des « systèmes de plomberie » du volcan très différents, il y a plusieurs milliers d'années (lorsque le centre volcanique était localisé sous la Plaine des Sables) mais également aujourd'hui (avec l'éruption de 1998 au cratère Hudson). Il pourrait s'agir d'une cristallisation profonde de clinopyroxène depuis le magma parental, de processus superficiels comme l'assimilation et/ou la contamination de ce magma, ou bien de processus liés à la source mantellique (taux de fusion partielle plus faible ou hétérogénéités chimiques).

Les cônes adventifs, ainsi que les laves du Cratère Hudson, sont les principales cibles de cette thèse.

## Chapitre II : Les inclusions magmatiques

---

Ce chapitre est consacré aux inclusions magmatiques préservées au sein des cristaux des produits volcaniques, ainsi qu'aux méthodes mises en œuvre pour étudier leur composition chimique. Dans cette thèse, les inclusions magmatiques d'échantillons particuliers de La Réunion sont utilisées comme des outils permettant d'accéder à des liquides plus primitifs que les laves, de façon à caractériser la source et la pétrogenèse de certains types de magma.

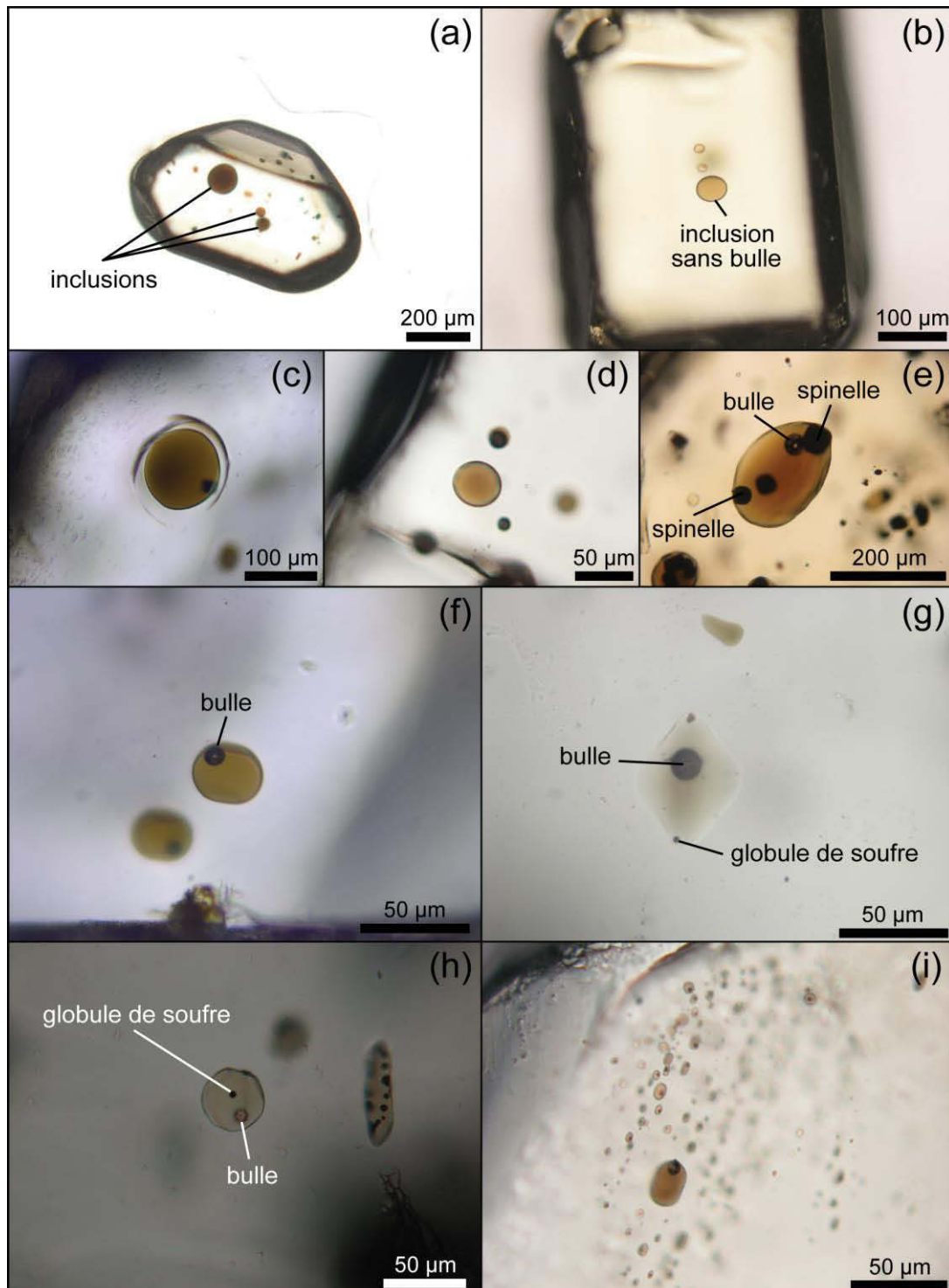
### II-1 : Définition et intérêt des inclusions magmatiques

#### II-1.1 : Définition des inclusions magmatiques

Les inclusions magmatiques, ou inclusions vitreuses, sont de petites gouttelettes de liquide silicaté de tailles variables (généralement  $< 300 \mu\text{m}$ , Schiano, 2003), piégées au sein des cristaux. Elles se trouvent dans différents types de minéraux : on parle de minéral/cristal hôte. Les inclusions apparaissent le plus souvent sous une forme sphérique ou ovoïde (**Fig. II.1.a-i**), bien que certaines présentent une structure plus complexe, comme par exemple une forme de cavité qui reflète la structure cristallographique du minéral hôte (dite en « cristal négatif », section II-2.1.3). Les inclusions vitreuses peuvent être polyphasées et contenir une phase gazeuse et/ou des phases minérales, en plus de la phase silicatée. Selon la vitesse de refroidissement, elles renferment ou non une bulle dite de rétraction thermique (**Fig. II.1.e-g** et **II.1.i**), ou bulle de retrait, pouvant être constituée d'une phase fluide (phase gazeuse, liquide ou gaz/liquide). Les phases minérales sont parfois des minéraux préexistants (spinelles chromifères dans l'olivine) qui ont été piégés dans le cristal (**Fig. II.1-f**), parfois des globules de sulfures selon la teneur en soufre du liquide silicaté (**Fig. II.1.g-h**) et le plus souvent, des minéraux issus de la cristallisation du magma piégé lors du refroidissement (Partie II.2). Deux types d'inclusions magmatiques peuvent être distingués : les inclusions primaires et les inclusions secondaires.

Les inclusions magmatiques primaires correspondent aux gouttelettes de magma piégées lors de la croissance du minéral hôte. Elles correspondent donc aux reliques du magma parental du cristal, c'est-à-dire le liquide à l'équilibre avec le cristal. Dans le cas de l'olivine, elles sont distribuées aléatoirement dans le cristal, mais elles peuvent parfois souligner les zones de croissance du minéral hôte, notamment dans le cas du plagioclase ou du pyroxène. Les inclusions magmatiques secondaires sont postérieures à la formation du minéral hôte,

probablement formées à la faveur d'anciennes fractures provoquées lors d'épisodes de déformation du cristal. Ces inclusions ne sont donc pas co-génétiques du magma parental du



**Figure II.1.** Photographies au microscope optique en lumière transmise d'inclusions magmatiques vitreuses piégées dans les cristaux d'olivine des laves des cônes adventifs de La Réunion. (a) et (b) Inclusions primaires piégées dans un cristal d'olivine automorphe. (c) et (d) Inclusions primaires sans bulle de retrait, piégées dans une olivine (présence d'un cristal de spinelle en-dessous du plan de focalisation en (c)). (e) Inclusion primaire contenant une bulle de retrait et des spinelles. (f) Deux inclusions primaires (une en-dessous du plan de focalisation) présentant une bulle de retrait. (g-h)

Inclusions primaires avec une bulle de retrait et un globule de soufre. (i) Inclusion primaire présentant une bulle de retrait et nombreuses inclusions de petites tailles, orientées dans un plan de croissance de l'olivine hôte.

cristal hôte. Elles sont généralement plus petites que les inclusions primaires ( $< 20 \mu\text{m}$ ), de formes variables et s'alignent le long des plans de déformation du minéral. Elles apparaissent fréquemment dans les minéraux d'origine mantellique (e.g. Schiano *et al.*, 1994) et dans les xénolites cumulatifs des laves (e.g. Bureau *et al.*, 1998).

Cette thèse se base sur l'apport des inclusions magmatiques primaires. Leurs modèles de formation et l'intérêt qu'elles présentent sont développés dans les sections suivantes.

## II-1.2 : Formation des inclusions magmatiques primaires

Les inclusions vitreuses primaires sont synchrones de la croissance du cristal hôte. Différentes hypothèses ont été suggérées pour expliquer les mécanismes de formation de ce type d'inclusion dans des cristaux d'olivine, de plagioclase et pyroxène. Certaines de ces expériences ont également eu pour but de déterminer si le liquide piégé représente bien le liquide parental du minéral hôte. En effet lors de la croissance rapide d'un cristal, il se crée à l'interface liquide-minéral une zone « hors-équilibre », dont la composition chimique n'est pas à l'équilibre thermodynamique avec le cristal (e.g. Watson, 1996). Cette zone est appelée « couche limite » et est issue de la compétition entre le taux de croissance cristalline et la vitesse de diffusion des éléments dans la région proche de la surface du cristal (Watson, 1996). Ainsi, la couche limite est enrichie en éléments incompatibles (dans le minéral en formation), à faible vitesse de diffusion. Ce phénomène peut affecter la composition des inclusions magmatiques, comme l'a décrit Baker (2008) pour le plagioclase et le pyroxène : les inclusions piégées dans les cristaux à croissance rapide présentent des compositions en éléments incompatibles qui ne sont pas représentatives de la composition à l'équilibre avec le minéral hôte, si les vitesses de diffusion de ces éléments sont nettement plus lentes que le taux de croissance cristalline. Faure et Schiano (2005) ont également décrit ce type de phénomène dans le cas d'inclusions piégées dans l'olivine.

Les hypothèses les plus répandues sur les mécanismes de formation des inclusions magmatiques primaires impliquent des variations de cinétique de croissance des cristaux, des processus de dissolution/recristallisation et la présence de défauts cristallins (impureté ou minéral inclus) servant de germes à la formation des inclusions (Roedder, 1979; Sobolev et Kostyuk, 1975).

Nakamura et Shimakita (1998) ont proposé que la dissolution partielle de cristaux de plagioclase entraîne la formation de chenaux de liquide, accompagnée de plagioclase recristallisé qui permet l'étranglement de ces chenaux, formant ainsi des inclusions magmatiques. Ces liquides piégés ne seraient pas à l'équilibre avec le plagioclase de départ, et ne représenteraient donc pas son liquide parental.

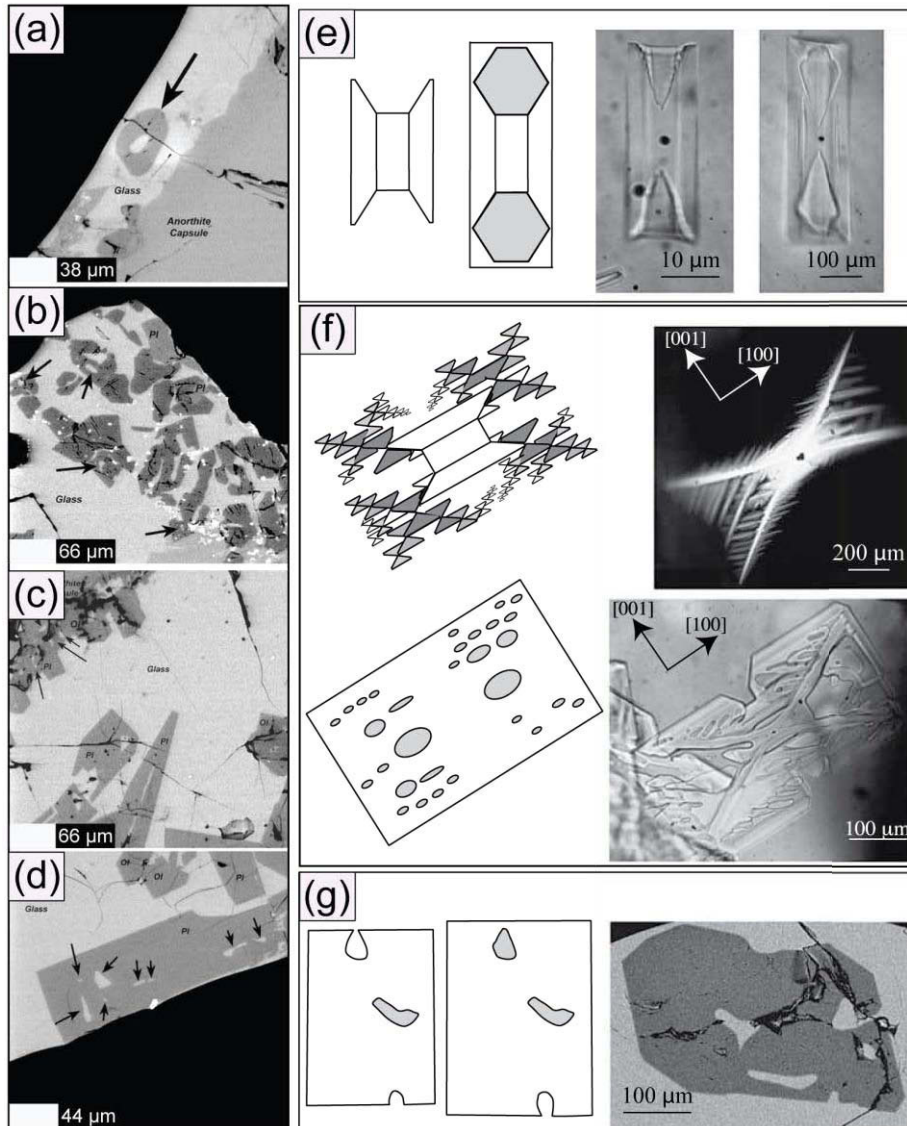
Kohut et Nielsen (2004) ont réalisé des expériences de refroidissement de liquides mafiques afin d'observer la formation des inclusions dans l'olivine (**Fig.II.2.a-b**) et le plagioclase (**Fig.II.2.c-d**). Ils distinguent deux étapes : la formation de cavités au niveau des excroissances des cristaux associés à une croissance rapide (par exemple les cristaux squelettiques, Fig. II.2.c), lors de la phase de refroidissement, et finalement la fermeture de ces cavités par croissance lente (les cristaux tabulaires, Fig. II.2.d), lors d'une phase suivante d'évolution isothermique. La croissance lente permettrait d'homogénéiser la « couche limite » formée lors de la phase précédente, avant le piégeage final de l'inclusion : la composition du liquide serait donc représentative du magma parental du minéral hôte.

Faure et Schiano (2005) ont également effectué des expériences de cristallisation en faisant varier le taux de refroidissement, pour étudier la formation des inclusions dans l'olivine. Leurs résultats indiquent que la formation d'inclusions est liée aux mécanismes de croissance cristalline, et se produit aussi bien dans les cristaux à croissance rapide (olivines squelettiques ou dendritiques, Fig.II.2.e-f) que dans ceux à croissance lente (olivines polyédrales, Fig.II.2.g). Dans le cas d'un refroidissement rapide, les inclusions sont issues de la formation de cavités au sein des olivines squelettiques ou dendritiques (Fig. II.2.e-f), qui se remplissent de liquide silicaté. La vitesse de croissance de l'olivine est plus rapide que la vitesse de diffusion des éléments dans le liquide inclus, qui sera donc affecté par les effets de « couche limite » décrits ci-dessus (i.e. enrichi en certains éléments) : l'inclusion ne représente donc pas la composition du liquide parental de l'olivine. Dans le cas d'un refroidissement lent, la croissance cristalline est cette fois plus lente que la vitesse d'inter-diffusion des éléments dans le liquide, et l'inclusion piégée est donc à l'équilibre thermodynamique avec l'olivine hôte (pas d'effet de couche limite) : la composition chimique de l'inclusion représente alors celle du magma parental. Ces auteurs ont proposé que les inclusions dans les olivines automorphes se forment par un processus de croissance en spirale gouverné par des dislocations vis à l'interface minéral-liquide.

Dans le cas de l'olivine, il a également été proposé que les inclusions se forment lors de la coalescence de deux grains en croissance simultanée, si le refroidissement est suffisamment rapide (taux  $> 7^{\circ}\text{C/h}$ , Goldstein et Luth, 2006). Toutefois, les inclusions piégées au contact des

grains sont alignées. Ce mode de formation n'explique pas une distribution aléatoire des inclusions primaires dans les cristaux d'olivine.

D'après les expériences de Kohut et Nielsen (2004) et Faure et Schiano (2005), les inclusions piégées dans les cristaux automorphes, d'olivine ou de plagioclase, ne devraient théoriquement pas être affectées par les effets de « couche limite », et semblent donc mieux appropriées pour l'étude du magma parental de ces cristaux.



**Figure II.2.** (a-d) Images en électrons rétrodiffusés des produits expérimentaux de Kohut et Nielsen (2004) montrant des inclusions magmatiques (indiquées par des flèches) formées au sein (a) d'une olivine granulaire, (b) de plusieurs cristaux d'olivine squelettiques, (c) de cristaux de plagioclase squelettiques et (d) de cristaux de plagioclase tabulaires. Ces figures illustrent la formation d'inclusions magmatiques par l'apparition de cavités dans les cristaux à croissance rapide, ensuite scellées lors d'une phase de croissance lente (voir texte). (e-g) Photographies et schémas associés illustrant le modèle de formation d'inclusions magmatiques en fonction des mécanismes de croissance des olivines hôtes,

proposé par Faure et Schiano (2005) (voir texte). (e) Formation d'olivines squelettiques conduisant au piégeage d'inclusions distribuées symétriquement par rapport au centre du cristal. (f) Formation d'olivines dentritiques conduisant au piégeage d'inclusions orientées préférentiellement dans le cristal. (g) Formation d'olivine polyédrale conduisant au piégeage d'inclusions distribuées aléatoirement dans le cristal. Figure modifiée d'après Kohut et Nielsen (2004) et Faure et Schiano (2005).

### II-1.3 : Intérêts et apports des inclusions magmatiques primaires

Contrairement aux laves qui subissent de nombreuses modifications physico-chimiques lors de leur ascension, les inclusions magmatiques primaires enregistrent des « instantanés » de la composition chimique au cours de l'évolution des liquides, ainsi que les conditions de pression et température du magma lors de leur piégeage (Roedder, 1984). S'agissant de petites gouttelettes de magma piégées au sein d'un solide cristallin considéré comme un système clos, le liquide est théoriquement isolé du milieu extérieur au cristal : la composition est donc préservée au cours du temps et les éléments volatils sont conservés. En effet, les inclusions seront préservées des processus pétro-génétiques qui participent à l'évolution du magma, comme la cristallisation fractionnée, les mélanges de magmas, le dégazage, la contamination/assimilation par l'encaissant, ou encore l'altération (e.g. Sobolev, 1996). Les inclusions permettent donc d'accéder à la composition des magmas primitifs si leur cristal hôte est apparu précocement dans la séquence de cristallisation.

Le développement des techniques analytiques in-situ permettant aujourd'hui d'obtenir des compositions en éléments majeurs, traces, volatils et même des compositions isotopiques, il est donc possible à partir de l'analyse des inclusions de caractériser les sources mantelliques des magmas piégés (e.g. Métrich *et al.*, 2007; Rose-Koga *et al.*, 2012; Saal *et al.*, 2005; Schiano, 2003; Sobolev *et al.*, 2000) ainsi que les processus de fusion partielle (e.g. Laubier *et al.*, 2007; Norman *et al.*, 2002; Sobolev and Shimizu, 1993). Les inclusions permettent également d'étudier les processus d'évolution du magma et leur dégazage (e.g. Métrich et Wallace, 2008). Elle apportent également des informations essentielles sur l'origine des cristaux hôtes, en particulier leur pression de piégeage (e.g. Bureau *et al.*, 1999).

Les compositions chimiques des inclusions magmatiques dans les minéraux ignés montrent une plus grande variabilité que celles des laves hôtes (e.g. Hauri, 2002a; Jackson et Hart, 2006; Kent *et al.*, 1999; Norman *et al.*, 2002; Sobolev *et al.*, 2000). Cela traduit le fait que les compositions des laves sont fréquemment homogénéisées durant l'ascension et au sein des chambres magmatiques. Bien que certaines variabilités de composition des inclusions puissent être non-représentatives de processus magmatiques (effets de couche limite par exemple),

certaines semblent directement liées à des hétérogénéités de source ou à des processus magmatiques de petite échelle (e.g. Sobolev *et al.*, 2000). La représentativité des variabilités chimiques des inclusions en tant qu'aliqots des magmas parentaux est démontrée dans des cristaux à croissance lente (Faure et Schiano, 2005) (section II-1.2). Cependant, la composition chimique des inclusions est toujours susceptible d'évoluer après leur formation (Partie II-2).

## **II-2 : Evolution des inclusions magmatiques primaires**

Cette partie se concentre essentiellement sur les modifications post-piégeage de la composition chimique des inclusions. Dans le cas des modifications réversibles, différents moyens de correction ont été mis en œuvre dans cette thèse.

### **II-2.1 : Modifications réversibles des inclusions : évolution en système fermé**

#### ***II-2.1.1 : Formation d'une bulle de rétraction thermique***

Le coefficient de dilatation thermique des liquides silicatés est plus important que celui des solides cristallins. Ainsi, lors de la décompression associée à la remontée du magma, s'il n'y a pas de déformation du cristal hôte (cf. section II.2.3.1), un champ de contraintes s'établit lorsque la pression externe diminue, le minéral hôte est soumis à un régime de tension et les éléments volatils dissous tendent à s'exsolver. Un espace libre se crée alors dans l'inclusion, formant une bulle de rétraction thermique, ou bulle de retrait (e.g. Schiano, 2003, Fig. II.1.e-i). Plus le refroidissement se prolonge, plus le volume de la bulle augmente. Si le liquide franchit la courbe de saturation en volatils, les gaz dissous s'exsolvent dans la bulle, qui sera alors principalement constituée de CO<sub>2</sub> et/ou H<sub>2</sub>O (e.g. Steele-Macinnis *et al.*, 2011). Il est très commun d'observer ce type de bulle de retrait dans les inclusions magmatiques. L'absence de bulle est le plus souvent caractéristique d'un refroidissement très rapide.

#### ***II-2.1.2 : Cristallisation post-piégeage***

Seule une trempe suffisamment rapide du système peut produire les inclusions dites vitreuses, avec ou sans bulle de retrait. Un refroidissement plus lent provoque l'apparition de phases cristallines au sein du liquide piégé. La première phase à cristalliser correspond au minéral hôte, par surcroissance depuis la paroi de l'inclusion vers le cœur de celle-ci. Si le système n'est pas maintenu trop longtemps à haute température (par exemple si le temps de résidence du cristal dans la chambre est faible), l'inclusion ne se rééquilibrera pas par diffusion avec cette couronne de minéral hôte (cf. section II.2.3.2), et sa composition initiale pourra alors



être corrigée numériquement dans le cas d'une olivine hôte, en s'appuyant sur le coefficient de répartition ( $K_D$ ) Fe-Mg (section II.2.2.1). Cette couronne peut parfois s'observer au microscope optique (**Fig. II.3.a**), ou bien être détectée par des  $K_D$  inférieurs à la valeur d'équilibre ( $\sim 0,30$ , cf. section III-5.1). Lors d'un refroidissement prolongé, des phases autres que le minéral hôte peuvent apparaître à partir du liquide silicaté, et sont alors appelés « minéraux fils » (e.g. Schiano, 2003, Fig. II.3.b-e).

Dans certains cas (refroidissement lent ou chauffage expérimental prolongé) la formation de germes cristallins au sein de l'inclusion peut apparaître après la transition vitreuse, lors du phénomène de dévitrification (« cristallisation » du verre sous forme de microlites depuis les parois de l'inclusion, Bouska, 1993, Fig. II.3.f).

Des globules de sulfures peuvent également précipiter dans l'inclusion, si la courbe de saturation en soufre du liquide est atteinte lors de la décompression (e.g. Laubier, 2006). Ils sont alors immiscibles dans le liquide silicaté (cf. Fig. II.1.g-h).

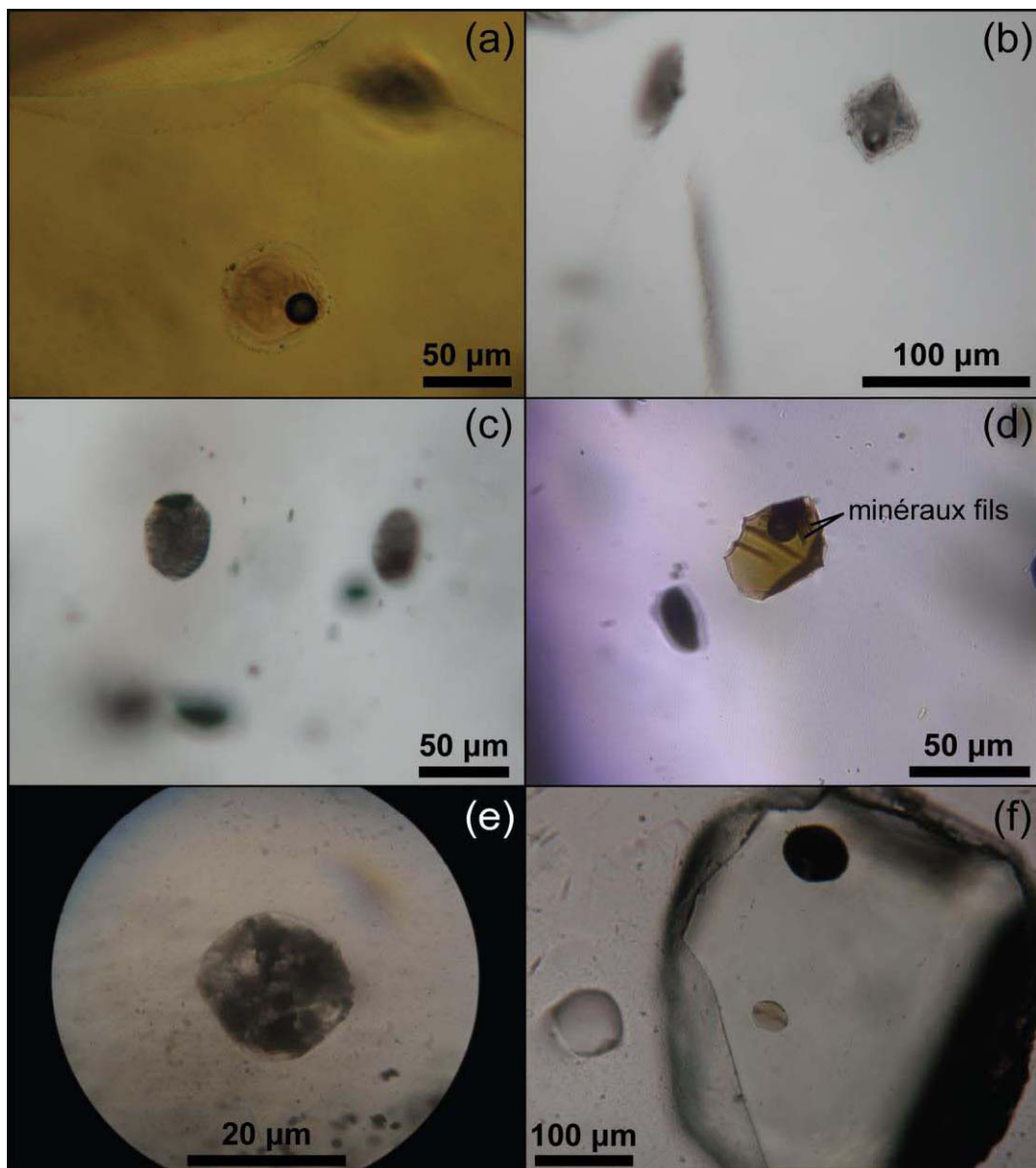
Il est fréquent d'observer un spinelle au sein d'une inclusion magmatique piégée dans une olivine magnésienne (cf. Fig. II.1.c et II.1.e). Contrairement à ce qui est présenté au-dessus, les spinelles ont cristallisé avant le piégeage de l'inclusion : ils sont préexistants en tant qu'inclusion minérale dans l'olivine. Il ne s'agit donc pas de minéraux fils, qui modifient la composition de l'inclusion. Généralement, ils servent de nucléus à la formation d'une inclusion lors de la croissance de cristaux automorphes.

### ***II.2.1.3 : Evolution d'une inclusion en forme de « cristal négatif »***

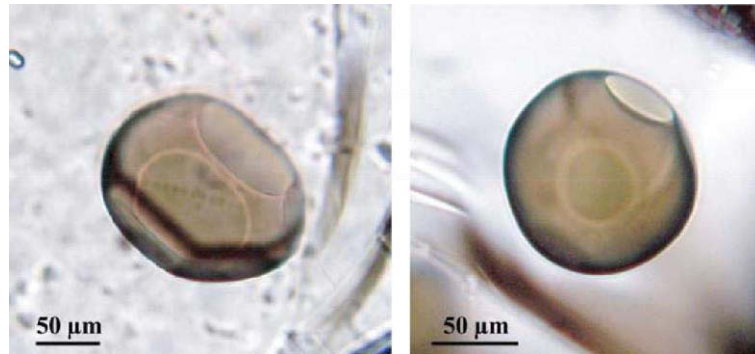
Les inclusions peuvent réajuster leur morphologie pour s'adapter à des conditions prolongées de hautes températures, en minimisant les énergies inter-faciales par dissolution/précipitation (Frezzotti, 2001). Elles adoptent alors une forme de maturation appelée « cristal négatif » (Clocchiatti, 1975; Manley, 1996), c'est-à-dire qu'elles reproduisent la forme d'équilibre à haute température du minéral hôte, qui se caractérisent par des facettes plus ou moins développées (Laporte et Provost, 2000 et **Fig. II.4**). Il s'agit d'un processus à volume constant, qui ne modifie pas la composition de l'inclusion (Frezzotti, 2001).

La préservation des conditions initiales de piégeage est obtenue lors d'un refroidissement suffisamment rapide: idéalement, les inclusions ne sont composées que de liquide magmatique trempé sous la forme de verre, avec ou sans bulle de retrait, et leur composition peut être analysée directement. Dans le cas d'une inclusion préservée au sein d'une olivine, une simple correction numérique de la cristallisation centripète aux parois peut être effectuée. Si

d'autres minéraux fils sont présents ou si le verre est dévitrifié, l'homogénéisation des inclusions par chauffage expérimental est nécessaire avant les analyses chimiques. Ces corrections, qui peuvent parfois être affectées par des modifications irréversibles telles que la diffusion d'éléments vers le minéral hôte, sont présentées dans la section suivante. Les techniques utilisées pour analyser in-situ les inclusions sont présentées dans le Chapitre III.



**Figure II.3.** Photographies au microscope optique en lumière transmise d'inclusions magmatiques primaires cristallisées piégées dans les cristaux des laves des cônes adventifs et des basaltes porphyriques à plagioclase (BPP) de La Réunion. (a-d) Inclusions piégées dans des olivines d'échantillons de cônes adventifs, contenant des minéraux fils. En (a), la bordure d'olivine cristallisée aux parois de l'inclusion est visible. (e) Inclusion piégée dans un plagioclase de BPP, présentant des minéraux fils. (f) Inclusion dévitrifiée dans le même cristal d'olivine qu'une inclusion vitreuse (plus bas), provenant d'un échantillon de cône adventif.



**Figure II.4.** Photographies en lumière naturelle d'inclusions magmatiques primaires présentant des formes de « cristal négatif », au sein de cristaux d'olivine provenant d'un échantillon de MORB (zone FAMOUS, ride médio-Atlantique Nord, Laubier, 2006). Ces formes d'équilibres à facettes sont obtenues par le mûrissement à haute température du système. D'après Laubier (2006).

## II-2.2 : Corrections de la composition des inclusions

### II-2.2.1 : Correction numérique de la cristallisation d'olivine aux parois

Dans le cas d'une inclusion piégée dans une olivine, l'équilibre chimique liquide/minéral peut être estimé par le calcul du coefficient de répartition ( $K_D$ ) du  $Fe^{II}$  et du Mg entre l'inclusion (Liq) et l'olivine hôte (Ol), selon l'équation suivante :

$$K_D^{Fe-Mg} = (X_{Liq}^{Mg} / X_{Ol}^{Mg}) / (X_{Liq}^{Fe^{II}} / X_{Ol}^{Fe^{II}})$$

La valeur d'équilibre du  $K_D$  est fonction de différents paramètres, comme la température et la pression, pour les systèmes naturels (Toplis, 2005). S'il est notamment nécessaire d'estimer la température du système pour calculer l'équilibre, la pression n'a que peu d'effet sur le  $K_D$  (0,01 par GPa). Pour la majorité des compositions basaltiques, la valeur d'équilibre du  $K_D$  Fe-Mg de l'olivine est d'environ 0,3 (Roeder et Emslie, 1970; Toplis, 2005). Lors de la cristallisation d'olivine aux parois de l'inclusion, celle-ci va s'enrichir en éléments incompatibles dans l'olivine, et s'appauvrir en éléments compatibles (notamment Fe et Mg), ce qui aboutit à un  $K_D$  inférieur à 0,3.

La composition initiale du liquide piégé peut alors être recalculée, en « inversant » l'effet de la surcroissance d'olivine dans l'inclusion. Il s'agit de « dissoudre » numériquement de petites quantités de l'olivine hôte dans l'inclusion, en ayant estimé au préalable le rapport  $Fe^{II}/Fe^{III}$  du liquide. Kilinc *et al.* (1983) ont déterminé une équation reliant le rapport  $Fe_2O_3/FeO$  du liquide à la fugacité d'oxygène ( $fO_2$ ), la température ( $T$ , comprise entre 1200 et 1400°C) et la composition chimique :

$$\ln\left(X_{Fe_2O_3}^{Liq} / X_{FeO}^{Liq}\right) = a \ln fO_2 + b/T + c + \sum_i d_i X_i \quad (2)$$

où  $X$  est la fraction molaire des oxydes  $i$  représentatifs de la composition de l'inclusion ( $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO_{total}$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ) et  $a$ ,  $b$ ,  $c$  et  $d$  sont des coefficients de régression. La fugacité d'oxygène influe sur la spéciation du soufre (e.g. Carroll et Rutherford, 1988; Métrich et Clocchiatti, 1996; Wallace et Carmichael, 1992, 1994) et peut donc être obtenue par le calcul du rapport  $S^{6+}/S_{total}$  de l'inclusion. Ainsi, en considérant  $\Delta FMQ$  la différence entre la fugacité de l'échantillon et celle de FMQ ( $\Delta FMQ = \log fO_2(\text{échantillon}) - \log fO_2(\text{FMQ})$ ), Jugo *et al.* (2005) ont proposé l'équation simplifiée :

$$\Delta FMQ = 2,25 \times X(S^{6+}) + 0,32 \quad (3)$$

où  $X(S^{6+})$  est la fraction molaire du pôle oxydé du soufre. La spéciation du soufre est mesurée à la microsonde électronique (section III-3.4), ce qui permet ensuite d'obtenir les rapports  $Fe^{II}/Fe^{III}$  pour chaque inclusion vitreuse étudiée, en utilisant les équations (3) puis (2). Le  $K_D$  brut des inclusions peut alors être calculé grâce à l'équation (1). Il faut noter que dans cette thèse, la valeur d'équilibre entre un liquide basaltique et l'olivine est supposée de 0,306, valeur estimée pour les magmas de La Réunion par Fisk *et al.* (1988). Ainsi, lorsque les inclusions vitreuses présentent un  $K_D$  inférieur à cette valeur (cas de la cristallisation d'olivine aux parois), la correction de leur composition brute mesurée à la microsonde (section III-3.4) doit être effectuée. Dans cette thèse, seules les compositions en éléments majeurs ont été corrigées, ainsi que le S, Cl et F lorsqu'ils ont été mesurés. Les éléments en traces incompatibles sont considérés comme peu affectés par la cristallisation d'olivine aux parois (il s'agit en fait d'une simple dilution). La concentration pour chaque espèce chimique est recalculée par la formule suivante :

$$MgO_{inc(\text{corrigée})} = (1 - x)MgO_{inc(\text{mesurée})} + xMgO_{olivine \text{ hôte}} \quad (4)$$

où  $MgO_{inc(\text{mesurée})}$  est la concentration brute en MgO analysée in-situ, et  $MgO_{olivine \text{ hôte}}$  la concentration en MgO analysée dans l'olivine hôte.  $MgO_{inc(\text{corrigée})}$  correspond à la concentration en MgO de l'inclusion à l'équilibre chimique avec l'olivine hôte ( $K_D \sim 0.306$ ), par l'ajout de  $x$  % d'olivine. Il faut noter que ces calculs sont réalisés directement depuis une composition

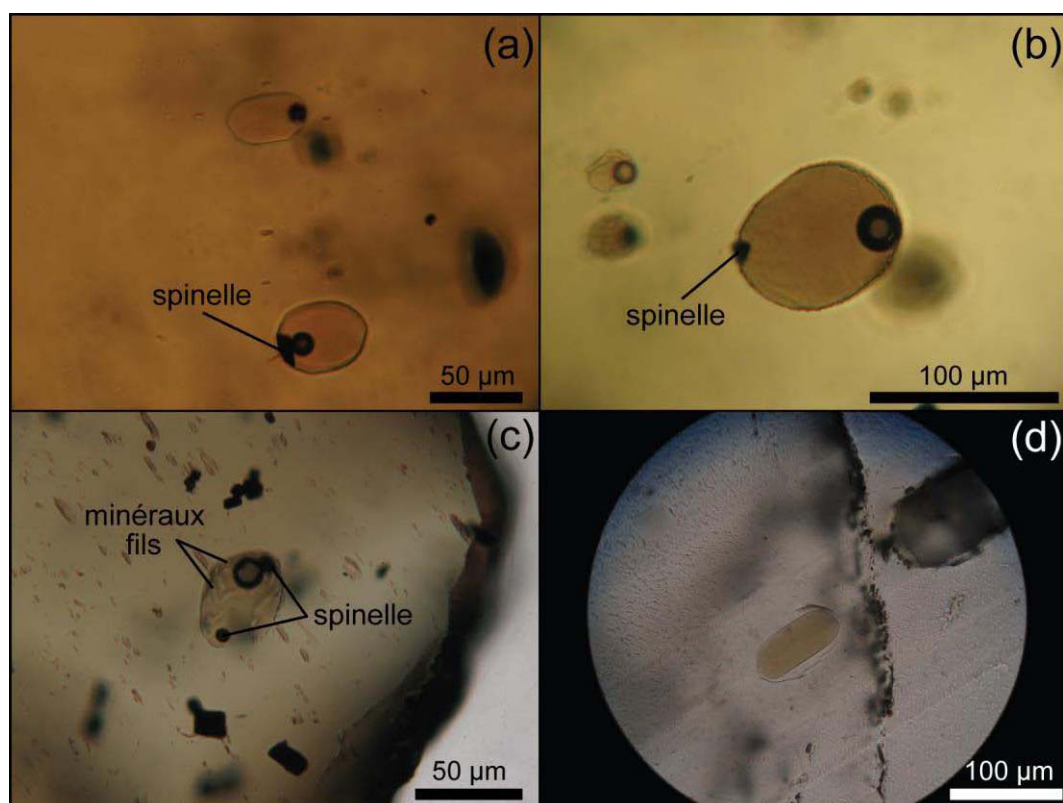
approximée d'olivine hôte, puisque sa composition évolue constamment au cours du processus de surcroissance aux parois de l'inclusion. Idéalement, il faudrait d'abord déterminer la composition de la dernière olivine cristallisée aux parois, puis diluer de manière incrémentale l'olivine dans l'inclusion, en recalculant à chaque fois la composition de l'olivine à l'équilibre. Il a toutefois été montré que les compositions recalculées sont comparables avec les deux méthodes (Bureau, 1996).

La valeur du  $K_D$  Fe-Mg entre le liquide et l'olivine (1) est bien connue. Au contraire, dans le cas d'un plagioclase hôte, une correction numérique de la cristallisation aux parois est plus difficile à effectuer, le coefficient de distribution plagioclase-liquide étant moins bien connu. Certaines études ont estimé des  $K_D$  liquide/plagioclase sur la base des échanges Ca-Na, mais les valeurs sont beaucoup plus variables que celles du  $K_D$  Fe-Mg olivine/liquide (e.g. Fisk *et al.*, 1980; Thy, 1983; Walker *et al.*, 1979). Dans cette thèse, les inclusions piégées dans les plagioclases étaient toutes très cristallisées, avec de nombreux minéraux fils, et parfois même dévitrifiées. La correction numérique ne s'appliquant pas aisément, il a donc été nécessaire de corriger la composition de ces inclusions en les homogénéisant par chauffage expérimental.

### **II-2.2.2 : Homogénéisation expérimentale**

Cette procédure s'applique aux inclusions ayant subi une cristallisation post-piégeage autre que la surcroissance du minéral hôte aux parois, qu'elles soient piégées dans les cristaux d'olivine ou de plagioclase. Elles sont désignées comme « inclusions cristallisées » dans cette thèse, afin de les distinguer des « inclusions vitreuses ». Il faut rappeler que, dans le cas d'une croissance rapide, contrôlée par la diffusion, d'un cristal d'olivine, les expériences d'homogénéisation ne permettent pas d'accéder à la composition du liquide parental du cristal (Faure et Schiano, 2005).

L'homogénéisation consiste en une expérience de chauffage pour dissoudre les minéraux fils, et dans le cas idéal la bulle de retrait, formés lors d'un refroidissement lent. Chaque inclusion est en principe chauffée jusqu'à la température « d'homogénéisation », de son contenu, proche de la température de piégeage (e.g. Schiano, 2003). Le liquide homogène ainsi obtenu est alors trempé de façon à obtenir une inclusion vitreuse (**Fig.II.5**). Les expériences sont décrites dans le chapitre III (III-3.2). Aucune correction numérique de la composition n'est effectuée sur ces inclusions.



**Figure II.5.** Photographies au microscope optique en lumière transmise d'inclusions magmatiques primaires homogénéisées par chauffage expérimental, piégées dans les cristaux des laves des cônes adventifs et des basaltes porphyriques à plagioclase (BPP) de La Réunion. (a-c) Inclusions piégées dans des olivines d'échantillons de cônes adventifs. (a-b) Le contenu des inclusions est homogénéisé à l'exception d'un cristal de spinelle préexistant, préservé lors du chauffage. (c) L'inclusion n'a pas été totalement homogénéisée et présentent encore des minéraux fils non-fondus. (d) Inclusion dans un cristal de plagioclase issu d'un BPP, vitreuse après l'homogénéisation. Il faut noter que la bulle de retrait n'a jamais disparue au cours des expériences (elle a été polie ultérieurement en (d)).

## II-2.3 : Modifications irréversibles des inclusions

### II-2.3.1 : Modification de la pression interne

Il a longtemps été considéré que les inclusions magmatiques se comportaient comme un système isochore ( $\Delta V = 0$ ), avec  $\Delta P/\Delta T$  égal au rapport du coefficient de dilatation thermique du liquide silicaté ( $\alpha$ ) et de son coefficient de compressibilité ( $\beta$ ) (e.g. Lowenstern, 1994). Tant que la résistance mécanique du minéral hôte permet de maintenir la différence de pression entre l'inclusion et le milieu extérieur, la pression au sein de l'inclusion sera fonction de la température.

Cette dernière peut cependant être modifiée lors de l'ascension du magma hôte vers la surface et la décompression associée. Lors de la remontée, l'évolution de la pression interne de l'inclusion est assujettie à la déformation élastique du cristal hôte. Quand la pression externe diminue, un champ de contrainte s'établit et le minéral hôte est soumis à un régime de tension

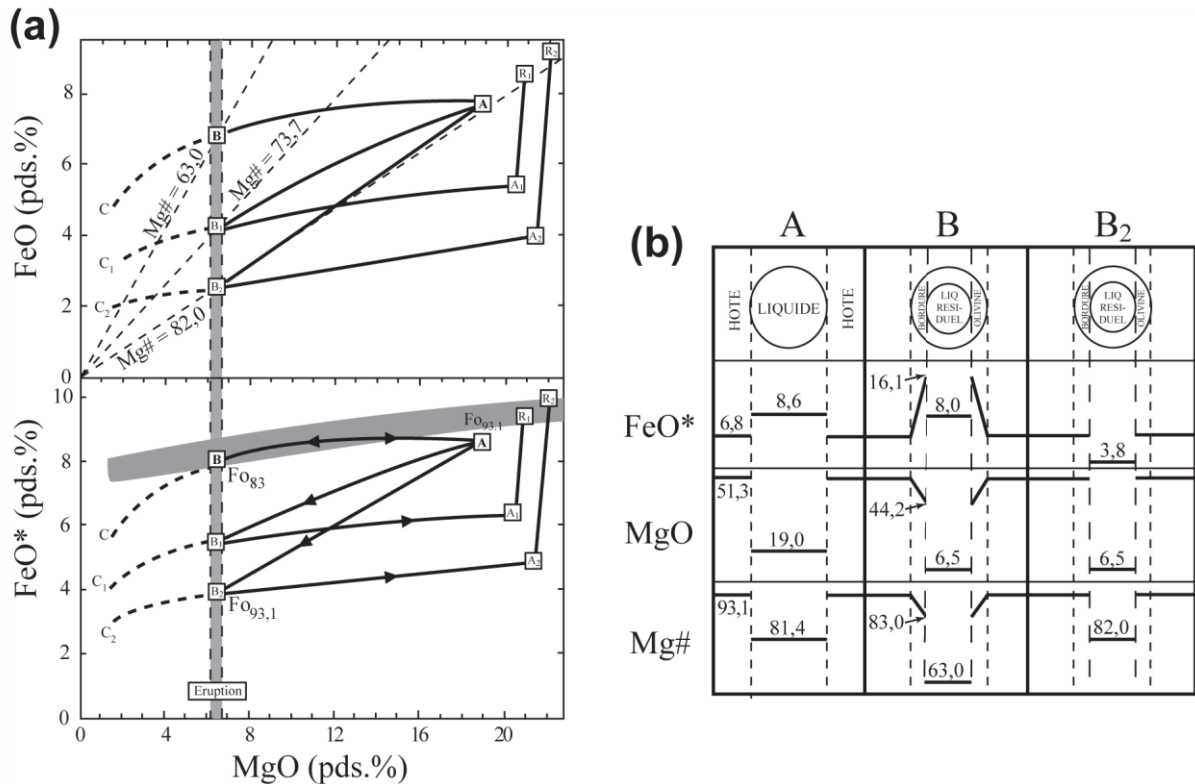
puisque le module d'incompressibilité d'un liquide silicaté est inférieur au module d'élasticité des minéraux, et parce que les éléments volatils dissous tendent à s'exsolver. Des bulles peuvent apparaître dans le liquide, mais la plupart des éléments volatils restent dissous jusqu'à ce que le minéral se fracture, décrépité. (Schiano et Bourdon, 1999; Tait, 1992; Zhang, 1998).

Il faut toutefois noter que si aucune déformation du cristal n'a lieu, sa pression interne s'équilibre avec la pression externe de compression qui s'exerce sur le minéral hôte (section II-2.1.1). Elle peut alors être retrouvée lors des expériences d'homogénéisation des inclusions à haute température (section II.2.2.2).

### **II-2.3.2 : Modifications chimiques : évolution en système ouvert**

Le refroidissement du magma peut provoquer le rééquilibrage par diffusion de l'inclusion avec le minéral hôte, voire avec la lave hôte, en fonction de la taille de l'inclusion et celle du cristal, des coefficients de diffusion des éléments considérés dans le minéral et des coefficients de partage de ces éléments entre le liquide et le solide (Qin *et al.*, 1992). De façon générale, plus les éléments sont incompatibles avec le minéral hôte, plus ils sont susceptibles d'être préservés au sein de l'inclusion. Cottrell *et al.* (2002) ont précisé que si les terres rares et les autres éléments en traces très incompatibles ne sont pas affectés par ces mécanismes dans le cas d'une olivine hôte, ils le sont particulièrement avec un plagioclase.

De nombreuses études ont été menées sur le système inclusion/olivine et les échanges Fe-Mg par diffusion, lorsque le système est ouvert (Danyushevsky *et al.*, 2000, 2002; Gaetani et Watson, 2000, 2002). Il peut s'agir d'un rééquilibrage entre l'inclusion et l'olivine hôte (e.g. Danyushevsky *et al.*, 2000, 2002) mais également avec la lave hôte (Gaetani et Watson, 2000, 2002). Danyushevsky *et al.* (2000) ont ainsi attribué le phénomène de « perte en fer » des inclusions (par rapport aux teneurs en fer des laves hôtes) à ce type d'échanges après piégeage, dont le modèle est illustré en **figure II.6** : lors d'un refroidissement lent, le fer va diffuser à l'extérieur de l'inclusion, de façon à rééquilibrer le système olivine-liquide, après la cristallisation d'olivine plus riche en fer aux parois de l'inclusion décrite précédemment en section II-2.1.2. Dans le cas d'inclusions homogénéisées expérimentalement, ce phénomène se traduit par des coefficients de répartition Fe-Mg entre le liquide inclus et l'olivine hôte anormalement élevés ( $K_D \gg 0,30$ ), traduisant un déséquilibre chimique.



**Figure II.6.** Illustration des processus de rééquilibration Fe-Mg des inclusions magmatiques dans les cristaux d'olivine, d'après Danyushevsky *et al.* (2000). (a) Diagrammes montrant les différentes évolutions de la composition en fer et magnésium du magma parental A, correspondant à la composition d'une inclusion piégée dans une olivine Fo<sub>93,1</sub>. Le champ grisé représente l'évolution de la composition des roches totales et des verres. Les droites en pointillé fins (Mg#) correspondent à l'équilibre compositionnel (FeO\*/MgO) entre le liquide résiduel de l'inclusion et la bordure de l'olivine plus riche en fer, lors de l'éruption. (b) Schéma montrant la composition de l'inclusion et de l'olivine hôte selon les différentes évolutions présentées en (a), pour les cas A, B et B<sub>2</sub>. Les valeurs présentées sont celles correspondant aux données de Danyushevsky *et al.* (2000). L'évolution de A à B correspond à la cristallisation d'olivine plus riche en fer aux parois de l'inclusion, lors du refroidissement avant l'éruption. Celle de B à C résulte de la croissance rapide d'olivine de trempe lors de l'éruption. L'évolution A-B-C peut être renversée par une expérience d'homogénéisation de l'inclusion, de façon à retrouver la composition initiale A du liquide. L'évolution A-B<sub>1</sub>-C<sub>1</sub> est obtenue si l'inclusion est rééquilibrée partiellement (50 %) avec l'olivine hôte, au cours du refroidissement avant l'éruption. Dans ce cas, une expérience d'homogénéisation peut renverser l'évolution B<sub>1</sub>-C<sub>1</sub>, mais la composition finale obtenue sera plus faible en fer que A, avec un Mg# plus fort, correspondant à A<sub>1</sub>. De façon similaire, si l'inclusion est totalement rééquilibrée (100 %) avec l'olivine hôte, il en résulte l'évolution A-B<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> (la différence entre les Mg# des inclusions dans les cas A et B<sub>2</sub> résulte de la dépendance température/composition du K<sub>D</sub> selon le modèle de Ford *et al.*, 1983). La composition de l'inclusion homogénéisée sera alors A<sub>2</sub>. Ainsi, les compositions d'inclusions homogénéisées précédemment affectées par des processus de rééquilibration Fe-Mg avec l'olivine hôte héritent de teneurs en fer plus faibles que le liquide piégé initial. Elles présentent alors un déséquilibre chimique avec l'hôte, se traduisant par un K<sub>D</sub> plus élevé que la valeur d'équilibre. R<sub>1</sub> et R<sub>2</sub> correspondent aux compositions des inclusions qui auraient le temps de se rééquilibrer avec l'olivine hôte à la température d'homogénéisation complète. Figure modifiée de Danyushevsky *et al.* (2000), d'après Laubier (2006).



Du fait de son coefficient de diffusion élevé, l'hydrogène est également un élément qui tend à se rééquilibrer rapidement avec l'olivine hôte. Ainsi, Qin *et al.* (1992) ont montré que les concentrations en H<sub>2</sub>O mesurées dans les inclusions magmatiques sont vraisemblablement différentes des compositions initiales de piégeage. Les inclusions peuvent perdre de l'hydrogène, et donc perdre de l'eau, si elles évoluent suffisamment longtemps à haute température : si le temps de résidence de l'olivine hôte dans la chambre magmatique est relativement long, ou bien lors d'une expérience à haute température prolongée (Massare *et al.*, 2002; Severs *et al.*, 2007). Plus récemment, Chen *et al.* (2011, 2013) ont également montré et quantifié ce phénomène de perte en eau des inclusions par diffusion lors du chauffage expérimental, leur permettant d'estimer la teneur initiale en eau des liquides piégés et le taux d'ascension du magma hôte. Une perte en eau est généralement détectée par un fort rapport D/H de l'inclusion, caractéristique de la diffusion d'hydrogène vers l'extérieur (Hauri, 2002a).

### **II-3 : Les inclusions magmatiques des OIB et le cas de La Réunion**

Les inclusions magmatiques présentent de plus grandes variabilités de composition que les laves, puisqu'elles enregistrent des instantanés des étapes intermédiaires de l'évolution des magmas, inaccessibles par l'analyse des roches totales (Schiano, 2003). De plus, certaines variabilités de composition des inclusions les plus primitives semblent directement liées à des hétérogénéités de source (e.g. Schiano, 2003; Sobolev *et al.*, 2000). Nous avons vu dans le chapitre I que les cibles privilégiées pour l'identification des hétérogénéités mantelliques sont les basaltes d'îles océaniques (OIB). Toutefois, les résultats des études d'OIB sur roches totales sont encore très controversés quant à l'échelle des hétérogénéités mantelliques et leur signification. Par ailleurs, il est fréquent d'échantillonner dans certaines laves de point chaud des xénoctaux antérieurs à la lave hôte (par exemple à Hawaï et La Réunion, Garcia, 1996; Pichavant *et al.*, 2016; Villemant *et al.*, 2009), dont les magmas parentaux sont généralement plus primitifs, et quasiment jamais échantillonnés en surface en termes de laves.

Les inclusions préservées au sein des minéraux des OIB permettent d'accéder aux magmas primitifs des îles océaniques, et aussi d'échantillonner de plus larges gammes de compositions (section II-1.3). Certains auteurs ont donc étudié des inclusions d'OIB pour traiter de problématiques propres aux points chauds : identifier la/les source(s) des panaches mantelliques et les différents réservoirs du manteau, caractériser les variations de taux de fusion partielle dans la formation des magmas et comprendre les systèmes de stockage des volcans boucliers et leur évolution dans le temps.

### II-3.1 : Inclusions magmatiques des OIB

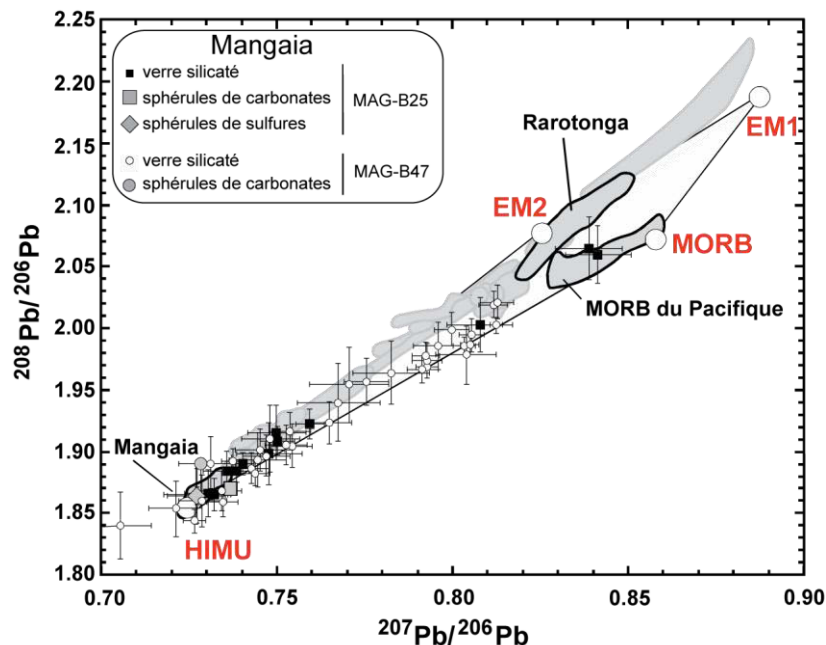
Généralement, les études se portent sur les inclusions piégées dans les cristaux primitifs, souvent l'olivine puisque c'est classiquement l'un des premiers minéraux dans la séquence de cristallisation des liquides basaltiques. Ainsi, les inclusions piégées dans les olivines des laves hawaïennes montrent une plus grande variabilité en éléments majeurs, volatils et traces que les laves. Les compositions en éléments majeurs des inclusions sont en accord avec celles des OIB hôtes, (tholéitiques et transitionnelles, e.g. Kent *et al.*, 1999), mais certaines sont picritiques avec jusqu'à 18 pds.% de MgO (Norman *et al.*, 2002; Sobolev *et al.*, 2000; Sobolev et Nikogosian, 1994).

Les éléments volatils peuvent être utilisés pour caractériser la nature des magmas d'île océanique, leurs systèmes de stockage et leurs modalités de transfert et de dégazage. Dans le cas d'Hawaï, sur la base des compositions d'inclusions piégées dans des olivines (notamment H<sub>2</sub>O, Cl et B), Hauri (2002a) et Kent *et al.* (1999) ont suggéré que les magmas issus du panache ont assimilé par circulation hydrothermale des composés dérivés de l'eau de mer. D'autre part, les teneurs en CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O des inclusions vitreuses peuvent renseigner sur la pression de piégeage des inclusions, et donc sur la profondeur des zones de stockage du magma (e.g. Bureau *et al.*, 1999, dans le cas de La Réunion).

Les éléments en traces des inclusions permettent de caractériser la nature de la source du panache ainsi que les modalités des processus de fusion. Norman *et al.* (2002) ont ainsi montré que les magmas hawaïens proviennent de la fusion d'une lithologie de type « lherzolite à grenat » et ont pu estimer l'évolution du taux de fusion partielle de cette source au cours du temps. De plus, la participation de certains composants dans la source du panache peut être détectée par les inclusions magmatiques, comme l'ont montré Sobolev *et al.* (2000) grâce aux anomalies positives en Sr de certaines inclusions hawaïennes qui n'étaient pas observées dans les laves. Ces anomalies témoigneraient de la présence de matériel gabbroïque océanique dans la source des magmas. Les éléments en traces peuvent également être couplés aux éléments volatils dans les inclusions pour investiguer les sources des magmas (e.g. Koleszar *et al.*, 2009).

Plusieurs processus peuvent donc engendrer la grande variabilité de compositions (éléments majeurs, traces et volatils) des inclusions des points chauds : hétérogénéité de source, fusion partielle, différenciation magmatique et tous les processus d'assimilation. Bien que nettement plus difficile à mettre en œuvre techniquement, l'analyse des compositions isotopiques des inclusions peut permettre de détecter des hétérogénéités à très petites échelles comparées à celles des laves.

Quelques études isotopiques ont été réalisées sur des inclusions (essentiellement piégées dans l'olivine) de laves représentatives des compositions extrêmes d'OIB dans les diagrammes de corrélation isotopiques, c'est-à-dire caractéristiques des pôles mantelliques enrichis (HIMU, EM1 et EM2, Jackson et Hart, 2006; Kobayashi *et al.*, 2004; Saal *et al.*, 1998, 2005, **Fig.II.7**). Là encore, les inclusions présentent de plus grandes variabilités compositionnelles que les laves, avec notamment 50% de la gamme des variations en isotopes du Pb des laves terrestres enregistrées dans des inclusions de laves de l'île de Mangaia, par Saal *et al.*, 1998 (Polynésie). Toutefois, le degré de ces hétérogénéités isotopiques a été questionné par Paul *et al.* (2011). Les études ont montré que l'ensemble des compositions isotopiques des inclusions semblent issues du mélange entre différents composants mantelliques (Jackson et Hart, 2006; Kobayashi *et al.*, 2004; Saal *et al.*, 1998, 2005; Yurimoto *et al.*, 2004), traduisant bien la présence d'hétérogénéités à très petites échelles dans la source du panache. Alors que les laves étudiées par Saal *et al.* (1998) sont homogènes en isotopes du Pb, les variations des compositions des inclusions de ces laves traduisent un mélange entre les pôles HIMU, EM2, et un composant proche de la lithosphère océanique. Des hétérogénéités de source ont également été démontrées par l'utilisation des isotopes du Li, B et Pb mesurés dans des inclusions d'Hawaï (Kobayashi *et al.*, 2004), ainsi que par les isotopes du Sr dans des inclusions de Samoa (Jackson et Hart, 2006).



**Figure II.7.** Rapport  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  des inclusions magmatiques piégées dans des olivines et clinopyroxènes de deux échantillons de basalte de Mangaia (MAG-B25 en carrés noirs et MAG-B47 en cercles vides). Pour MAG-B25: losanges gris, globules de sulfure; carrés gris, globules de carbonates. Pour MAG-B47: cercles gris, globules de carbonate. Les champs en gris correspondent aux compositions isotopiques de différents OIB (roches totales, voir citations dans Saal *et al.*, 2005).

Les différents pôles (composants) mantelliques sont montrés (HIMU, EM1 et EM2), ainsi que les compositions des MORB. Les barres d'erreur représentent la précision analytique en  $2\sigma$ . Figure modifiée d'après Saal *et al.* (2005).

### II-3.2 : Inclusions magmatiques des laves de La Réunion

Les inclusions magmatiques primaires sont communes à La Réunion, notamment dans les olivines. La séquence de cristallisation communément acceptée pour les magmas réunionnais est olivine-clinopyroxène-plagioclase, les cristaux d'olivine offrent donc un accès privilégié aux liquides primitifs. Les travaux précédents sur les inclusions des produits volcaniques de l'île de La Réunion ont quasi-exclusivement porté sur les olivines et quelques spinelles. Ce sont en grande partie des analyses de compositions en éléments majeurs qui ont été effectuées. Les inclusions des olivines du Piton de la Fournaise ont des compositions transitionnelles à tholéïtiques (e.g. Bureau *et al.*, 1998a; Clocchiatti *et al.*, 1979; Di Muro *et al.*, 2014), et les teneurs en MgO varient de 8 à 10 pds.% (Bureau *et al.*, 1998a), de 8 à 11,5 pds.% (Famin *et al.*, 2009), et de 5,5 à 7 pds.% (Villemant *et al.*, 2009), après correction numérique de l'olivine aux parois. Sobolev et Nikogosian (1994) ont analysé des inclusions jusqu'à ~14 pds.% de MgO dans des olivines du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, qui ont permis d'étudier la genèse des magmas primaires de La Réunion, de compositions picritiques (16-20 pds.% de MgO). Toutefois, les teneurs en MgO de ces inclusions doivent être interprétées avec précaution du fait du chauffage expérimental à haute température (jusqu'à 1345 °C). En effet, Laubier (2006) a suggéré que lors de ces expériences conduites à 1345-1350°C, il y avait eu une dissolution de l'olivine hôte dans l'inclusion. Clocchiatti *et al.* (1979) ont utilisé les inclusions vitreuses d'olivines primitives et de spinelles pour montrer le caractère cumulatif des olivines d'océanites de La Réunion. Une certaine variabilité des compositions des inclusions a pu être mise en évidence: Bureau *et al.* (1998a) ont analysé des inclusions de nature tholéïtite dans des olivines de la rift zone Nord-Ouest du Piton de la Fournaise, appartenant à des cônes adventifs (Piton de Caille et Piton Chisny), alors qu'elles sont légèrement alcalines dans la partie centrale et Sud-Est du volcan. Des inclusions vitreuses plus récentes présentent des variations en termes de  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $K_2O/TiO_2$  et  $CaO/Al_2O_3$ , qui ne sont pas observables dans les verres matriciels (Welsch *et al.*, 2009). Famin *et al.* (2009) ont analysé les inclusions vitreuses d'olivines récentes du Piton de la Fournaise afin d'investiguer les stockages et transferts de magmas sous le volcan. Ils ont proposé que les différents types de magmas émis par le volcan soient issus d'un même magma parental, via différentes lignées d'évolution selon

les niveaux de stockage. Welsch *et al.* (2009, 2013) ont également étudié les inclusions dans le but de comprendre la croissance et l'évolution des cristaux.

Les teneurs en CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O des inclusions vitreuses ont permis de contraindre des pressions de piégeage et donc de cristallisation des olivines hôtes sous le Piton de la Fournaise (Bureau *et al.*, 1998a, 1998b, 1999; Famin *et al.*, 2009). Différentes zones de stockage ont ainsi été définies (en combinant les résultats avec les données sismiques et les inclusions fluides et secondaires dans les dunités), telles que présentées en Chapitre I (section I-2.3). Il faut noter que les olivines des cônes adventifs Piton de Caille et Piton Chisny proviendraient de niveaux plus profonds (section I-3.2.2). Il est fréquent de trouver des globules de sulfure précipités dans les inclusions vitreuses des olivines, témoignant de la saturation des liquides silicatés en composants sulfurés (Bureau *et al.*, 1998b; Clocchiatti *et al.*, 1979; Di Muro *et al.*, 2014; Laubier, 2006; Sobolev et Nikogosian, 1994). Bien que les teneurs en S des inclusions semblent typiques des MORB (400-1700 ppm) selon Bureau *et al.*, (1998b), Laubier (2006) a analysé des teneurs entre 2430 et 3140 ppm au Piton de Caille (cône adventif). Les teneurs en Cl sont quant à elles typiques de basaltes alcalins (200-300 ppm, Bureau *et al.*, 1998b).

Peu d'études ont été réalisées sur les éléments en traces des inclusions de La Réunion. Laubier (2006) a mis en évidence des spectres normalisés typiques des OIB, c'est-à-dire enrichis en éléments incompatibles. Elle a proposé que la source du panache mantellique de La Réunion ait été légèrement et précocement différenciée. Récemment, Di Muro *et al.* (2014) ont publié des données en éléments en traces, mais aussi majeurs et volatils des inclusions des olivines de l'éruption de 2007 (section I-2.3). Combinées aux données des cristaux et des laves, elles ont permis d'étudier l'évolution du magma durant toute la séquence éruptive. Les résultats soulignent une large gamme de compositions en éléments en traces pour les inclusions, notamment pour des laves de même composition isotopique.

Aucune étude isotopique sur les inclusions de La Réunion n'a été publiée à notre connaissance.

Les inclusions piégées dans les olivines magnésiennes sont les principaux outils de cette thèse, afin d'échantillonner des compositions plus primitives que les laves. Les principales cibles sont les cônes adventifs, peu étudiés auparavant, dont les olivines plus magnésiennes sembleraient provenir de niveaux plus profonds (e.g. Bureau *et al.*, 1998a, 1998b; Welsch *et al.*, 2013). De même, aucune étude n'a été publiée sur les inclusions des plagioclases de La Réunion, qui font l'objet d'une partie de ce manuscrit.

## Chapitre III : Méthodologie

---

Les échantillons de cette thèse ont été choisis de façon à aborder des problématiques liées (1) à la source du panache mantellique de La Réunion, (2) aux séries magmatiques anciennes, et (3) au recyclage des cristaux. Ils proviennent des **cônes adventifs** et l'éruption **Hudson** de 1998 (et leurs cristaux d'**olivine**) et des **Basaltes Porphyriques à Plagioclase** (et leurs cristaux de **plagioclase**).

- Les **cônes adventifs** et **Hudson** (Piton de la Fournaise) ont été choisis afin d'accéder à des cristaux d'olivine primitive pour étudier la source du point chaud et le recyclage des cristaux. De plus, ils représentent les seules éruptions de laves correspondant au groupe dit « **Groupe Anormal** » (**AbG**).
- Les **Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP)** font partie des Séries Différenciées du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Il s'agit de laves anciennes, très peu étudiées à La Réunion.

Ce chapitre se divise en cinq parties, avec premièrement la présentation de l'échantillonnage (partie III-1), puis la description des techniques analytiques utilisées pour les principaux outils de cette thèse : la pétro-géochimie des laves et les inclusions magmatiques primaires (parties III-2, III-3, III-4). Enfin, la dernière partie est consacrée aux résultats des analyses sur les inclusions et aux stratégies d'exploitation des données (partie III-5). Les principaux acronymes utilisés dans cette thèse sont présentés dans le tableau synthétique A1 (cf. Annexe A).

### III-1 : Echantillonnage

#### III-1.1 : Echantillonnage des cônes adventifs et du cratère Hudson

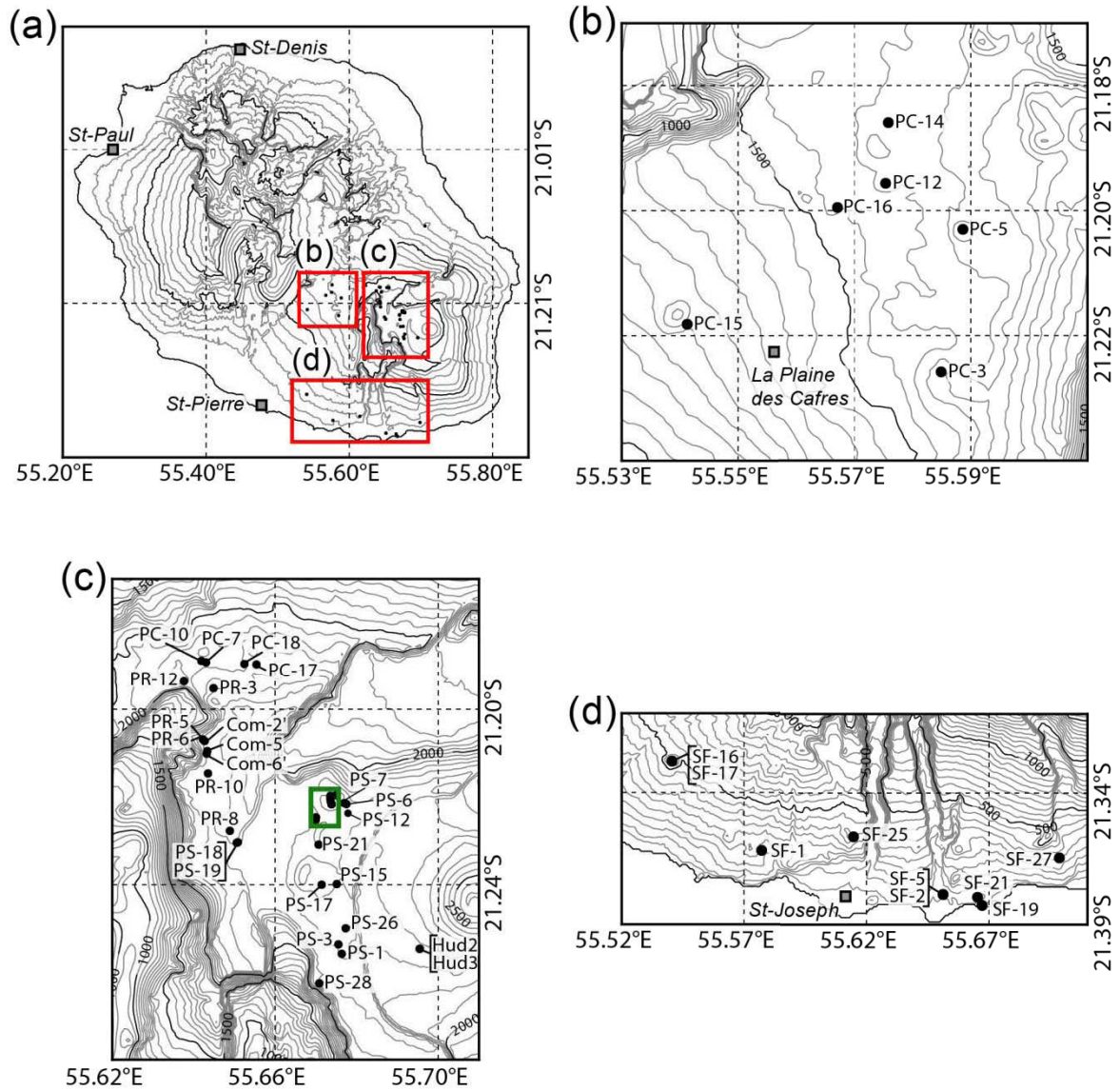
Ces échantillons ont été collectés lors de plusieurs missions de terrain :

- les échantillons du groupe « ADC » : Ils proviennent d'une mission de 2010 (B.G.J Upton, P. Bachèlery, P. Mairine et N. Odling, cf. Bachèlery *et al.*, 2014). Il s'agit de trente échantillons de coulées de lave, issus de vingt-huit cônes adventifs différents, situés essentiellement sur la Plaine des Cafres et le flanc Sud du volcan (Annexe A). Ces échantillons ont été précédemment analysés par ces auteurs, notamment en

éléments majeurs sur roche totale. Les données issues de ces analyses et utilisées dans cette thèse sont présentées en Annexe C.

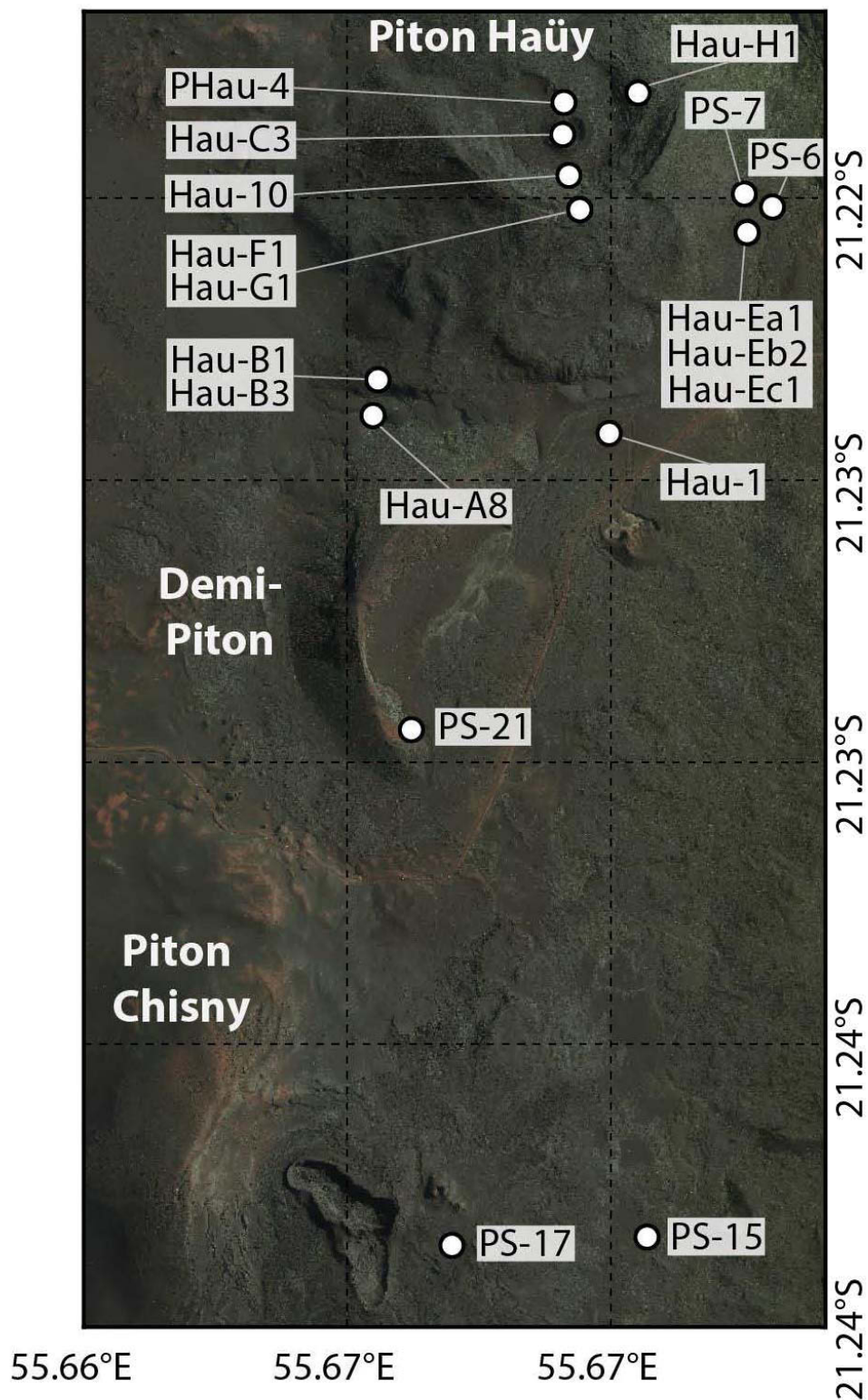
- les échantillons des groupes « 514 » et « 0615 » : Ils ont été collectés lors de deux missions effectuées dans le cadre de cette thèse, en Mai 2014 et Juin 2015, respectivement. Il s'agit essentiellement d'échantillons pyroclastiques. Les échantillons du groupe « 514 » proviennent de vingt-six cônes adventifs différents, localisés sur les principales zones suivantes : Plaine des Cafres (échantillons « PC »), Plaine des Remparts (« PR »), Plaine des Sables (« PS) et flanc Sud (« SF »), ainsi que le cratère Hudson (l'échantillon 514Hud3). Les échantillons du groupe « 0615 » correspondent en grande partie au Piton Haüy (Plaine des Sables), mais également au cratère Commerson (Plaine des Remparts). Trente-neuf échantillons de roche du groupe « 514 » et dix-sept échantillons du groupe « 0615 » ont été étudiés dans cette thèse (Annexe A).

L'échantillonnage a été réalisé de façon à couvrir toutes les zones du massif du Piton de la Fournaise où se situent les cônes adventifs, en considérant une large gamme de produits éruptifs : échantillons de coulées et de projections (scories, bombes), massifs ou vacuolaires, certains relativement aphyriques, d'autres riches en olivine, voire cumulatifs (de type « océanites »). L'ensemble des échantillons (ou zones d'échantillonnage) collectés et étudiés durant cette thèse est localisé en **figure III.1**. La **figure III.2** représente la Plaine des Sables, avec notamment les échantillons du groupe « 0615 ». La **figure III.3** montre différents secteurs géographiques dans lesquels sont concentrés certains cônes adventifs (p.ex. Fig.III.3.a, la Plaine des Cafres ; Fig.III.3.b, le flanc Sud ; Fig.III.3.c, la Plaine des Sables), ainsi que certains cônes en particulier. Le cratère Hudson (éruption de 1998), au sein de l'Enclos Fouqué, est également visible (Fig.III.3.h). Les localisations précises ainsi que différentes observations sur les échantillons sont présentées en Annexe A.

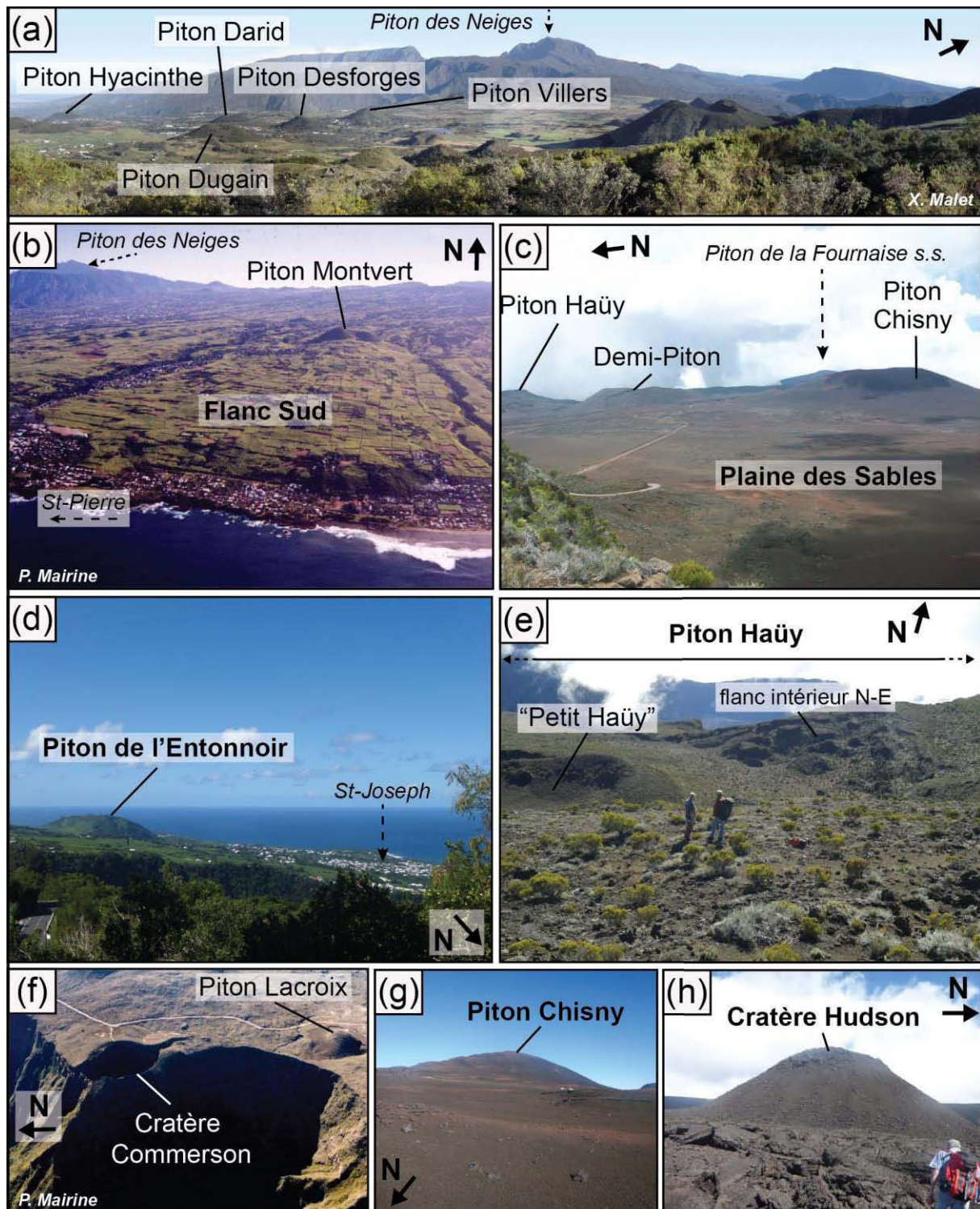


**Figure III.1.** Localisation des échantillons de roche des cônes adventifs du Piton de la Fournaise (île de La Réunion) étudiés, collectés lors des missions de Mai 2014 et Juin 2015. (a) Localisation des principales zones d'échantillonnage (encadrés rouges). (b) La Plaine des Cafres (« PC »). (c) Localisation des échantillons sur les zones à l'Ouest de la zone sommitale du Piton de la Fournaise, correspondant aux échantillons du groupe « 514 », excepté ceux du flanc Sud (« PR », Plaine des Remparts ; « PC », partie NE de la Plaine des Cafres, « PS », Plaine des Sables), et aux échantillons du groupe « 0615 » (« Com », cratère Commerson). Les échantillons du groupe « 0615 » du Piton Haüy sont concentrés dans l'encadré vert et sont détaillés en figure III.2. (d) Le flanc Sud (« SF »).





**Figure III.2.** Localisation des échantillons du groupe « 514 » étudiés provenant de la Plaine des Sables (« PS ») et des échantillons du groupe « 0615 » du Piton Haüy (« Hau », cf. encadré vert en figure III.1). Les trois cônes adventifs principaux de la Plaine des Sables sont montrés : Piton Haüy, Demi-Piton et Piton Chisny.

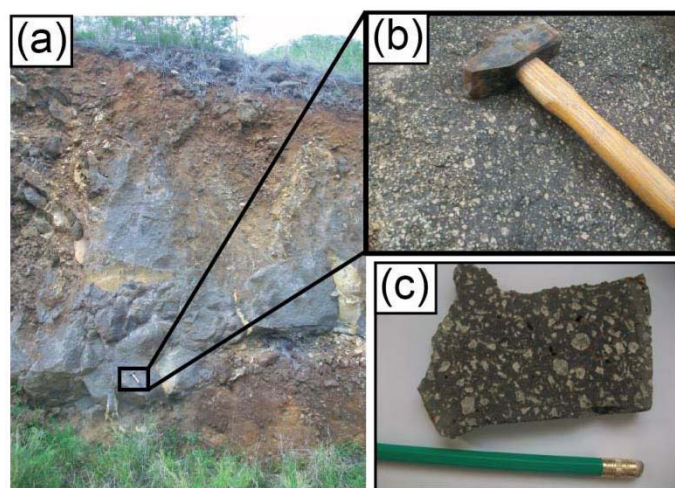


**Figure III.3.** Photographies de cônes adventifs de La Réunion et du cratère Hudson. (a) La Plaine des Cafres. Les cônes identifiés ont été étudiés dans cette thèse. Le Piton des Neiges apparaît en arrière-plan, son sommet étant indiqué par une flèche. Photographie de *X. Malet*. (b) Piton Montvert (flanc Sud). Photographie de *P. Mairine*. (c) Les trois cônes adventifs principaux de la Plaine des Sables. La zone sommitale du Piton de la Fournaise (s.s.) apparaît en arrière-plan. (d) Piton de l'Entonnoir 2 (flanc Sud). (e) Flanc interne Nord-Est du Piton Haüy (Plaine des Sables), vu depuis le sommet de son flanc Sud-Est. (f) Cratère Commerson (Plaine des Remparts). Photographie de *P. Mairine*. (g) Piton Chisny (Plaine des Sables). (h) Cratère Hudson (Enclos Fouqué).



### III-1.2 : Echantillonnage des Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP)

Les échantillons proviennent d'une part d'études antérieures (Boujibar, 2009; Smietana, 2011). Les données en éléments majeurs (roche totale) obtenues lors de ces travaux sont présentées en Annexe C. L'échantillonnage a été complété dans le cadre de cette thèse (mission de Février 2013). L'objectif était de sélectionner des échantillons de BPP correspondant aux différentes périodes d'éruption de ces laves, sur les deux massifs volcaniques (sections I-2.2 et I-2.3) : de 340-250 ka et de 140-100 ka au Piton des Neiges (d'après Kluska, 1997) et 527 ka sur l'affleurement de la Rivière des remparts (massif du Piton de la Fournaise). À l'affleurement, les coulées de BPP sont généralement massives (**Fig. III.4**).

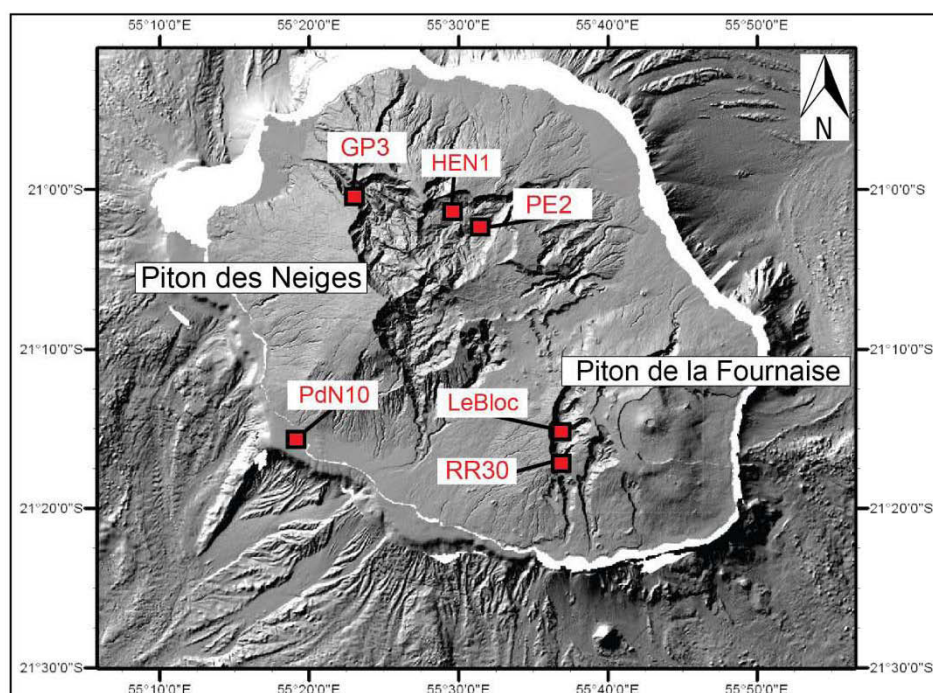


**Figure III.4.** (a) Photographie d'un affleurement de BPP du Piton des Neiges (Etang-Salé, Route des Tamarins, S-O de La Réunion), sous la forme d'une coulée visqueuse, d'une épaisseur de 8 m environ, et d'au moins 300 m de large. (b) Les macrocristaux de plagioclase (en blanc) sont nettement reconnaissables au sein de la matrice grise. (c) Exemple d'échantillon macroscopique de BPP étudié dans cette thèse (échantillon PdN10).

Sur l'ensemble de nos échantillons, six ont été retenus pour l'étude des inclusions magmatiques primaires (**Fig. III.5**) :

- Piton des Neiges : les échantillons GP3 et HEN1 (Boujibar, 2009) sont issus de rivières (prélevés sous forme de blocs) : Rivière des Galets (à l'embouchure du Cirque de Mafate) et Ravine Camp d'Henri (cirque de Salazie), respectivement. PdN10 (Smietana, 2011) provient d'un affleurement sur la côte Sud-Ouest de l'île (Etang Salé). L'échantillon PE2 fut prélevé lors de la mission effectuée dans le cadre de cette thèse (février 2013), au Piton d'Enchaing (cirque de Salazie).
- Piton de la Fournaise : deux échantillons (LeBloc et RR30) ont été prélevés dans la paroi en rive droite de la Rivière des Remparts.

La localisation précise de chaque échantillon est présentée en Annexe A (voir aussi *Electronic Appendix 1* de l'article du chapitre V).



**Figure III.5.** Modèle numérique de terrain de l'île de La Réunion, avec la localisation des six échantillons de roche de BPP sélectionnés pour cette étude.

## III-2 : Techniques analytiques des laves

Les échantillons de roche prélevés dans le cadre de cette thèse sont d'abord sciés de façon à enlever l'altération éventuelle et conserver uniquement le cœur « frais » et représentatif de la roche. Ils sont ensuite broyés (broyeur en agate) pour obtenir les poudres d'échantillon à analyser. Vingt échantillons ont été sélectionnés pour l'analyse de leurs compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb, Hf). En parallèle, au moins une esquille de chaque échantillon est préparée pour la conception de lames minces polies à 30  $\mu\text{m}$  (C. Constantin, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand). De plus, un morceau supplémentaire est généralement scié et conservé dans le cas d'une étude des inclusions magmatiques (partie III-4).

### III-2.1 : Analyses des éléments majeurs à l'ICP-AES

La composition en éléments majeurs sur roche totale des échantillons est mesurée au spectromètre d'émission atomique associé à un plasma inductif d'argon : ICP-AES ULTIMA C, au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV, Clermont-Ferrand). Trente-trois échantillons du

groupe « 514 » et quinze échantillons du groupe « 0615 » ont été analysés, en plusieurs sessions d'analyses. Le traitement chimique, inspiré de Cantagrel et Pin (1994) et Murray *et al.* (2000), est présenté en Annexe B. Le standard basaltique BHVO-1 est mesuré régulièrement et l'erreur analytique est ainsi estimée à ~1 % pour SiO<sub>2</sub> et MgO, < 2,5 % pour Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, < 5 % pour Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> et MnO, et < 7 % pour P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, et ~ 10 % pour K<sub>2</sub>O. Les données obtenues sont en Annexe C, ainsi que celles des échantillons du groupe « ADC », issues d'études précédentes.

### III-2.2 : Analyses des éléments en traces à l'ICP-MS

La composition en éléments en traces sur roche totale est mesurée au spectromètre de masse couplé à un plasma inductif d'argon (ICP-MS, Agilent 7500-cs) au LMV pour seize échantillons du groupe « ADC » et vingt-quatre échantillons du groupe « 514 », en plusieurs sessions d'analyses. Le traitement chimique par « voie humide » est décrit en Annexe B. Le standard (BEN) utilisé pour la calibration externe est détaillé dans Chauvel *et al.* (2011). La reproductibilité externe est inférieure à 10 % (1 $\sigma$ ) pour la plupart des éléments en traces. Les standards de référence BIR-1 et BHVO sont analysés environ tous les 4 à 5 échantillons pour contrôler la qualité de la mesure. Les résultats des échantillons sont présentés en Annexe C.

### III-2.3 : Analyses des isotopes du Sr au TIMS et du Nd au MC ICP-MS

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd de vingt échantillons « ADC » (12) et « 514 » (8) sont mesurées au LMV, en solution au spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS Triton) et à l'ICP-MS à multi-collecteur (MC ICP-MS Neptune), respectivement. Seuls des échantillons ayant été auparavant analysés en éléments majeurs et traces sur roche totale ont été sélectionnés pour les analyses isotopiques, en ciblant préférentiellement des échantillons provenant de cônes adventifs étudiés plus en détails dans cette thèse (étude des inclusions magmatiques et/ou analyses des minéraux sur lames minces).

Le traitement chimique et notamment la séparation du Sr et du Nd sont réalisés au préalable d'après la méthode de Pin *et al.* (2014), détaillée en Annexe B. Les analyses du Sr au TIMS Triton se font en mode dynamique sans rotation de la matrice de relais sur un filament simple de Re. Les données ont été acquises en une session d'analyses de dix échantillons (et deux blancs), pour le Sr comme le Nd. Après correction du fractionnement de masse, par une loi exponentielle en utilisant les rapports de référence  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$  et  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ , les mesures isotopiques sont normalisées au standard NIST SRM 987 pour le Sr et au standard JNdi-1 pour le Nd. La reproductibilité externe est estimée par des analyses répétées du NIST SRM 987 pour le Sr et du JNdi-1 pour le Nd. Ces valeurs sont égales, au sein de la marge

d'erreur, à celles recommandées pour chaque standard. Les rapports des standards utilisés pour les corrections sont présentés avec les données en Annexe B.

Des analyses des isotopes du Pb et de l'Hf ont également été effectuées pour ces mêmes échantillons (J. Blichert-Toft, ENS Lyon). Ils ont été mesurés au MC ICP-MS Nu Plasma 500 HR du LGLTPE (ENS, Lyon). Les procédures chimiques et analytiques réalisées sont celles décrites dans Agranier *et al.* (2005), Blichert-Toft et Albarède (2009) et Blichert-Toft *et al.* (1997). Les données et erreurs associées sont reportées en Annexe C.

### **III-3 : Techniques analytiques des lames minces**

Les minéraux sont analysés à la microsonde électronique CAMECA SX100 (LMV, Clermont-Ferrand). Les conditions analytiques incluent une tension d'accélération de 15 kV, une intensité de courant de 15 nA et un temps de comptage de 10 s. Les minéraux ont été analysés dans vingt-deux échantillons de coulées de lave (groupe « ADC ») et dans vingt-deux échantillons essentiellement pyroclastiques (12 échantillons du groupe « 514 » et 10 échantillons du groupe « 0615 »), dont deux échantillons de l'éruption de Hudson. Ces analyses ont été réalisées dans le but de caractériser les échantillons, c'est-à-dire les différents types de laves émises par les cônes adventifs (basaltes à olivines ou basaltes cotectiques par exemple), et également d'identifier la nature des différentes phases (en termes de phénocristaux, micro-phénocristaux et microlites). Les analyses ont porté sur les olivines, mais également les pyroxènes, plagioclases et spinelles, lorsqu'ils étaient présents dans les échantillons. Un intérêt particulier a été porté sur l'analyse des olivines, d'une part pour détecter la présence de cristaux précoces, c'est-à-dire magnésiens, et d'autre part pour déterminer l'équilibre ou non des cristaux avec la lave hôte. Les échantillons présentant les olivines les plus magnésiennes ont ainsi été sélectionnés pour l'étude des inclusions magmatiques piégées au sein de ces olivines.

La composition de la mésostase des échantillons de BPP a également été obtenue à la microsonde électronique, par cartographie chimique. Pour chacun des échantillons, une cartographie a été effectuée sur une surface de 400 x 400  $\mu\text{m}$  (1 $\mu\text{m}$ /pixel) de la lame mince, avec un courant de 40 nA et un temps de comptage de 20 ms/pixel. Plus de détails sur la méthode d'estimation de la composition des mésostases sont présentés dans l'article présenté en Chapitre V, ainsi que les données obtenues.

### III-4 : Techniques analytiques des inclusions magmatiques

L'étude des inclusions s'est portée sur les échantillons estimés les plus pertinents, suite aux analyses sur roche totale et lame mince réalisées auparavant et selon les axes d'études présentés au début de ce chapitre.

Concernant l'étude de la source du point chaud de La Réunion, les échantillons de roche sélectionnés sont des laves des cônes adventifs et de Hudson contenant des olivines primitives ( $Fo > 85$ ). D'autres échantillons ont été choisis afin d'étudier les problématiques liées aux cônes adventifs (échantillons du groupe « 514 »), notamment le recyclage des cristaux d'olivine. Parmi eux, certains sont représentatifs de la série du « Groupe Anormal », et d'autres sont de type « océanites ». Les inclusions ont dans ce cas été analysées dans des olivines magnésiennes ( $Fo > 85$ ) et des olivines moins primitives ( $Fo < 85$ ).

De plus, les inclusions magmatiques piégées dans les plagioclases ont été préparées à partir de six échantillons de BPP, pour étudier la pétrogenèse de ces laves.

#### III-4.1 : Préparation des échantillons

Pour les échantillons, un morceau de roche précédemment scié est alors concassé au broyeur à mâchoires puis tamisé en différentes fractions (comprises entre 250  $\mu\text{m}$  et 2 mm).

Ces fractions sont ensuite triées à la main sous une loupe binoculaire, de façon à séparer les minéraux, plagioclase ou olivine selon l'étude. Ces cristaux sont collés avec de la résine thermo-active (« Crystalbond<sup>TM</sup> ») sur des lames de verre (sur plaque chauffante) et sont ensuite polis afin de permettre l'observation de l'intérieur du cristal au microscope optique. De façon générale, le polissage s'effectue sur des tapis de carbure de silicium (granulosité 1200 puis 2400), puis sur des tapis de polissage (marque Mécaprex) avec de la solution diamantée (6  $\mu\text{m}$ , 3  $\mu\text{m}$  et  $\frac{1}{4}$   $\mu\text{m}$ ). Les cristaux hôtes des inclusions magmatiques primaires sont alors décollés et préparés individuellement. Dans le cas des inclusions vitreuses, les cristaux sont directement inclus dans un mélange de résine et durcisseur au sein de plots de cuivre adaptés (4 mm de diamètre), afin d'être polis pour amener une ou plusieurs inclusions à l'affleurement du cristal. Dans le cas des inclusions cristallisées, les cristaux hôtes sont polis légèrement sur la face opposée afin de faciliter leur mise en place individuelle et leur observation dans la platine micro-thermométrique utilisée pour homogénéiser les inclusions (section III-4.2). Une fois la ou les inclusion(s) homogénéisée(s), le cristal hôte peut être inclus dans un plot et polis pour amener l'inclusion à l'affleurement. La surface du cristal et plus particulièrement celle de l'inclusion doivent être lisses et planes pour les analyses in-situ. Les cristaux ont été

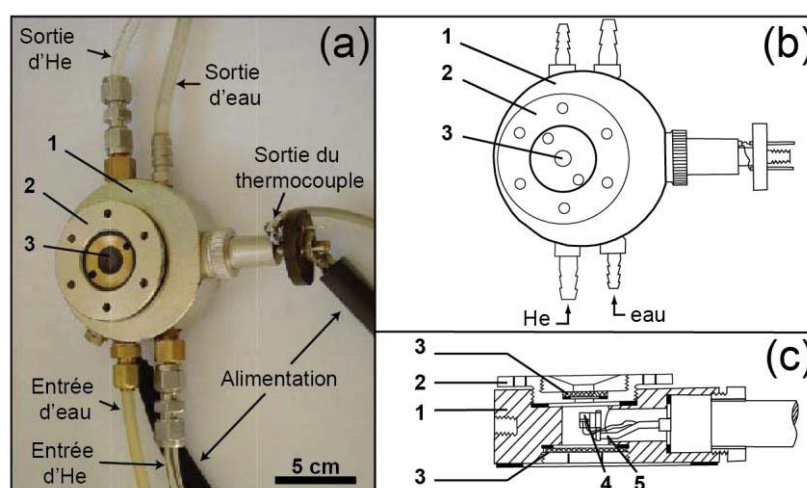
sélectionnés sur le fait qu'ils contenaient des inclusions suffisamment grandes ( $> 15 \mu\text{m}$ ) pour les analyses, mais également éloignées du bord du cristal et de toute fracture.

### III-4.2 : Micro-thermométrie optique

Les expériences de micro-thermométrie optique effectuées sur les cristaux visaient à homogénéiser les inclusions cristallisées de façon à obtenir un liquide homogène et restaurer sa composition chimique initiale de piégeage.

#### III-4.2.1 : Présentation du dispositif

Les expériences sont réalisées au LMV (Clermont-Ferrand), sur une platine chauffante 1 atm à contrôle optique de type Vernadsky (**Fig.III.6**, Sobolev *et al.*, 1980). L'appareil est relié à un microscope Nikon Eclipse LV100 auquel est fixée une caméra numérique, qui permet le suivi in-situ de l'homogénéisation sur un écran. La platine est constituée d'un four en Pt<sub>90</sub>-Rh<sub>10</sub> en forme de tube vertical (2 mm de diamètre et 6 mm de long), d'un porte-échantillon métallique (bague de Pt de 0,7 mm de haut et 0,1 mm d'épaisseur) et d'un thermocouple Pt-Pt<sub>90</sub>Rh<sub>10</sub> de type S fixé sur ce dernier. Le système est refroidi par circulation d'eau lors du chauffage. La fugacité d'oxygène est contrôlée et maintenue à  $10^{-9}$ - $10^{-10}$  atm grâce à un flux d'He purifié lors de son passage dans un four secondaire contenant un filament de Zr : les molécules d'oxygène du flux d'He sont alors piégées par le Zr chauffé à 700°C, empêchant ainsi l'oxydation de l'échantillon. L'utilisation d'un flux d'He permet également de tremper plus efficacement l'échantillon à la fin de l'expérience, de par la forte conductivité thermique de cet élément.



**Figure III.6.** (a) Photographie, (b) schéma associé et (c) schéma en coupe de la platine chauffante de modèle Vernadsky (Schiano, 2003; Sobolev *et al.*, 1980) du LMV, utilisée pour homogénéiser les inclusions magmatiques cristallisées. He, hélium ; 1, enceinte hermétique ; 2, couvercle vissé ; 3, fenêtre



en silicium permettant le suivi in-situ au microscope (x 2) ; 4, Four en Pt<sub>90</sub>Rh<sub>10</sub>, porte-échantillon et thermocouple Pt-Pt-<sub>90</sub>Rh<sub>10</sub>; 5, électrode. D'après Schiano (2003) et Sobolev *et al.*, (1980).

La préparation de l'échantillon à homogénéiser est effectuée sous loupe binoculaire. Le cristal est d'abord placé sur une rondelle de saphir (100-300 µm d'épaisseur), puis un point d'or et un point d'argent sont posés sur le cristal, non-loin de l'inclusion étudiée. L'ensemble est ensuite disposé sur le porte-échantillon de la platine. La température de fusion de l'or et de l'argent étant connue (1064°C et 961°C, respectivement), les points servent à contrôler la température du four, mesurée par le thermocouple. Dans cette thèse, la température mesurée est proche des températures de fusion des points d'or et d'argent. Précédemment, Laubier (2006) a calibré la platine avec notamment des points d'or et d'argent, estimant ainsi la reproductibilité de la température inférieure à 10°C (2σ).

La température d'homogénéisation, c'est-à-dire la température finale de l'expérience correspondant à l'homogénéisation complète du contenu de l'inclusion (c'est-à-dire la disparition de la bulle de retrait), peut être influencée par de nombreux paramètres, tels que la taille de l'inclusion, la vitesse de fusion des minéraux fils, ou encore la teneur en forstérite dans le cas de l'olivine hôte par exemple. C'est pourquoi elle diffère selon les échantillons. Il faut également noter que certains auteurs ont remis en cause les significations des températures d'homogénéisation, qui seraient modifiées par des mécanismes de perte en H<sub>2</sub>O par diffusion de l'inclusion et de déformation élasto-plastique du minéral hôte (e.g. Danyushevsky *et al.*, 2002; Gioncada *et al.*, 1998; Massare *et al.*, 2002; Schiavi *et al.*, 2016; Sobolev et Danyushevsky, 1994). Dans cette thèse, où le chauffage expérimental est utilisé dans l'unique but d'homogénéiser les inclusions cristallisées avant de les tremper par refroidissement rapide et d'analyser leur composition, l'idéal est de suivre un protocole semblable pour chacune des expériences, afin de pouvoir comparer les résultats entre eux. Les protocoles d'homogénéisation mis en place pour les différentes études de cette thèse sont présentés ci-dessous.

#### **III-4.2.2 : Protocoles suivis**

Seules les fractions de 500 µm à 2 mm ont été considérées dans la sélection des cristaux utilisés pour les expériences de chauffage.

Concernant les échantillons des cônes adventifs, les homogénéisations ont été effectuées sur les inclusions des échantillons du groupe « ADC ». En effet, ces échantillons issus de coulées de lave à refroidissement lent présentent des inclusions cristallisées. Ainsi, vingt-neuf

inclusions piégées dans vingt-deux cristaux d'olivine ont été homogénéisées. Deux séries d'expériences ont été réalisées. La première (série A) s'est portée sur deux échantillons de roches, ADC15 et ADC11 (Piton Vincendo et Piton Langevin, respectivement, flanc Sud du volcan), et la deuxième (série B) sur les échantillons ADC8, ADC12, ADC14, ADC22 et ADC27 (cônes situés sur la Plaine des Cafres et le flanc Sud, cf. Annexe A). Les inclusions sont d'abord chauffées à une vitesse de  $\sim 80^{\circ}\text{C}/\text{min}$  jusqu'à la fusion du point d'or ( $\sim 1064^{\circ}\text{C}$ ), puis à une vitesse de  $\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{min}$ . La durée moyenne des expériences est d'environ 45 minutes pour atteindre la température finale (température d'homogénéisation), suivie d'environ 10 minutes d'état stationnaire à cette température, avant la trempe du système (arrêt brutal du chauffage et augmentation du flux d'He). Lors des expériences de la série A, les températures d'homogénéisation étaient comprises entre  $1188$  et  $1260^{\circ}\text{C}$  (moyenne de  $1216^{\circ}\text{C}$ ). Les expériences suivantes (série B) ont été menées jusqu'à des températures plus basses, de  $1122$  à  $1184^{\circ}\text{C}$  (moyenne de  $1157^{\circ}\text{C}$ ). La figure 2c-d de l'article du chapitre IV illustre le type de changements opérés sur une inclusion cristallisée avant et après homogénéisation. Certaines températures se sont avérées trop basses pour obtenir une complète homogénéisation des inclusions. Les résultats de ces expériences sont discutés dans la section III-5.2.1.

Dans le cas des BPP, les inclusions sont toutes très cristallisées et doivent donc également être homogénéisées. Elles sont chauffées à une vitesse de  $\sim 100^{\circ}\text{C}/\text{min}$  jusqu'à une température d'environ  $1000^{\circ}\text{C}$ , quand les premiers minéraux fils commencent à fondre. La vitesse est ensuite réduite à  $\sim 8^{\circ}\text{C}/\text{min}$ . La durée moyenne du chauffage est de 50 min, avant la trempe. Pour l'ensemble des échantillons, les températures d'homogénéisation étaient comprises entre  $1150$  et  $1200^{\circ}\text{C}$ . La figure 3 de l'article du chapitre V illustre une expérience type sur ces échantillons.

Même si de nombreuses inclusions ont pu être correctement homogénéisées, plusieurs se sont déstabilisées lors de l'élévation de la température, notamment par fracturation de la paroi, entraînant une décrépitation de l'inclusion, une perte du contenu magmatique et la formation de nombreuses bulles. La décrépitation s'explique généralement par une teneur relativement élevée en éléments volatils, bien que les magmas de points chauds possèdent généralement des concentrations faibles en ces éléments. La faible résistance du système pourrait aussi être liée à la nature du minéral hôte : le plagioclase est moins résistant que l'olivine, possède un meilleur clivage, et les cristaux sont souvent fracturés et altérés.

Seules les inclusions correctement homogénéisées ont été considérées pour cette étude, soit dix-huit inclusions traitées thermiquement (dans 14 cristaux de plagioclase).

Sur l'ensemble des homogénéisations (pour les cônes adventifs et pour les BPP), la bulle de retrait ne disparaissait jamais lors des expériences, même à très haute température. Les températures d'homogénéisation ont donc été supposées atteintes lorsque toutes les phases cristallines ont été refondues (e.g. Schiano, 2003). La persistance de la bulle peut être attribuée à la forte teneur en éléments volatils dans l'inclusion. Cependant, les liquides de type OIB ne présentent généralement pas de teneurs importantes en éléments volatils. Il pourrait donc s'agir d'une conséquence de la déformation élastique du minéral (cf. section II-2.3.1), qui aboutirait à ce que les conditions de pression initiale du système ne soient pas reproduites (Schiano et Bourdon, 1999). Ce constat nous amène à considérer les températures d'homogénéisation comme des températures minimales, proches toutefois de celles de piégeage.

Aucune correction numérique de la composition n'a été effectuée sur les inclusions homogénéisées. Toutefois, dans le cas des BPP, les premières inclusions homogénéisées ont été analysées au microscope optique à balayage afin de vérifier l'homogénéité du verre, c'est-à-dire la fusion de tous les minéraux fils (sections III-4.3.2 et III-5.2.2).

### **III-4.3 : Microscope électronique à balayage (MEB)**

#### ***III-4.3.1 : Analyse de la teneur en forstérite des olivines hôtes pour l'étude des inclusions magmatiques***

Afin de s'assurer du caractère le plus primitif possible des inclusions piégées au sein des olivines des cônes adventifs, celles-ci ont été analysées entre l'étape d'identification d'inclusions magmatiques primaires dans les cristaux et la mise en résine définitive pour le polissage final (section III-4.1). Ces analyses sont effectuées au MEB du LMV, de type JEOL 5910 LV muni d'un détecteur de rayons X à sélection d'énergie (EDS). Il s'agit d'analyses semi-quantitatives effectuées en « low vacuum » (sous vide partiel) de 15 Pa, avec une tension d'accélération du filament de 20 kV et un temps d'analyse de 30 secondes. Le logiciel SPIRIT permet d'acquérir et de traiter ces analyses chimiques.

Cette méthode a été utilisée uniquement dans le cas des inclusions vitreuses (échantillons du groupe « 514 »). L'objectif est de ne sélectionner que les olivines les plus magnésiennes ( $Fo > 85$ ) pour l'analyse des inclusions magmatiques destinées à l'étude de la source du point chaud de La Réunion (Chapitre IV). Les inclusions des olivines moins primitives ont également été étudiées par la suite (Chapitre VI, partie VI-3). Il faut noter, toutefois, que les teneurs en Mg et Fe ne sont pas aussi précises que celles obtenues à la microsonde électronique. C'est pourquoi cinq olivines « standards » (dont les teneurs ont précédemment été analysées à la

microsonde électronique) sont analysées régulièrement lors de ces sessions analytiques. La comparaison des teneurs en Fe et Mg des olivines « standards » obtenues au MEB avec celles issues de la microsonde électronique permet de tracer une droite de calibration. Les compositions en Forsterite des cristaux d'olivine obtenues au MEB sont donc des estimations basées sur cette droite, qui se sont avérées généralement de 2 Fo.% supérieures aux valeurs mesurées par la suite à la microsonde électronique (cf. section III-4.4).

### ***III-4.3.2 : Imagerie en électrons rétrodiffusés et cartographie chimique***

Le MEB (LMV) a également été utilisé occasionnellement afin de (1) caractériser les minéraux fils des inclusions cristallisées et (2) vérifier l'homogénéité du verre après le chauffage expérimental des inclusions piégées dans les plagioclases (échantillons de BPP), en combinant l'imagerie en électrons rétrodiffusés ou BSEI (pour « Back Scattered Electron Imagery ») et les cartographies chimiques.

La BSEI permet de distinguer les minéraux constitués d'éléments « lourds » (avec un fort numéro atomique,  $Z$ ) de ceux constitués d'éléments « léger » (avec un faible  $Z$ ), grâce à un détecteur d'électrons rétrodiffusés (EBSD). Ce contraste « chimique » apporte des informations qualitatives sur la composition des minéraux. Dans le cas des échantillons de cette thèse, les minéraux les plus clairs (i.e. les plus brillants) sont les oxydes ferro-titanés, suivis des olivines, puis des clinopyroxènes, et enfin des plagioclases qui apparaissent en gris plus foncé. Les images étant acquises en HV (« high vacuum »), les échantillons sont auparavant polis et métallisés au carbone pour assurer la continuité électrique entre la surface de l'échantillon et l'appareil (les échantillons étant isolants). La tension d'accélération pour ce type d'imagerie est de 15 kV.

La cartographie chimique est réalisée directement après la BSEI, dans les mêmes conditions de vide et de tension d'accélération. Elle permet d'analyser les teneurs en divers éléments chimiques en tout point de l'image (grâce aux photons X émis par l'échantillon). Le logiciel SPIRIT est également utilisé pour ce type d'acquisition. La résolution de l'image est d'environ 0,14  $\mu\text{m}/\text{pixel}$ , sur une image de 1200 x 900 pixels (171 x 128  $\mu\text{m}$ ). Les éléments identifiés sont généralement Si, O, Fe, Mg, Al, Na, K, Mn, Ca, P et Ti. Pour une cartographie, la durée d'acquisition est d'environ deux heures. Il est possible d'étudier le spectre d'énergie enregistré pour chaque pixel de l'image (« hypermap »), de façon à obtenir les teneurs des divers éléments à un endroit précis de l'image, et ainsi identifier qualitativement les différents minéraux.

### III-4.4 : Microsonde électronique

Dans le cas des BPP, dix-huit inclusions piégées dans les plagioclases ont été analysées en éléments majeurs. Pour les cônes adventifs, les éléments majeurs ont été mesurés pour vingt-neuf inclusions homogénéisées (échantillons du groupe « ADC ») et soixante-douze inclusions vitreuses, et les éléments volatils pour dix-huit de ces inclusions vitreuses (échantillons des groupes « 514 » et « 0615 »). Les éléments majeurs des minéraux hôtes sont systématiquement mesurés lors des sessions d'analyses des inclusions. Ces analyses, ainsi que les mesures du pic du soufre dans certaines inclusions vitreuses, sont effectuées à la microsonde électronique CAMECA SX100 du LMV. Les échantillons polis sont métallisés au carbone avant les analyses.

La microsonde électronique est une technique d'analyse ponctuelle non-destructrice, dans laquelle l'émission d'un faisceau d'électrons bombarde la surface de l'échantillon, qui émet des rayons X lors de la désexcitation des atomes. Ces rayons sont ensuite diffractés par un cristal monochromateur et la dispersion des longueurs d'onde est ensuite détectée par des spectromètres WDS : la longueur d'onde des rayons X est caractéristique d'un élément.

#### III-4.4.1 : Analyses des éléments majeurs et volatils (S, Cl, F)

La tension d'accélération est de 15 kV. Les éléments majeurs sont mesurés avec un faisceau focalisé et un courant de 15 nA pour les minéraux hôtes et un faisceau de 10 ou 20  $\mu\text{m}$  et un courant de 4 à 8 nA pour les verres des inclusions. Les éléments sont mesurés par quatre spectromètres à rayons X WDS (spectromètres à dispersion d'ondes), en simultané. Les temps de comptages sont de 10 s pour Si, Na, Ca, Ti et P, 20 s pour Al et Mg, 30 s pour Mn et 40 s pour K et Fe. Les alcalins sont mesurés en premier pour limiter les pertes en Na. Les mesures des éléments volatils (S, Cl, F) dans les verres se font avec un courant de 80 nA, par 5 cycles d'analyse consécutifs de 10 s (S et Cl) ou 40 s (F) chacun, le but étant de limiter l'échauffement de la zone analysée pour diminuer la perte des éléments volatils, en faible concentration dans ces échantillons. Les incertitudes analytiques sur les verres ( $2\sigma$ ) sont obtenues par analyses répétées du standard basaltique VG-A99 (Jarosewich *et al.*, 1979). Dans le cas des inclusions piégées dans les olivines (échantillons des cônes adventifs et de Hudson), les incertitudes moyennes sont  $\sim 30\%$  pour  $\text{P}_2\text{O}_5$  et MnO,  $< 10\%$  pour  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $< 6\%$  pour FeO,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $< 5\%$  pour  $\text{TiO}_2$  et  $< \sim 3\%$  pour les autres oxydes. Pour les volatils, elles sont  $\sim 5\%$  pour le S,  $\sim 15\%$  pour le Cl et  $\sim 30\%$  pour le F. Les données brutes des inclusions sont présentées en Annexe D. Pour les inclusions des plagioclases des BPP, elles sont de  $\sim 28\%$  pour MnO,  $\sim 11\%$  pour  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $< 5\%$  pour  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $< 3\%$  pour Fe et  $2\%$  pour les autres oxydes ( $< 1\%$  pour  $\text{SiO}_2$  et

CaO). Les limites de détections moyennes pour le S, le Cl et le F sont 56, 60 et 389 ppm, respectivement, et celles des éléments majeurs sont présentées en Annexe B. De plus, plusieurs points d'analyses ont été effectués dans les inclusions des plagioclases : les incertitudes obtenues pour ces mesures répétées au sein d'une même inclusion sont inférieures à 0,5 pds.%, démontrant ainsi l'homogénéité de ces liquides chauffés expérimentalement. Les données sont présentées dans l'article du chapitre V.

Alors que les analyses ci-dessus sont effectuées en mode « ponctuel », des profils de mesures peuvent aussi être réalisés. Ceci a été utilisé pour établir des profils de mesure entre certaines inclusions et leur olivine hôte, de façon à observer le comportement des éléments comme le Fe et le Mg dans le système olivine-liquide (i.e. éventuel rééquilibrage par diffusion, cf. section II-2.3.2). Des profils d'environ 10  $\mu\text{m}$  de longueur ont été effectués dans les olivines au contact avec des inclusions homogénéisées (~ 10 points de mesures et un pas de ~ 1  $\mu\text{m}$ ). Les incertitudes analytiques ( $2\sigma$ ) sont ~ 1 % pour MgO et SiO<sub>2</sub> et < 2 % pour FeO.

Le mode « image » de la machine est également utilisé afin d'enregistrer des images en électrons rétrodiffusés (BSEI, cf. III-4.3.2). Certaines sont enregistrées dans le cadre de l'étude des mésostases des échantillons de BPP (article du chapitre V), mais la plupart sont réalisées lors de l'analyse des inclusions et de leur cristal hôte, ainsi que lors des analyses sur lame mince (cf. partie III-3). L'objectif est de mettre en évidence par contrastes « chimiques » les zonages des minéraux, la présence de minéraux fils dans les inclusions ou encore le rééquilibrage Fe-Mg entre l'inclusion et l'olivine hôte, comme discuté en partie III-5.

#### **III-4.4.2 : Mesures de la spéciation du soufre**

Dans les liquides silicatés, le soufre peut être présent sous sa forme réduite ( $\text{S}^{2-}$ ) mais également sous sa forme oxydée ( $\text{S}^{6+}$ ). La spéciation du soufre correspond donc au rapport  $\text{S}^{6+}/\text{S}_{\text{total}}$ , représentant la fraction molaire du S sous forme sulfate. Dans cette thèse, elle est mesurée afin de calculer la fugacité d'oxygène, dont l'estimation est nécessaire au calcul du rapport  $\text{Fe}^{\text{III}}/\text{Fe}_{\text{total}}$ . L'obtention de ce rapport est crucial pour estimer le  $K_D$  Fe-Mg entre l'inclusion et l'olivine hôte et ainsi calculer la composition du liquide à l'équilibre avec le minéral afin de corriger de la cristallisation post-piégeage d'olivine aux parois (cf. sections II-2.1.2 et II-2.2.1). En effet, nous avons vu dans le chapitre précédent que puisque la fugacité d'oxygène influe sur la spéciation du soufre, elle peut être obtenue par le calcul du rapport  $\text{S}^{6+}/\text{S}_{\text{total}}$  de l'inclusion.

Le rapport  $\text{S}^{6+}/\text{S}_{\text{total}}$  ( $= X(\text{S}^{6+})$ ) est estimé par les mesures du décalage du pic de la raie  $K_{\alpha}$  du soufre (en longueur d'onde) dans l'échantillon (l'inclusion), qui se décale différemment

entre ses pôles réduit et oxydé selon son degré d'oxydation (Carroll et Rutherford, 1988; Jugo *et al.*, 2005; Matthews *et al.*, 1999; Métrich et Clocchiatti, 1996; Wallace et Carmichael, 1994) :

$$\Delta\lambda(SK\alpha)_{\text{échantillon}} = \lambda(SK\alpha)_{\text{STD sulfure}} - \lambda(SK\alpha)_{\text{échantillon}} \quad (5)$$

$$X(S^{6+}) = \Delta\lambda(SK\alpha)_{\text{échantillon}} / \Delta\lambda(SK\alpha)_{\text{STD sulfate}} \quad (5')$$

où  $\lambda(SK\alpha)$  est la longueur d'onde de la radiation  $K\alpha$  du soufre et  $X(S^{6+})$  est la fraction molaire du pôle oxydé du soufre, comprise entre 0 (cas où l'échantillon est un sulfure) et 1 (cas où l'échantillon est un sulfate). Les standards (STD) de sulfate pur et de sulfure pur sont un standard de barytine ( $BaSO_4$ ) et un standard de sphalérite ( $ZnS$ ), respectivement.

Ces mesures sont effectuées par 4 balayages successifs de 10 secondes par un cristal diffracteur de type LPET. La tension d'accélération est de 15 kV et le faisceau émis de  $\sim 10 \mu\text{m}$  de diamètre pour un courant de 40 nA d'intensité. L'intensité est diminuée à 15 nA (faisceau focalisé) pour l'analyse des standards, plus riches en S. Les standards sont analysés 3 fois au début et à la fin de la mesure des échantillons.

Ces mesures ont été faites dans 11 inclusions vitreuses d'échantillons de cônes adventifs et de Hudson. Elles sont discutées en section III-5.1.

### III-4.5 : Analyses des éléments en traces au LA ICP-MS

Les concentrations en éléments en traces des inclusions magmatiques sont analysées par ablation laser (laser de type 193 ArF eximer) couplé à un ICP-MS (LA ICP-MS, LMV). Deux spectromètres différents ont été utilisés durant cette thèse : l'ICP-MS Agilent 7500 pour les inclusions des BPP et l'ICP-MS Thermo Element XR pour les inclusions des cônes adventifs et de Hudson. S'agissant d'une technique analytique destructrice, les analyses sont effectuées après celles des éléments majeurs à la microsonde électronique. Les échantillons, qui ont déjà été polis auparavant, sont nettoyés afin d'enlever la métallisation au C.

Le principe de cette technique d'ablation consiste à émettre un faisceau laser focalisé à la surface de l'échantillon, permettant une analyse in-situ et ponctuelle. L'aérosol alors produit est transporté depuis la cellule d'ablation par un flux d'He, puis par un flux porteur d'Ar dans le plasma où les particules sont ionisées. Les ions créés sont séparés dans l'ICP-MS en fonction de leur rapport masse sur charge, puis détectés et quantifiés. Dans le cas de l'Agilent 7500, il s'agit d'un analyseur quadripolaire. L'Element XR est un spectromètre à haute résolution, doté

d'une détection en monocollection (multiplicateur d'électron SEM et cage de Faraday). Ces dispositifs permettent donc la mesure des éléments en traces ou ultra-traces, à des teneurs très inférieures à 1 ppb.

L'énergie à la surface de l'échantillon est de 15 J/cm<sup>2</sup>. Le bruit de fond est mesuré systématiquement avant l'analyse d'un échantillon pendant 20 à 25 secondes. La mesure de l'échantillon dure 100 s. La taille de l'ablation laser sur les échantillons est de 15 ou de 20 µm de diamètre pour les inclusions des cônes adventifs et Hudson, selon la taille et de l'épaisseur de l'inclusion. Pour les inclusions des BPP, la taille est de 20 ou de 33 µm (excepté une inclusion mesurée par un spot de 15 µm). La fréquence du laser varie de 2 à 3 Hz. Les standards externes mesurés au début et à la fin de chaque session analytique sont les standards NIST610 et NIST612 (Gagnon *et al.*, 2008) et le standard BCR-2G, de façon à corriger la dérive temporelle de la machine et calculer les erreurs analytiques des mesures. Le BCR-2G est utilisé comme témoin pour contrôler la justesse des analyses. Les mesures des échantillons sont calibrées par rapport au NIST610, dont les teneurs sont les plus comparables. Le calcium (précédemment mesuré à la microsonde électronique pour chacun des échantillons) a été utilisé comme standard interne pour normaliser les mesures. Les spectres obtenus à l'ICP-MS sont traités individuellement sur le logiciel GLITTER (Van Achterbergh *et al.*, 2001), permettant notamment de retirer de l'étude les spectres au signal trop court. Ainsi, quinze inclusions homogénéisées sont considérées pour les échantillons de BPP et quarante pour les cônes adventifs et Hudson (22 inclusions homogénéisées et 15 inclusions vitreuses). Les données sont présentées en Tableaux III.1, III.2 et III.3 (excepté les inclusions des BPP, disponibles dans l'article du chapitre V).

L'erreur statistique sur les mesures est inférieure à 10 % ( $2\sigma$ ) sur l'ensemble des éléments, excepté le Ti (< 20 %). Les limites de détection sont présentées en Annexe B.



### III-5 : Résultats des analyses sur les inclusions et stratégie d'exploitation des données

Cette partie traite des résultats obtenus sur les analyses des inclusions magmatiques primaires des différentes études (échantillons des cônes adventifs et des Basaltes Porphyriques à Plagioclase). Les résultats des laves seront présentés ultérieurement, dans les chapitres concernés (voir également Annexe C).

#### III-5.1. Inclusions vitreuses piégées dans les olivines

Les compositions brutes en éléments majeurs et volatils des inclusions vitreuses piégées dans les olivines sont présentées en Annexe D. Elles appartiennent à des échantillons du groupe « 514 », excepté l'échantillon 0615HAU-1 (groupe « 0615 »). Chaque inclusion est notée « MI » (« melt inclusion »), suivie du nom de l'échantillon de roche dont elle provient, puis du numéro de cristal hôte prélevé dans cet échantillon : par exemple, l'inclusion MI PC7-4 correspond à une inclusion provenant de l'échantillon 514PC7 (cf. Annexe A), piégée dans le cristal d'olivine n°4. Les inclusions vitreuses analysées proviennent donc des cônes adventifs suivants : le Piton de Caille (échantillon 514PC7), le Piton Haüy (514PS12 et 0615HAU-1), le cratère Hudson (514Hud3), le Piton Chisny (514PS15) et le Demi-Piton (514PS21). Les échantillons 514Hud3 et 514PS21 sont des roches prélevées directement sur le cône, tandis que les échantillons 514PC7, 514PS12, 514PS15 et 0615HAU-1 correspondent à des cristaux d'olivine isolés, prélevés dans des placers associés au cône.

Les olivines hôtes ont des teneurs comprises entre  $Fo_{81,2}$  et  $Fo_{88,2}$  (valeur moyenne à  $Fo_{84,7}$ ). Les valeurs en  $Mg\#$  ( $= Mg / (Mg + Fe^{II})$ ) des inclusions sont comprises entre 0,42 et 0,65 (valeur moyenne de 0,54), pour un rapport  $Fe^{III}/Fe_{total}$  de 0,12. Le rapport  $Fe^{III}/Fe_{total}$  a été calculé d'après les mesures de la spéciation du soufre  $X(S^{6+})$  (cf. sections III.4.4.2 et II-2.2.1) réalisées pour les premières inclusions analysées, soit trois inclusions du Piton de Caille (échantillon 514PC7), deux inclusions du Piton Haüy (514PS12) et six inclusions du cratère Hudson (514Hud3). La valeur moyenne de  $X(S^{6+})$  est de 0,268 (0,12  $\sigma$ ), correspondant à une  $\Delta FMQ$  ( $= \log fO_2(\text{échantillon}) - \log fO_2(FMQ)$ ) de 0,986. Considérant une température de 1200°C (d'après les températures d'homogénéisation des inclusions cristallisées de cette étude, cf. section III.4.2.2.), le rapport moyen calculé est alors de 0,12 (0,02  $\sigma$ ), en cohérence avec celui calculé par Bureau *et al.* (1998b, 1999) pour les inclusions du cratère Hudson et du Piton de Caille. Ce rapport est utilisé pour le calcul du  $K_D^{Fe-Mg}_{Ol-Liq}$ .

Les  $K_D^{Fe-Mg}_{ol-Liq}$  sont tous inférieurs à 0,306 (valeur d'équilibre d'après Fisk *et al.*, 1988) : entre 0,131 et 0,287 (valeur moyenne de 0,219). Ces faibles  $K_D$  sont attribués à la cristallisation post-piégeage d'olivine hôte aux parois de l'inclusion (cf. section II-2.1.2). La composition de ces inclusions a donc été corrigée numériquement, suivant la méthode décrite en section II-2.2.1. Les pourcentages de cristallisation d'olivine hôte ( $x$  %, équation (4), section II-2.2.1) sont compris entre 1,36 et 12,94 % (valeur moyenne de 6,48).

Il faut également ajouter aux données présentées ci-dessus l'inclusion MI PS21-01 piégée dans une olivine Fo<sub>85,7</sub>, qui présente des valeurs de Mg# et  $K_D$  particulièrement faibles (0,35 et 0,089, respectivement, cf. Annexe D). La correction de la composition de cette inclusion nécessite donc un plus fort  $x$  (16,37 %, cf. Tableau III.2). Toutefois, aucun minéral fils n'est observable au microscope et la composition en éléments majeurs obtenue après correction est cohérente avec celle des autres inclusions piégées dans une olivine de teneurs en Fo semblable. Cette inclusion a donc été intégrée au jeu de données utilisé pour la discussion des résultats.

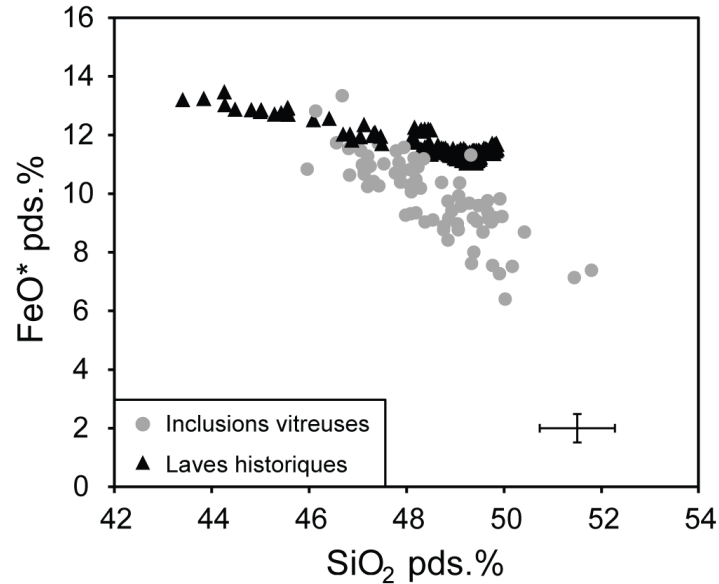
Excepté l'inclusion MI PS21-01, la grande majorité des inclusions présentant un faible  $K_D$ , et donc les plus fortes valeurs de  $x$  pour la correction, appartient à l'échantillon du cratère Hudson (514Hud3). Bien que les teneurs en MgO de ces inclusions soient particulièrement faibles avant la correction, aucun minéral fils n'est observé au microscope.

Après correction, les inclusions présentent des Mg# compris entre 0,57 et 0,70 (valeur moyenne de 0,63), associés à des teneurs en MgO comprises entre 5,90 et 10,55 pds.%. Le MgO est l'oxyde le plus affecté par la correction numérique, augmentant en moyenne de 2,7 pds.% pour ces données.

Les concentrations en éléments majeurs, volatils et en éléments en traces des inclusions vitreuses considérées dans cette thèse sont présentées dans les **Tableaux III.1** et **III.2**. Les compositions corrigées de la cristallisation d'olivine hôte post-piégeage sont celles en éléments majeurs, en S et en Cl.

La **figure III.7** met toutefois en évidence des teneurs en FeO\* plus faibles dans les inclusions corrigées de la cristallisation post-piégeage. En effet, cette « perte en fer », liée à la diffusion du fer de l'inclusion vers l'olivine hôte, ne peut être corrigée par la méthode numérique employée pour ces inclusions vitreuses, s'agissant d'une modification post-piégeage irréversible (cf. section II-2.3.2).

En tenant compte toutefois de cette incertitude concernant les concentrations en fer, les variations des concentrations en éléments majeurs corrigées des inclusions vitreuses pourront être observées dans les diagrammes binaires.



**Figure III.7 :** FeO\* versus SiO<sub>2</sub> (pds.%) des inclusions magmatiques vitreuses piégées dans les olivines des cônes adventifs. Les compositions de laves de type SSB (laves historiques, Vlastélic *et al.*, 2005, 2007) sont montrées pour comparaison, les inclusions étant plus proches des compositions de ce type que de celle des cônes adventifs (voir Chapitre VI). L'ensemble des inclusions est moins riche en fer que les laves. Les barres d'erreurs représentent l'erreur analytique ( $2\sigma$ ) des inclusions. FeO\* représente le fer total en Fe<sup>II</sup>.

**Tableau III.1 :** Concentrations en éléments majeurs (corrigées de la cristallisation aux parois) et traces des inclusions vitreuses des olivines des cônes adventifs et de Hudson

Echantillon	514PC7				514PS12		514Hud3					
	MI PC7-4	MI PC7-10	MI PC7-11	MI PC7-15	MI PS12-17	MI PS12-28	MI Hud3-2	MI Hud3-8	MI Hud3-7	MI1 Hud3-9	MI2 Hud3-9	MI3 Hud3-9
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	48,09	48,86	47,09	49,47	48,38	45,96	48,75	49,56	50,16	49,95	50,41	49,37
TiO <sub>2</sub>	2,65	2,73	2,63	2,62	2,73	2,89	2,57	2,92	3,15	2,94	2,91	2,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,61	14,11	13,06	13,48	14,54	12,81	14,41	14,44	14,13	14,05	14,27	14,74
MnO	0,22	0,21	0,15	0,12	0,07	0,22	0,26	0,08	0,12	0,25	0,19	0,17
FeO	8,97	8,12	9,82	8,54	8,04	9,65	7,90	7,84	6,74	8,22	7,72	7,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	1,15	1,30	1,18	1,11	1,32	0,97	0,95	0,87	1,12	1,09	0,98
MgO	9,64	8,33	9,47	9,38	9,23	10,55	8,39	7,98	7,56	8,86	8,06	7,92
CaO	10,83	11,11	11,74	10,88	11,03	11,62	12,51	11,96	12,34	11,27	11,32	12,18
Na <sub>2</sub> O	2,22	2,48	2,20	2,31	2,54	2,07	2,34	2,22	2,52	2,52	2,57	2,62
K <sub>2</sub> O	0,63	0,58	0,74	0,63	0,67	0,31	0,62	0,77	0,66	0,74	0,82	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,30	0,24	0,32	0,34	1,39	0,30	0,35	0,31	0,40	0,28	0,34
S (ppm)	1275	1285	1733	1289	1223	815	942	1180	869	960	1088	880
Cl	261	235	331	249	321	176	290	334	318	316	283	327
F	608	597	425	432	427	467	530	393	661	436	682	632
Mg#	0,66	0,65	0,63	0,66	0,67	0,66	0,65	0,64	0,67	0,66	0,65	0,66
Fo (%) Ol.H.	86,2	85,7	84,9	86,5	87,0	86,4	86,1	85,6	86,7	86,3	85,9	86,6
X (%)	6,72	3,73	8,52	5,81	5,84	7,16	11,06	11,43	8,11	5,98	4,07	4,84
Sc (ppm)	30,44	—	34,26	32,02	26,89	—	35,25	36,18	33,17	28,00	29,81	35,18
Ti	18069	—	16857	18289	18174	—	17463	20361	21062	17906	17158	18405
Rb	19	—	21,32	17,53	22,55	—	21,35	23,01	22,97	19,79	17,86	17,86
Sr	360,1	—	382,9	361,9	389,5	—	371,5	420,2	417,2	370,9	360,0	421,1
Y	24,01	—	24,44	25,47	26,62	—	26,75	29,33	33,71	26,96	25,66	29,53
Zr	189,0	—	155,4	165,0	181,5	—	163,0	206,5	195,0	194,7	180,7	206,5
Nb	21,93	—	22,57	19,59	26,07	—	22,60	26,69	26,10	23,47	22,10	24,69
Ba	120,2	—	178,7	134,7	140,1	—	138,1	165,9	168,5	149,4	147,1	154,7
La	20,34	—	20,77	19,08	23,45	—	20,14	22,87	21,22	21,08	20,09	23,71
Ce	46,52	—	46,37	43,36	53,34	—	45,55	54,30	47,28	48,08	45,88	48,51
Nd	26,53	—	25,51	24,54	28,77	—	25,98	30,07	27,48	28,01	25,16	30,83
Sm	6,55	—	7,090	6,130	6,480	—	6,390	8,130	7,690	6,730	6,410	7,730
Eu	2,103	—	2,090	2,072	2,175	—	2,195	2,380	2,660	2,166	2,040	2,760
Gd	6,27	—	6,660	6,470	6,210	—	6,370	7,150	8,060	6,560	6,410	6,710
Tb	0,925	—	0,837	0,982	0,947	—	0,947	1,212	1,243	0,961	0,844	0,961
Dy	5,23	—	5,530	5,540	5,660	—	5,420	6,390	6,080	5,720	5,490	5,980
Ho	0,979	—	0,923	1,047	1,045	—	1,160	1,240	1,104	1,131	0,981	1,247
Er	2,437	—	2,540	2,692	2,780	—	2,800	2,960	2,750	2,810	2,240	3,190
Yb	1,993	—	1,810	2,165	2,273	—	2,380	2,720	2,180	2,440	1,990	2,380
Lu	0,297	—	0,275	0,276	0,305	—	0,285	0,291	0,368	0,335	0,242	0,321
Hf	4,92	—	3,990	4,180	4,720	—	4,200	5,440	5,110	4,860	4,650	5,910
Ta	1,336	—	1,194	1,171	1,534	—	1,396	1,520	1,600	1,386	1,422	1,430
Pb	1,849	—	2,070	1,778	1,963	—	4,250	2,410	1,530	2,140	1,890	1,490
Th	2,47	—	2,193	2,188	2,809	—	2,315	2,530	2,470	2,308	2,229	2,160
U	0,658	—	0,594	0,587	0,713	—	0,580	0,719	0,630	0,631	0,537	0,781

**Tableau III.1 (suite)**

Echantillon Inclusion	514PC7						514PC7					
	MI Hud3-11	MI Hud3-12	MI Hud3-13	MI Hud3-14	MI Hud3-15	MI Hud3-16	MI PC7-04	MI1 PC7-07	MI2 PC7-07	MI PC7-08	MI PC7-11	MI PC7-13
SiO <sub>2</sub> (pds.%) <sup>a</sup>	48,85	50,02	49,76	49,33	51,44	51,79	46,98	49,28	49,65	49,31	48,76	49,66
TiO <sub>2</sub>	3,05	3,20	2,74	2,90	3,43	2,45	2,62	2,75	2,74	2,20	2,71	2,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	15,66	14,52	15,18	14,42	13,84	12,67	13,55	13,37	13,14	13,97	13,55
MnO	0,09	0,10	0,23	0,26	0,03	0,10	0,19	0,13	0,19	0,11	0,12	0,21
FeO	7,56	5,78	6,79	6,87	6,44	6,63	10,40	8,58	8,66	10,07	7,93	8,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	0,70	0,85	0,84	0,78	0,84	1,42	1,22	1,23	1,39	1,07	1,18
MgO	8,24	7,41	8,07	7,91	6,49	7,84	9,63	8,54	8,69	8,67	8,97	8,21
CaO	12,30	12,44	12,53	12,37	11,69	11,85	11,27	10,91	10,95	10,74	11,41	10,86
Na <sub>2</sub> O	2,17	2,74	2,35	2,48	2,57	2,56	2,11	2,24	2,40	2,43	2,15	2,51
K <sub>2</sub> O	0,72	0,76	0,59	0,73	0,89	0,45	0,73	0,59	0,58	0,45	0,62	0,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,26	0,33	0,38	0,41	0,13	0,52	0,29	0,33	0,25	0,33	0,29
S (ppm)	1086	1670	1084	979	956	951	–	–	–	–	–	–
Cl	271	306	300	286	332	212	–	–	–	–	–	–
F	669	549	462	521	463	556	–	–	–	–	–	–
Mg#	0,66	0,70	0,68	0,67	0,64	0,68	0,62	0,64	0,64	0,61	0,67	0,64
Fo (%) Ol.H.	86,4	88,2	87,4	87,0	85,4	87,3	84,4	85,3	85,4	83,4	86,8	85,2
X (%)	9,53	10,22	9,60	11,82	9,31	8,94	7,22	4,07	4,09	5,63	7,05	3,75
Sc (ppm) <sup>b</sup>	35,69	25,19	32,46	33,19	28,23	–	–	–	–	–	–	–
Ti	21504	20115	18766	20003	21132	–	–	–	–	–	–	–
Rb	21,43	19,65	18,86	22,47	20,20	–	–	–	–	–	–	–
Sr	429,2	370,3	384,5	432,2	360,6	–	–	–	–	–	–	–
Y	30,86	29,26	31,02	30,25	28,59	–	–	–	–	–	–	–
Zr	217,3	186,7	178,9	189,9	214,9	–	–	–	–	–	–	–
Nb	25,91	24,58	22,86	26,20	25,41	–	–	–	–	–	–	–
Ba	162,7	153,7	147,9	171,5	167,9	–	–	–	–	–	–	–
La	24,62	20,83	21,34	23,08	20,60	–	–	–	–	–	–	–
Ce	56,17	44,52	48,72	52,77	51,73	–	–	–	–	–	–	–
Nd	31,67	28,65	27,46	28,37	26,59	–	–	–	–	–	–	–
Sm	7,980	7,370	7,130	6,680	7,820	–	–	–	–	–	–	–
Eu	2,630	2,950	2,720	2,540	2,490	–	–	–	–	–	–	–
Gd	7,180	6,730	7,020	6,800	8,110	–	–	–	–	–	–	–
Tb	1,111	0,965	1,117	1,086	0,928	–	–	–	–	–	–	–
Dy	6,520	6,850	5,960	6,320	5,830	–	–	–	–	–	–	–
Ho	1,288	1,216	1,064	1,124	1,050	–	–	–	–	–	–	–
Er	3,350	3,220	3,290	2,940	2,140	–	–	–	–	–	–	–
Yb	2,490	2,580	2,680	2,800	2,420	–	–	–	–	–	–	–
Lu	0,355	0,334	0,390	0,321	0,262	–	–	–	–	–	–	–
Hf	5,480	4,900	4,310	4,990	5,910	–	–	–	–	–	–	–
Ta	1,623	1,421	1,406	1,511	1,610	–	–	–	–	–	–	–
Pb	1,955	1,990	1,940	1,780	2,090	–	–	–	–	–	–	–
Th	2,612	2,410	2,103	2,560	2,280	–	–	–	–	–	–	–
U	0,728	0,600	0,565	0,765	0,715	–	–	–	–	–	–	–

<sup>a</sup> Les concentrations en éléments majeurs, en S, Cl et F sont corrigées numériquement de la cristallisation d'olivine aux parois, sur la base de l'équilibre Fe-Mg, avec  $K_D = (\text{FeO/MgO})_{\text{Ol}} / (\text{FeO/MgO})_{\text{Liq}} = 0,306$  (Fisk *et al.*, 1988) et un rapport  $\text{Fe}^{3+} / \Sigma \text{Fe}_{\text{total}}$  moyen de 0,12, estimé grâce au calcul de la spéciation du soufre des inclusions vitreuses, par les mesures à la microsonde électronique du décalage du pic de la raie  $K_{\alpha}$  par rapport à un standard de soufre (Jugo *et al.*, 2005).  $X$  (%), cristallisation post-piégeage d'olivine aux parois ;  $\text{Mg\#} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  ;  $\text{Fo}$  (%) Ol.H., teneur en forstérite de l'olivine hôte.

<sup>b</sup> Les mesures sont calibrées sur le standard NIST610, et CaO est utilisé comme standard interne (Gagnon *et al.* 2008). L'erreur statistique sur les mesures est inférieure à 10 % ( $2\sigma$ ) sur l'ensemble des éléments, excepté le Ti (< 20 %).

514PC7, Piton de Caille ; 514PS12, Piton Haüy ; 514Hud3, cratère Hudson

**Tableau III.2:** Concentrations en éléments majeurs (corrigées de la cristallisation aux parois) des inclusions vitreuses des olivines des cônes adventifs et de Hudson

Echantillon	514PS12											
	MI PS12-03	MI PS12-03(2)	MII PS12-04	MII PS12-04	MI4 PS12-04	MI5 PS12-04	MI PS12-06	MI PS12-07	MI PS12-13	MI PS12-19	MI PS12-21	MI PS12-22
SiO <sub>2</sub> (pds.%) <sup>a</sup>	48,28	49,06	47,25	47,85	47,20	47,12	48,23	46,80	47,05	47,94	47,84	49,44
TiO <sub>2</sub>	2,56	2,31	2,62	2,54	2,62	2,76	2,41	2,72	2,81	2,38	2,64	2,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,86	13,92	13,82	13,64	13,93	13,77	13,82	12,61	13,30	13,12	13,59	15,30
MnO	0,26	0,17	0,13	0,12	0,09	0,19	0,10	0,14	0,24	0,23	0,18	0,07
FeO	9,09	8,80	9,73	9,45	9,78	9,50	9,77	10,37	10,23	10,38	9,84	8,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	1,25	1,35	1,31	1,33	1,30	1,28	1,30	1,38	1,33	1,36	1,12
MgO	8,02	7,81	8,78	8,58	8,84	8,64	8,14	10,31	9,29	8,50	9,24	5,90
CaO	11,42	11,75	11,31	11,56	11,56	11,82	11,38	10,88	11,13	9,98	11,20	10,78
Na <sub>2</sub> O	2,66	2,51	2,57	2,41	2,40	2,30	2,61	2,40	2,23	3,19	2,39	3,20
K <sub>2</sub> O	0,71	0,71	0,73	0,74	0,76	0,75	0,69	0,60	0,77	1,03	0,71	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,32	0,43	0,46	0,51	0,38	0,38	0,47	0,30	0,46	0,29	0,47
S (ppm)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg#	0,61	0,61	0,62	0,62	0,62	0,62	0,60	0,64	0,62	0,59	0,63	0,57
Fo (%) Ol.H.	83,7	83,8	84,0	84,1	84,0	84,1	82,9	85,3	84,1	82,7	84,5	81,0
X (%)	6,50	3,68	5,61	5,54	6,70	6,44	8,26	12,94	7,65	9,90	5,90	3,79

**Tableau III.2 (suite)**

Echantillon Inclusion	514Hud3		0615HAU-1									
	MI PS12-24	MI PS12-34	MI Hud3-03	MI1 Hud3-07(2)	MI2 Hud3-07(2)	MI3 Hud3-07(2)	MI Hud3-09(2)	MI Hud3-19	MI HAU1-05	MI HAU1-06	MI HAU1-08	MI HAU1-09
SiO <sub>2</sub> (pds.%) <sup>a</sup>	47,32	48,15	49,08	49,81	48,84	49,04	49,11	49,05	47,53	47,78	48,35	46,82
TiO <sub>2</sub>	2,71	2,48	3,14	2,55	2,47	2,72	2,47	2,92	2,82	2,85	2,72	3,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,32	12,90	14,85	15,10	14,39	14,78	14,32	14,21	13,83	13,98	14,06	14,91
MnO	0,15	0,17	0,14	0,04	0,19	0,17	0,13	0,16	0,20	0,31	0,20	0,11
FeO	9,25	9,98	9,22	8,15	8,69	7,95	8,48	7,81	9,86	10,18	9,92	9,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	1,37	1,28	1,15	1,18	1,14	1,21	1,08	1,29	1,43	1,42	1,34
MgO	8,25	8,91	7,00	7,44	7,81	7,16	7,29	7,87	9,36	8,51	8,36	6,95
CaO	11,00	11,74	12,05	11,31	11,43	11,30	11,46	11,33	10,95	10,72	10,90	10,70
Na <sub>2</sub> O	2,73	2,42	2,46	2,64	2,62	2,63	2,52	2,48	2,52	2,83	2,64	2,72
K <sub>2</sub> O	0,82	0,63	0,78	0,60	0,67	0,74	0,66	0,79	0,77	0,83	0,80	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,32	0,38	0,21	0,38	0,29	0,36	0,31	0,31	0,38	0,28	0,41
S (ppm)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg#	0,61	0,61	0,57	0,62	0,62	0,62	0,60	0,64	0,63	0,60	0,60	0,57
Fo (%) Ol.H.	83,9	83,9	81,6	84,2	84,0	84,0	83,3	85,4	84,7	83,0	83,1	81,1
X (%)	4,58	6,06	4,41	3,86	6,20	3,04	3,16	4,98	9,61	4,66	3,66	3,21

**Tableau III.2 (suite)**

Echantillon Inclusion	514PS12				0615HAU-1							
	MI HAU1-13	MI HAU1-14	MI2 HAU1-14	MI HAU1-16	MI PS12-19(2)	MI PS12-25	MI PS12-01	MI PS12-33	MI PS12-07(2B)	MI PS12-08	MI PS12-06(2)	MI PS12-01(4B)
SiO <sub>2</sub> (pds.%) <sup>a</sup>	48,08	48,06	48,19	47,19	47,20	48,07	47,87	47,86	49,68	49,91	47,77	47,12
TiO <sub>2</sub>	3,04	2,77	2,70	2,69	2,92	2,75	2,65	2,64	2,46	2,16	2,61	2,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,85	13,95	13,92	13,11	13,76	14,52	13,95	13,98	15,00	12,98	13,63	13,80
MnO	0,12	0,17	0,21	0,10	0,18	0,30	0,25	0,27	0,15	0,09	0,15	0,13
FeO	8,32	9,60	9,29	10,10	9,18	9,13	9,63	9,69	8,08	8,74	9,53	9,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11	1,37	1,33	1,32	1,19	1,29	1,36	1,34	1,19	1,21	1,32	1,35
MgO	7,01	8,27	7,99	9,44	8,51	8,46	8,77	8,71	6,92	7,69	8,66	8,87
CaO	11,54	11,29	11,20	11,05	11,44	11,54	11,14	10,63	11,65	13,06	11,22	10,95
Na <sub>2</sub> O	2,85	2,43	2,55	2,39	2,43	2,55	2,65	2,60	2,77	2,43	2,58	2,72
K <sub>2</sub> O	0,93	0,78	0,79	0,69	0,74	0,76	0,79	0,83	0,69	0,02	0,73	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,41	0,26	0,28	0,43	0,33	0,25	0,43	0,41	0,56	0,43	0,53
S (ppm)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg#	0,60	0,61	0,61	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,60	0,61	0,62	0,62
Fo (%) Ol.H.	83,1	83,4	83,3	84,5	84,4	84,4	84,1	84,0	83,3	83,7	84,1	84,3
X (%)	6,16	3,71	3,1	9,61	9,18	4,1	4,6	5,64	1,36	4,88	5,66	4,38

**Tableau III.2 (suite)**

Echantillon Inclusion	514Hud3			514PS21	514PC7								
	514PS15 MI PS15-06(2)	MI Hud3-01	MI Hud3-01(2)	MI Hud3-06	MI PS21-01	MI PC7-03	MI PC7-05	MI PC7-06	MI PC7-13	MI PC7-16	MI PC7-17	MI1 PC7-18	MI2 PC7-18
SiO <sub>2</sub> (pds.%) <sup>a</sup>	47,41	48,92	49,90	48,54	47,42	48,71	49,37	46,56	47,87	49,74	48,22	46,67	46,13
TiO <sub>2</sub>	2,42	2,78	2,67	2,85	3,06	2,69	2,82	2,93	2,87	2,80	2,57	2,47	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,44	14,02	15,03	14,17	14,77	13,20	13,87	13,16	13,90	13,47	12,73	13,71	14,33
MnO	0,19	0,06	0,11	0,18	0,12	0,30	0,15	0,18	0,14	0,07	0,11	0,23	0,14
FeO	10,46	8,39	6,45	8,14	9,30	9,29	8,14	10,51	9,27	8,01	9,88	11,95	11,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	1,14	0,91	1,08	1,07	1,22	1,15	1,37	1,25	1,14	1,32	1,55	1,48
MgO	10,07	8,92	8,01	8,90	9,58	9,35	8,70	9,80	9,12	8,64	8,97	8,97	8,46
CaO	11,24	10,98	11,88	11,47	10,39	10,91	11,18	10,73	10,90	11,49	11,38	9,95	10,33
Na <sub>2</sub> O	2,31	2,44	2,49	2,13	2,74	2,31	2,14	2,10	2,30	2,43	1,94	2,13	2,28
K <sub>2</sub> O	0,58	0,68	0,65	0,64	0,80	0,50	0,50	0,66	0,66	0,42	0,59	0,63	0,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,71	0,43	0,34	0,22	0,41	0,29	0,45	0,32	0,34	0,22	0,20	0,30	0,28
S (ppm)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg#	0,63	0,65	0,69	0,66	0,65	0,64	0,66	0,62	0,64	0,66	0,62	0,57	0,57
Fo (%) Ol.H.	84,9	86,1	87,8	86,4	85,7	85,4	86,2	84,4	85,1	86,3	84,1	81,4	81,1
X (%)	9,15	6,49	3,56	7,87	16,37	9,01	4,15	10,08	7,26	3,81	7,59	10,08	8,89

<sup>a</sup> Les concentrations en éléments majeurs, en S, Cl et F sont corrigées numériquement de la cristallisation d'olivine aux parois, sur la base de l'équilibre Fe-Mg, avec  $K_D = (\text{FeO/MgO})_{\text{Ol}} / (\text{FeO/MgO})_{\text{Liq}} = 0,306$  (Fisk *et al.*, 1988) et un rapport  $\text{Fe}^{3+} / \Sigma \text{Fe}_{\text{total}}$  moyen de 0,12, estimé grâce au calcul de la spéciation du soufre des inclusions vitreuses, par les mesures à la microsonde électronique du décalage du pic de la raie  $K_{\alpha}$  par rapport à un standard de sulfure (Jugo *et al.*, 2005).  $X$  (%), cristallisation post-piégeage d'olivine aux parois ;  $Mg\# = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  ;  $Fo$  (%) Ol.H., teneur en forstérite de l'olivine hôte.

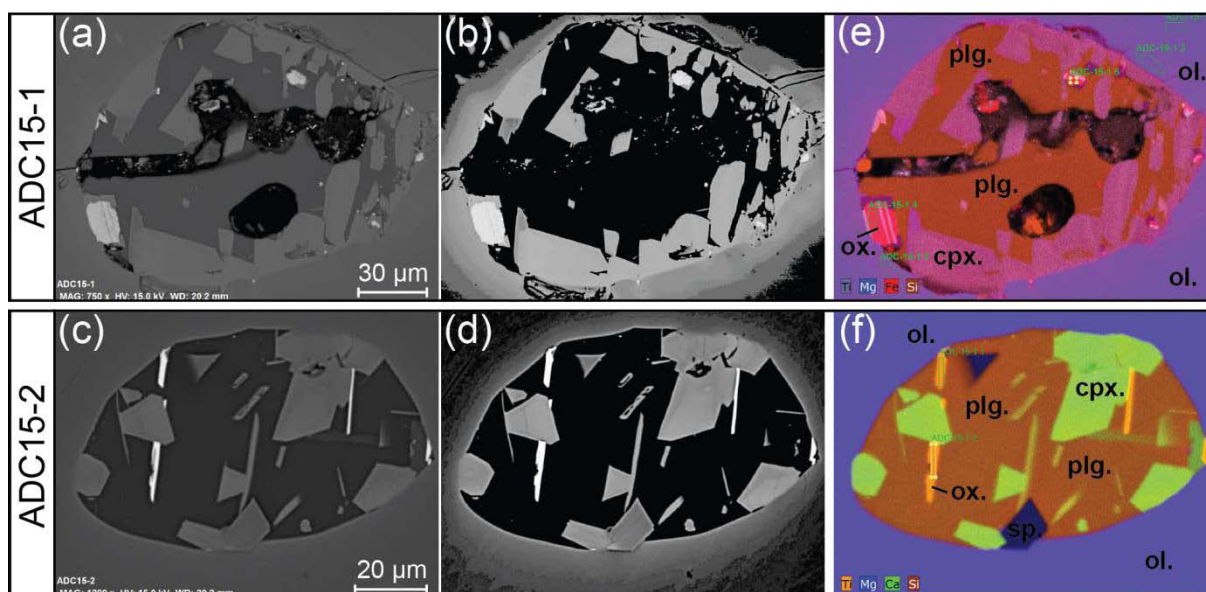
514PS12, Piton Haüy ; 514Hud3, cratère Hudson ; 0615HAU-1, Piton Haüy ; 514PS15, Piton Chisny (cratères Aubert de la Rüe) ; 514PS21, Demi-Piton ; 514PC7, Piton de Caille



### III-5.2. Inclusions homogénéisées

#### III-5.2.1. Inclusions piégées dans les olivines

L'homogénéisation par chauffage expérimental a été nécessaire dans le cas des inclusions cristallisées du groupe d'échantillons « ADC ». Certaines d'entre elles ont été observées au MEB afin de rendre compte de l'état de cristallisation des liquides et d'éventuels processus de modifications chimiques. Il faut noter que pour un même échantillon de roche, les inclusions observées au MEB doivent être polies à la surface du cristal et sont donc différentes des inclusions choisies pour être homogénéisées (le chauffage expérimental nécessitant de conserver l'inclusion en profondeur du cristal). La **Figure III.8** montre un exemple d'inclusions cristallisées observées en BSEI. Les minéraux fils identifiés sont essentiellement des plagioclases et des clinopyroxènes. Des oxydes sont également présents, dont certains sont très riches en titane (Fig.III.8.f). Les images en BSE mettent en évidence une zonation de l'olivine hôte (Fig.III.8.b et III.8.d), qui est plus riche en fer au contact de l'inclusion. L'étude des spectres d'énergie (non-montrés) en des points précis des cartographies chimiques confirme que l'olivine hôte est de moins en moins riche en forstérite vers l'interface avec l'inclusion. Cette bordure peut être associée à la cristallisation post-piégeage d'olivine aux parois de l'inclusion (section II-2.1.2).



**Figure III.8.** Imagerie et cartographies chimiques de deux inclusions cristallisées piégées au sein d'olivines de l'échantillon ADC15, réalisées au MEB (LMV). (a-d) Images en électrons rétrodiffusés (BSEI) (a,b) et (e) Cristal ADC15-1. (c,d) et (f) Cristal ADC15-2. Les contrastes utilisés en (b) et (d) mettent en évidence la bordure d'olivine hôte plus riche en fer (plus claire en BSEI) au contact de l'inclusion. (e-f) Cartographies chimiques correspondantes et identification des phases minérales. *ol.*,

olivine hôte ; *plg.*, plagioclase ; *cpx.*, clinopyroxène ; *sp.*, spinelle ; *ox.*, oxyde. Les annotations en vert correspondent à la localisation de certains spectres d'énergie étudiés pour l'identification des phases.

Les échantillons du groupe « ADC » proviennent de coulées de lave des cônes adventifs. Leur refroidissement lent est probablement à l'origine de la cristallisation de minéraux fils dans les inclusions. Le chauffage expérimental en platine a donc été mis en œuvre afin de faire fondre les minéraux fils. Les compositions des inclusions ainsi homogénéisées sont présentées dans le **Tableau III.3**. La nomenclature est similaire à celle décrite précédemment pour les inclusions vitreuses (par exemple, l'inclusion « MI ADC15-c4 » est piégée dans un cristal noté c4, de l'échantillon de roche ADC15). Les résultats des analyses diffèrent selon les deux séries d'expériences.

Les expériences de la série A (inclusions des échantillons ADC15 et ADC11) ont été réalisées à des températures d'homogénéisation comprises en 1188 et 1260°C. Les Mg# des inclusions sont compris entre 0,61 et 0,72 (valeur moyenne de 0,67) et les teneurs en MgO varient de 7,12 à 11,37 pds.%. Le  $K_D^{Fe-Mg}_{Ol-Liq}$  moyen est de 0,40, les valeurs étant comprises entre 0,32 et 0,47. Les expériences de la série B ont été menées jusqu'à des températures d'homogénéisation de 1122 à 1184°C et les analyses des inclusions après traitement montrent des Mg# compris entre 0,54 et 0,68 (valeur moyenne de 0,62) et un  $K_D$  moyen de 0,36 (de 0,24 à 0,49). La **figure III.9** montre les teneurs en FeO\* des inclusions des deux séries d'homogénéisation, comparées aux teneurs en silice. Des teneurs faibles en FeO\* combinées à des  $K_D$  trop élevés ( $\gg 0,30$ ) témoignent de processus de rééquilibration chimique post-piégeage du système olivine-liquide.

**Tableau III.3 :** Concentration en éléments majeurs et traces des inclusions homogénéisées des olivines des cônes adventifs et de Hudson

Echantillon Inclusion	ADC15 <sup>a</sup>									ADC11 <sup>a</sup>		
	MI ADC15 c4	MI1 ADC15 c2	MI2 ADC15 c2	MI ADC15 c8	MI ADC15 c13	MI1 ADC15 c29	MI2 ADC15 c29	MI ADC15 c35		MI ADC11 c7	MI ADC11 c10	MI ADC11 c11
SiO <sub>2</sub> (pds.%) <sup>c</sup>	49,25	45,07	45,59	50,13	47,59	48,58	48,85	48,08		47,73	48,95	49,50
TiO <sub>2</sub>	2,72	3,01	2,86	2,89	2,44	2,53	2,68	2,96		2,35	1,84	2,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,08	13,88	13,58	15,98	13,62	14,36	14,22	14,62		14,87	16,54	14,86
FeO*	8,41	9,33	9,30	6,82	9,80	8,96	9,01	9,80		8,87	9,76	7,76
MnO	0,09	0,21	0,16	0,12	0,15	0,11	0,17	0,16		0,11	0,16	0,07
MgO	8,60	10,47	10,40	7,12	11,37	9,24	9,05	8,42		9,33	7,44	9,84
CaO	10,80	12,25	12,52	11,65	10,00	10,79	10,79	11,09		11,27	10,66	11,63
Na <sub>2</sub> O	3,15	2,76	2,64	3,26	2,89	2,79	2,89	2,59		2,73	3,20	2,77
K <sub>2</sub> O	0,78	0,01	0,02	0,86	0,63	0,78	0,84	0,85		0,64	0,44	0,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	2,51	2,44	0,42	0,28	0,39	0,37	0,25		0,31	0,17	0,24
T.hom. (°C)	1201	1198	1198	1189	1260	1214	1214	1205		1210	1196	1244
Mg#	0,67	0,69	0,69	0,68	0,70	0,68	0,67	0,63		0,68	0,61	0,72
Fo % (Ol.H.)	82,4	83,6	82,9	83,4	83,7	83,4	83,7	83,7		85,1	82,7	86,2
K <sub>D</sub> (Ol/Liq)	0,44	0,45	0,47	0,43	0,44	0,42	0,39	0,33		0,37	0,32	0,41
Sc (ppm) <sup>d</sup>	26,77	–	–	26,11	26,34	27,59	26,15	24,05		26,79	17,67	28,45
Ti	14993	–	–	15721	13672	14517	13928	16322		13149	10148	13042
Rb	20,23	–	–	22,76	17,29	20,61	19,36	17,43		16,92	10,36	11,00
Sr	395,8	–	–	414,7	338,6	423,0	369,1	358,1		322,9	263,2	280,4
Y	24,42	–	–	24,93	22,05	25,04	23,59	22,41		22,10	19,24	23,36
Zr	193,1	–	–	207,1	164,3	197,8	184,2	164,3		152,0	119,7	124,7
Nb	19,06	–	–	22,35	17,64	20,15	17,98	17,56		18,19	14,01	14,34
Ba	132,18	–	–	158,26	122,84	147,49	139,64	136,97		117,74	72,81	85,38
La	20,68	–	–	22,89	18,69	21,93	19,45	19,22		18,79	13,08	14,47
Ce	46,23	–	–	51,94	41,04	48,81	45,71	45,04		40,59	30,97	32,25
Nd	28,31	–	–	32,07	25,91	28,74	28,81	24,95		23,09	19,21	18,58
Sm	6,590	–	–	7,310	6,440	6,650	6,390	6,200		5,320	4,380	5,170
Eu	2,379	–	–	2,373	2,221	2,279	2,250	2,110		1,796	1,700	1,776
Gd	6,300	–	–	6,820	6,220	6,550	6,150	6,190		5,150	4,570	5,520
Tb	0,965	–	–	0,961	0,872	0,950	0,880	0,900		0,784	0,657	0,827
Dy	5,470	–	–	5,570	4,790	5,380	5,270	4,330		4,680	4,090	4,810
Ho	0,984	–	–	1,042	0,892	1,009	0,979	0,894		0,885	0,845	0,949
Er	2,528	–	–	2,620	2,293	2,515	2,430	2,340		2,176	1,910	2,460
Yb	2,270	–	–	2,170	1,875	2,052	1,910	2,010		1,885	1,480	1,890
Lu	0,297	–	–	0,287	0,280	0,307	0,263	0,213		0,281	0,235	0,272
Hf	5,100	–	–	5,230	4,140	5,340	5,000	4,430		4,100	3,460	3,400
Ta	1,306	–	–	1,532	1,231	1,366	1,239	1,271		1,219	0,858	0,977
Pb	1,756	–	–	2,211	1,691	1,915	1,820	1,780		1,695	1,110	1,276
Th	2,148	–	–	2,499	2,027	2,304	2,079	1,865		1,928	1,341	1,567
U	0,609	–	–	0,696	0,561	0,634	0,612	0,625		0,556	0,445	0,470

**Tableau III.3 (suite)**

Echantillon Inclusion	ADC27 <sup>b</sup>		ADC14 <sup>b</sup>	ADC12 <sup>b</sup>								
	MI1 ADC27 c1	MI2 ADC27 c1	MI ADC14 c1	MI ADC12 c2	MI ADC12 c3	MI ADC12 c4	MI ADC12 c5	MI1 ADC12 c6	MI2 ADC12 c6	MI5 ADC12 c6	MI-ADC12 c8	
SiO <sub>2</sub> (pds.%) <sup>c</sup>	47,97	48,19	48,47	49,41	45,96	45,64	48,62	46,68	47,34	47,45	47,68	
TiO <sub>2</sub>	2,89	2,90	3,43	3,73	3,39	4,15	2,77	3,63	3,91	3,63	3,66	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,41	14,40	18,13	17,98	16,50	15,65	16,39	17,00	16,73	16,97	17,58	
FeO*	9,28	9,35	8,58	5,76	9,68	11,56	7,43	7,02	7,88	7,32	6,69	
MnO	0,25	0,16	0,17	0,03	0,06	0,22	0,17	0,21	0,00	0,23	0,07	
MgO	8,16	8,12	5,15	6,06	6,36	6,70	7,55	7,04	6,51	6,76	6,15	
CaO	12,35	12,61	10,04	11,78	12,58	11,49	12,07	12,59	11,98	12,65	11,25	
Na <sub>2</sub> O	2,61	2,51	4,21	3,94	3,12	2,65	3,18	3,48	3,52	3,57	4,22	
K <sub>2</sub> O	0,89	0,90	1,14	1,28	1,00	0,75	1,03	1,14	1,11	1,16	1,53	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,33	0,44	0,54	0,49	0,40	0,40	0,58	0,64	0,66	0,69	
T.hom. (°C)	1183	1183	1122	1125	1142	1150	1184	1158	1158	1158	1156	
Mg#	0,64	0,64	0,55	0,68	0,57	0,54	0,67	0,67	0,63	0,65	0,65	
Fo % (Ol.H.)	86,2	86,1	79,5	84,2	80,1	78,7	80,9	83,2	78,5	81,2	82,9	
K <sub>D</sub> (Ol/Liq)	0,29	0,28	0,31	0,40	0,33	0,32	0,49	0,41	0,45	0,44	0,39	
Sc (ppm) <sup>d</sup>	25,96	28,35	—	—	20,60	29,14	27,63	24,52	25,74	—	21,35	
Ti	15493	15069	—	—	17662	23724	15997	19903	19638	—	18777	
Rb	25,55	17,26	—	—	29,20	21,17	23,47	31,07	30,37	—	42,06	
Sr	376,3	348,1	—	—	517,7	405,2	436,7	579,4	518,5	—	712,7	
Y	22,98	21,47	—	—	24,29	27,82	26,53	27,83	30,40	—	25,03	
Zr	165,5	152,2	—	—	194,2	225,8	188,6	250,5	240,9	—	241,5	
Nb	20,69	19,84	—	—	30,91	36,57	31,24	36,66	36,97	—	49,23	
Ba	166,69	157,56	—	—	235,30	184,50	209,12	242,54	215,71	—	325,83	
La	21,19	20,71	—	—	29,93	27,78	29,93	37,22	36,66	—	44,53	
Ce	45,50	41,73	—	—	71,62	63,40	61,08	76,93	71,41	—	95,61	
Nd	25,58	26,56	—	—	34,39	32,44	32,26	40,49	38,25	—	38,18	
Sm	6,270	6,110	—	—	6,060	7,610	7,240	8,900	7,680	—	7,690	
Eu	2,140	2,070	—	—	3,090	2,720	2,670	2,900	2,990	—	3,130	
Gd	5,760	5,900	—	—	7,550	6,890	6,790	8,140	9,210	—	9,080	
Tb	0,881	0,826	—	—	1,037	1,026	1,011	1,171	1,120	—	0,931	
Dy	4,580	4,430	—	—	5,450	5,950	5,860	6,060	7,160	—	6,010	
Ho	0,860	0,842	—	—	0,920	1,062	1,145	1,150	1,230	—	0,904	
Er	2,120	1,870	—	—	2,340	3,000	3,180	2,690	3,540	—	2,420	
Yb	2,170	2,600	—	—	1,970	1,920	2,010	2,340	1,710	—	1,350	
Lu	0,291	0,259	—	—	0,256	0,287	0,343	0,302	0,400	—	0,314	
Hf	4,080	4,530	—	—	5,920	5,610	4,930	6,550	6,390	—	5,820	
Ta	1,402	1,210	—	—	1,95	2,19	2,190	2,504	2,54	—	3,29	
Pb	2,100	1,800	—	—	2,600	1,880	2,370	2,470	3,270	—	3,060	
Th	2,340	2,180	—	—	3,980	3,950	3,610	4,490	3,880	—	4,990	
U	0,602	0,616	—	—	1,120	0,852	0,899	1,118	1,430	—	1,340	

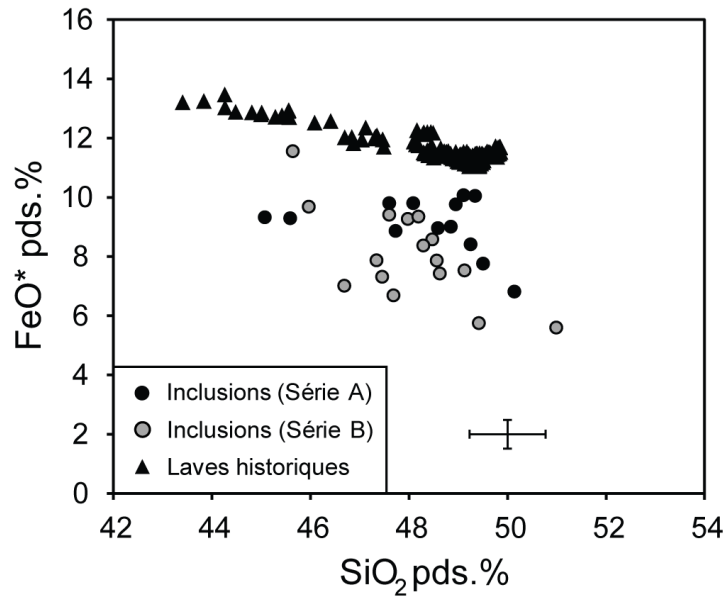
**Tableau III.3 (suite)**

Echantillon Inclusion	ADC8 <sup>b</sup>	ADC22 <sup>b</sup>			
	MI ADC8 c1	MI ADC22 c1	MI1 ADC22 c2	MI2 ADC22 c2	MI ADC22 c3
SiO <sub>2</sub> (pds.%) <sup>c</sup>	50,98	47,59	48,56	48,29	49,12
TiO <sub>2</sub>	2,92	3,63	3,49	3,44	3,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,48	17,44	16,28	16,13	17,41
FeO*	5,61	9,42	7,87	8,38	7,53
MnO	0,14	0,11	0,20	0,23	0,10
MgO	5,10	6,28	6,62	6,64	5,89
CaO	10,60	10,35	11,07	11,47	10,03
Na <sub>2</sub> O	3,67	3,22	3,40	3,32	3,80
K <sub>2</sub> O	1,12	0,89	1,07	1,01	1,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,66	0,58	0,49	0,45
T.hom. (°C)	1130	1160	1170	1170	1150
Mg#	0,65	0,57	0,63	0,62	0,61
Fo % (Ol.H.)	88,3	77,5	82,1	82,2	82,4
K <sub>D</sub> (Ol/Liq)	0,24	0,39	0,37	0,35	0,33
Sc (ppm) <sup>d</sup>	13,49	9,37	7,94	16,48	17,23
Ti	16508	20874	18492	18217	18847
Rb	29,79	22,22	31,15	20,02	30,87
Sr	481,0	538,7	510,0	479,4	520,1
Y	22,88	29,92	26,94	24,18	24,94
Zr	191,7	197,3	224,6	220,3	217,9
Nb	30,84	26,81	31,27	31,55	33,09
Ba	189,70	181,51	198,10	203,56	215,71
La	28,65	25,51	29,68	32,05	30,83
Ce	59,57	60,15	64,78	61,83	64,95
Nd	29,37	33,63	34,89	36,43	34,94
Sm	6,870	7,770	8,330	6,960	7,140
Eu	2,320	2,830	2,520	2,800	2,420
Gd	6,150	6,090	6,500	7,290	6,710
Tb	0,943	0,969	1,018	1,140	1,013
Dy	5,120	6,080	5,580	5,870	5,410
Ho	0,855	1,030	1,003	1,050	0,929
Er	2,230	3,150	2,440	2,680	2,560
Yb	1,450	2,120	1,560	1,230	2,060
Lu	0,255	0,362	0,330	0,240	0,259
Hf	5,530	4,330	5,130	6,370	5,390
Ta	1,770	1,78	2,10	1,86	2,116
Pb	2,150	2,040	2,990	2,250	2,590
Th	3,080	2,860	3,250	2,950	3,470
U	0,860	0,583	1,002	1,070	1,015

<sup>a</sup> Série A, <sup>b</sup> Série B d'homogénéisation expérimentale (voir texte). ADC15, Piton Vincenzo ; ADC11, Piton Langevin ; ADC27, Piton Mahot ; ADC14, Fractures Matouta ; ADC12, cône du flanc Sud (nom inconnu) ; ADC8, Piton La Mare ; ADC22, Piton Pente Zézé

<sup>c</sup> Concentrations en éléments majeurs. *FeO\**, fer total ; *T.hom.*, température d'homogénéisation;  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$  ; *Fo (%) Ol.H.*, teneur en forstérite de l'olivine hôte ;  $K_D(Ol/Liq) = (FeO/MgO)_{Ol}/(FeO/MgO)_{Liq}$

<sup>d</sup> Les mesures sont calibrées sur le standard NIST610, et CaO est utilisé comme standard interne (Gagnon *et al.* 2008). L'erreur statistique sur les mesures est inférieure à 10 % ( $2\sigma$ ) sur l'ensemble des éléments, excepté le Ti (< 20 %).



**Figure III.9.** FeO\* versus SiO<sub>2</sub> (pds.%) des inclusions magmatiques homogénéisées des séries d'expérience A et B. Les compositions de laves de type SSB (laves historiques, Vlastélic *et al.*, 2005, 2007) sont montrées pour comparaison, les inclusions étant plus proches des compositions de ce type que de celle des cônes adventifs (voir Chapitre VI). L'ensemble des inclusions est nettement moins riche en fer que les laves. Les barres d'erreurs représentent l'erreur analytique (2 $\sigma$ ) des inclusions. FeO\* représente le fer total en Fe<sup>II</sup>.

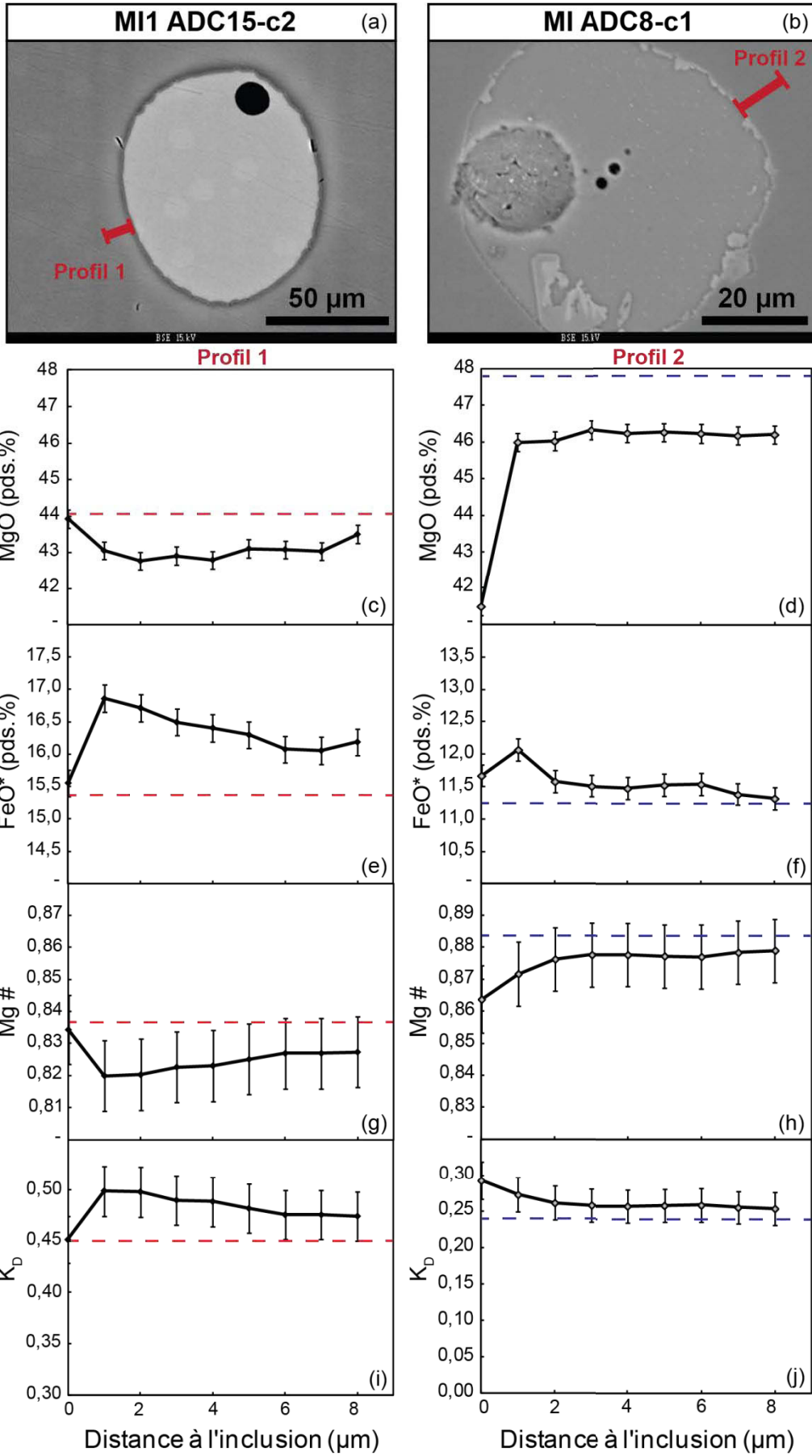
Les résultats de la série B semblent relativement aléatoires concernant les compositions (notamment en MgO) des inclusions par rapport à leur olivine hôte (teneur en Fo), les températures associées et la « qualité » du processus d'homogénéisation. En effet, la persistance de minéraux fils a été constatée dans la plupart des inclusions après les expériences. Ainsi, les températures étaient probablement trop basses pour obtenir une parfaite homogénéisation. Seules les inclusions MI1 ADC27-c1 et MI2 ADC27-c1 de la série B montrent un  $K_D$  proche de 0,30 et une composition chimique cohérente avec celles des inclusions vitreuses piégées dans une olivine à la même teneur en Fo. De plus, la température d'homogénéisation de ces inclusions est plus élevée que celle des autres inclusions de la série et aucun minéral fils n'est observé suite au chauffage.

Des images en BSE et des profils de composition ont été réalisés pour sept inclusions à la microsonde électronique, après homogénéisation. La **Figure III.10** illustre deux exemples de profils mesurés (a) dans l'olivine hôte d'une inclusion de la série A (MI ADC15-c2, Profil 1) et (b) dans l'olivine hôte d'une inclusion de la série B (MI ADC8-c1, Profil 2). Dans les deux cas, l'olivine est de plus en plus faible en forstérite (présenté en Mg#) vers le contact avec l'inclusion (baisse du MgO et augmentation du FeO\*).

Dans le cas du profil 1, cette diminution de Mg# (Fig.III.10.g, i.e. diminution de MgO et augmentation de FeO\*, Fig.III.10.c et Fig.III.10.e, respectivement) correspond au zonage plus clair en BSEI de l'olivine au contact avec l'inclusion (d'environ  $\sim 10 \mu\text{m}$  d'épaisseur, Fig.III.10.a). Elle se poursuit jusqu'à environ  $2 \mu\text{m}$  de l'inclusion, où les tendances sont brusquement inversées. Ces inversions de comportement semblent correspondre à la bordure fine ( $< 2 \mu\text{m}$ ) et sombre à l'interface inclusion/olivine, visible en BSEI (Fig.III.10.a) et est probablement attribuée à une trempe pas assez rapide du système à la fin du chauffage expérimental. L'olivine cristallisée dans cette bordure est plus proche de l'équilibre avec la composition du liquide piégé en fin d'homogénéisation, qui est relativement plus riche en MgO. Le  $K_D$  (Fe-Mg) mesuré entre l'olivine sur le profil et le cœur de l'inclusion (cf. composition de MII ADC15-c2 en Tableau III.3) est nettement supérieur à 0,30 (Fig.III.10.i) en raison de la diffusion du fer vers l'extérieur de l'inclusion discutée ci-dessus (cf. Fig.III.9). Il augmente d'abord progressivement vers l'interface, ce qui est lié aux plus riches teneurs en fer de l'olivine proche de l'inclusion (baisse du rapport Fe/Mg de l'olivine). Cet enrichissement en fer de l'olivine semble traduire la cristallisation post-piégeage du minéral aux parois de l'inclusion (section II-2.1.2), laissant supposer que la température d'homogénéisation n'a pas été atteinte. La brusque diminution du  $K_D$  est reliée à la bordure sombre d'olivine ( $< 2 \mu\text{m}$ ) à l'interface.

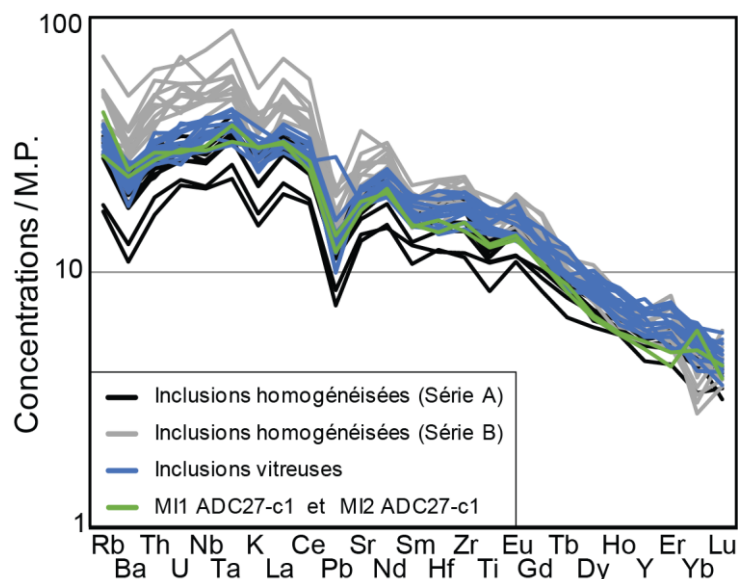
Dans le cas du profil 2, le zonage de l'olivine proche de la paroi de l'inclusion, identifiable par les profils de composition, n'est pas visible en BSEI. Les profils ne montrent pas d'effet de trempe comme observé précédemment (i.e. pas de brusque augmentation du Mg# dans les premiers microns au contact de l'inclusion, Fig.III.10.h). A l'inverse, la brusque diminution de MgO (Fig.III.10.d) et du Mg# (Fig.III.10.h) de l'olivine proche de l'inclusion peut être associée à la présence des minéraux fils aux parois de l'inclusion (cf. plus forte brillance en BSEI, Fig.III.10.b). Le  $K_D$  est largement inférieur à 0,30 (Fig.III.10.j), en accord avec la présence des minéraux fils persistants au sein de l'inclusion. La température d'homogénéisation n'a donc clairement pas été atteinte lors du chauffage expérimental. La valeur de 0,30 est toutefois atteinte à l'interface inclusion/olivine, signifiant que la composition du dernier liquide obtenu après le chauffage expérimental est à l'équilibre avec l'olivine la plus riche en fer.





**Figure III.10. (page précédente)** Résultats des profils de composition effectués à la microsonde électronique dans l'olivine proche de l'interface avec une inclusion homogénéisée, dans le cas de l'inclusion MI ADC15-c2 (a,c,e,g,i) et de MI ADC8-c1 (b,d,f,h,j). (a) et (b) Images en électrons rétro-diffusés (BSEI) des deux inclusions. Les profils sont montrés en rouge. (c) et (d) MgO (pds.%), (e) et (f) FeO total (pds.%), (g) et (h) Mg# (= Mg / Mg + Fe<sup>II</sup>), (i) et (j) coefficient de répartition ( $K_D$ ) du Fe<sup>II</sup> et du Mg entre l'olivine et l'inclusion, versus la distance à la paroi de l'inclusion ( $\mu\text{m}$ ). Les lignes en pointillés représentent pour chaque graphique la valeur mesurée en ordonnée pour l'olivine analysée à une plus grande distance des parois de l'inclusion (hors profil), c'est-à-dire l'olivine mesurée systématiquement à la microsonde électronique lors des analyses ponctuelles de la composition en éléments majeurs des inclusions. Les explications sont dans le texte.

Les compositions en éléments en traces des inclusions ne sont a priori pas affectées par ces processus de rééquilibrage Fe-Mg du système inclusion/olivine hôte, notamment en ce qui concerne les éléments les plus incompatibles dans l'olivine hôte. Cependant, les spectres (normalisés au manteau primitif) des inclusions de la série B ont un caractère nettement plus différencié que ceux des inclusions de la série A, qui sont eux-mêmes semblables en concentrations à ceux des inclusions vitreuses non-chauffées (la majeure partie des spectres de la série A se situent sous ceux des inclusions vitreuses, **Fig.III.11**). Ceci peut être attribué en partie à la persistance de minéraux fils dans la plupart des inclusions de la série B (cf. ci-dessus). Les inclusions MI1 ADC27-c1 et MI2 ADC27-c1 ont des concentrations comprises dans la gamme de celles des inclusions vitreuses. En effet, comme discuté précédemment, ce sont les seules inclusions de la série B à présenter des évidences d'équilibre chimique avec l'olivine hôte après l'homogénéisation. Les spectres de deux inclusions de la série A se distinguent par des teneurs moins riches en éléments les plus incompatibles, qui peut traduire un effet de « dilution » de ces concentrations.



**Figure III.11.** Spectres d'éléments en traces normalisés au manteau primitif (M.P., McDonough et Sun, 1995) des inclusions vitreuses (échantillons du groupe « 514 »), des inclusions homogénéisées de la

série A et des inclusions homogénéisées de la série B (échantillons du groupe « ADC »). Les spectres des inclusions homogénéisées MI1 ADC27-c1 et MI2 ADC27-c1 (série B) sont mis en évidence.

Les compositions en éléments majeurs et en traces des inclusions homogénéisées piégées dans les olivines ne sont pas corrigées numériquement par la suite, comme c'est le cas des inclusions initialement vitreuses. Contrairement à ces dernières, les éléments volatils n'ont pas été mesurés dans les inclusions homogénéisées, du fait de leur perte lors du chauffage expérimental. Du fait aussi des processus de rééquilibration chimique post-piégeage du système olivine-liquide (section II.5.2.1), l'utilisation de l'ensemble des inclusions homogénéisées de la série A sera effectué via des diagrammes ternaires, par projection des compositions par le pôle de l'olivine (modèle de projection de Walker *et al.*, 1979). En effet, ce type de projection par l'olivine permet de s'affranchir des effets de cette rééquilibration sur les concentrations en MgO et FeO. Des rapports d'éléments incompatibles dans l'olivine, comme CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et K<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>, peuvent également être considérés.

Les inclusions de la série B ne sont pas considérées par la suite, ni pour les éléments majeurs ni pour les traces, puisque la plupart d'entre elles montrent des évidences d'homogénéisation incomplète (persistance de minéraux fils après le chauffage expérimental).

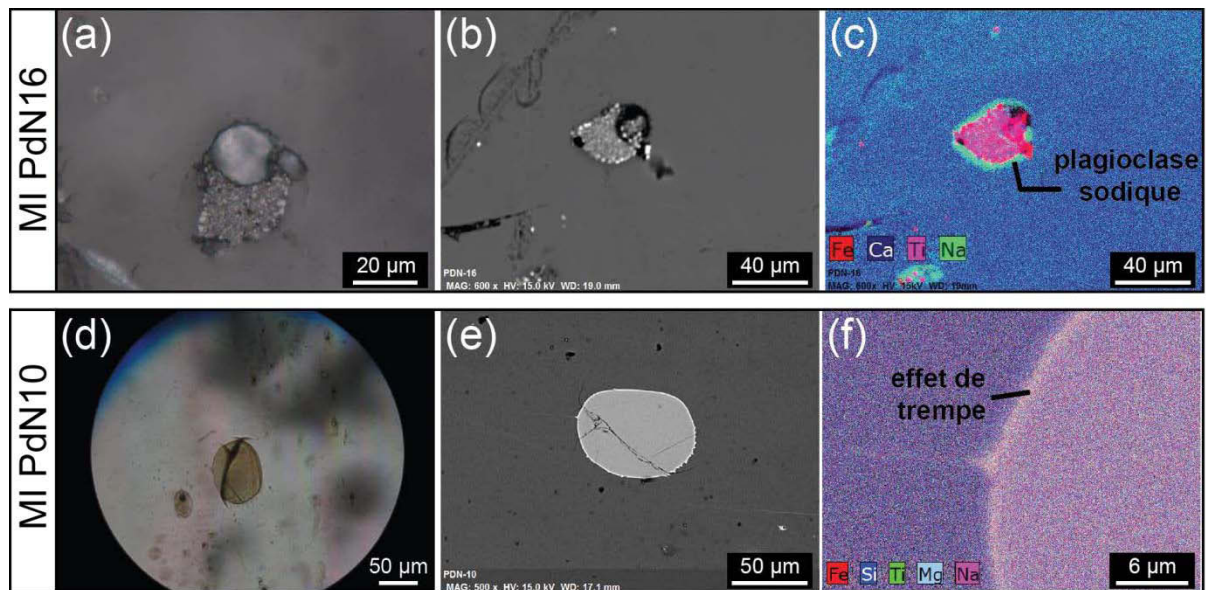
Une exception est appliquée aux inclusions MI1-ADC27 et MI2-ADC27, qui combinent à la fois un  $K_D \sim 0,30$  et des compositions en éléments majeurs et traces qui sont comprises dans la gamme de celles des inclusions vitreuses (section III-5.1). De plus, aucune trace de minéral fils n'est encore visible après le chauffage expérimental de ces deux inclusions. Ceci peut s'expliquer par une température d'homogénéisation plus élevée que celles des autres inclusions de la série B. Elles seront donc considérées avec les inclusions vitreuses (section III-5.1).

### **III-5.2.2. Inclusions piégées dans les plagioclases**

Les échantillons de Basalte Porphyrique à Plagioclase (BPP) apparaissent sur le terrain sous la forme de coulées de lave. De la même façon que pour les échantillons « ADC » ci-dessus, le refroidissement lent associé à ce processus de mise en place est probablement à l'origine de l'état de cristallisation avancé des inclusions étudiées. Les inclusions piégées dans les plagioclases de ces échantillons ont donc toutes été chauffées expérimentalement. Afin de vérifier l'homogénéité du verre obtenu après le chauffage expérimental, certaines inclusions ont été observées au MEB (LMV) au début de l'étude, en combinant l'imagerie en électrons rétrodiffusés (BSEI) et la cartographie chimique. La même inclusion ne peut être observée avant et après l'homogénéisation, car elle ne doit pas être à l'affleurement du cristal pour le chauffage

expérimental. La **figure III.12** montre l'exemple de deux inclusions piégées dans des plagioclases de deux échantillons de roche provenant du Piton des Neiges (PdN16 et PdN10). L'inclusion du premier cristal (MI PdN16) n'a pas été homogénéisée (Fig.III.12.a,b,c), contrairement à celle du deuxième (MI PdN10, Fig.III.12.d,e,f). Dans les deux cas, les cristaux ont été polis afin d'amener l'inclusion étudiée à l'affleurement. La première inclusion présente de nombreux microcristaux, de différentes natures minéralogiques. Les plus clairs (a et b) sont des oxydes riches en titane, d'après la cartographie (c). De plus, l'inclusion présente une bordure riche en sodium (Na, c) : il s'agit de la cristallisation post-piégeage de plagioclase hôte aux parois de l'inclusion (section II-2.1.2). Cette bordure est plus sodique que le minéral hôte lui-même. L'inclusion est donc un peu plus large que sa taille apparente en BSEI et ce type de bordure, de même que les autres minéraux fils au cœur de l'inclusion, est dissout lors des expériences d'homogénéisation afin d'obtenir la composition initiale du liquide piégé. Dans le cas de l'inclusion homogénéisée MI PdN10, aucun minéral fils n'a été conservé après chauffage (d et e) et aucune bordure enrichie en Na n'apparaît sur la cartographie chimique (f). La température d'homogénéisation des minéraux formés après le piégeage du liquide a donc bien été atteinte, ce qui permet également d'obtenir une valeur de référence pour les expériences sur tous les échantillons suivant, d'environ 1200 °C. La fine bordure (< 1 µm), légèrement enrichie en Mg, est attribuée à l'effet de trempe en fin d'expérience.

Les compositions en éléments majeurs et traces des inclusions piégées dans les plagioclases des BPP ne sont pas corrigées numériquement et sont considérées comme homogénéisées après le chauffage expérimental. Elles sont présentées dans l'article du chapitre V dédié à cette étude (*Table 2*), ainsi que les compositions des plagioclases hôtes (*Electronic Appendix 2*, Chp. V). Il s'agit de compositions basaltiques, dont les concentrations varient notamment de 45,45 à 48,07 pds.% en SiO<sub>2</sub>, 2,88 à 6,38 pds.% en MgO, 7,04 à 13,71 pds.% en CaO, 0,87 à 6,27 pds.% en Na<sub>2</sub>O et de 0,31 à 1,57 pds.% en K<sub>2</sub>O.



**Figure III.12.** Observations microscopiques de deux inclusions piégées dans un plagioclase de BPP provenant du Piton des Neiges (a) Photographie au microscope optique en lumière réfléchie de l'inclusion cristallisée MI PdN16. (b) Image en électrons rétrodiffusés (BSEI) réalisée au MEB (LMV) de cette même inclusion, mettant en évidence la présence des minéraux fils. (c) Cartographie chimique (MEB, LMV) de l'inclusion permettant l'identification des minéraux fils. La bordure de plagioclase plus sodique (bleu clair) que le plagioclase hôte est caractéristique de la cristallisation centripète post-piégeage du minéral hôte aux parois de l'inclusion. (d) Photographie en lumière transmise de l'inclusion MI PdN10 polie à l'affleurement du cristal, après homogénéisation. La fracture est issue du polissage. (e) BSEI de cette même inclusion. (f) Cartographie chimique ciblée sur une bordure de cette inclusion. La bordure fine ( $< 1 \mu\text{m}$ ) et plus claire autour résulte de l'effet de trempe à la fin du chauffage expérimental. La fine fracture visible depuis la bordure ne semble pas affecter le contenu de l'inclusion.

## Chapitre IV : Caractéristiques géochimiques de la source du panache mantellique de La Réunion

---

La première problématique abordée dans cette thèse est la nature de la source du panache mantellique de La Réunion. Ce point chaud, existant depuis environ 65 Ma, est à l'origine de laves relativement homogènes isotopiquement (Fisk *et al.*, 1988; Graham *et al.*, 1990; Staudacher *et al.*, 1990; Peng et Mahoney 1995; Albarède *et al.*, 1997; Hanyu *et al.*, 2001; Mahoney *et al.*, 2002). Si la source du panache semble correspondre à un composant mantellique commun aux OIB d'après les isotopes du Sr, Nd et Pb (Bosch *et al.*, 2008), des travaux ont proposé qu'il provienne d'un manteau ancien peu différencié, presque isolé des processus de recyclage (Vlastélic *et al.*, 2006 ; Schiano *et al.*, 2012).

Ce chapitre se présente sous la forme d'un article soumis pour publication. L'objectif est d'apporter des informations supplémentaires sur la nature et les caractéristiques de la source du point chaud de La Réunion, par une approche basée sur les inclusions magmatiques. Cette étude se concentre notamment sur les rapports d'éléments en traces incompatibles. Ils reflètent les caractéristiques à long terme de la source des basaltes. Les cônes adventifs et le cratère Hudson (éruption de 1998) présentent l'avantage de contenir des olivines plus magnésiennes ( $Fo > 85$ , jusqu'à  $Fo_{88,2}$  dans cette étude), et ainsi d'accéder à des compositions plus primitives. Sur les vingt inclusions considérées dans ce chapitre, seize sont naturellement vitreuses : douze inclusions proviennent de Hudson (514Hud3), trois du Piton de Caille (514PC7, Plaine des Cafres) et une du Piton Haüy (514PS12, Plaine des Sables). Les quatre autres, initialement cristallisées, ont été homogénéisées par chauffage expérimentale : elles proviennent du Piton Mahot (ADC27) et du Piton Langevin (ADC11) de la Plaine des Cafres et du flanc Sud, respectivement.

Des analyses ont également été effectuées sur roche totale, sur l'échantillon de Hudson et différents cônes adventifs (15 échantillons). Il s'agit dans cet article des premières laves analysées dans cette thèse (sur les 48 au total, cf. Chapitre VI et Annexe C).

Les olivines ne sont pas à l'équilibre chimique avec leur lave hôte, mais avec un liquide plus primitif, qui n'apparaît pas en termes de laves émises en surface. Les laves des cônes adventifs ont des compositions en éléments majeurs inhabituelles comparées à celles des laves historiques (p. ex. de plus faibles rapports  $CaO/Al_2O_3$ ), mais les éléments en traces suggèrent que les magmas proviennent d'une source chimiquement commune. Les rapports d'éléments en traces très incompatibles des inclusions, utilisés pour identifier la nature de la source du

panache mantellique, montrent qu'elle correspondrait soit à un mélange homogène de différents composants mantelliques (HIMU, EM2 et DMM), soit à un manteau moins différencié et proche des compositions du manteau primitif. Ainsi, les inclusions magmatiques ont des rapports d'éléments incompatibles (p. ex. Th/La, Nb/La) similaires à celles estimées pour le manteau primitif. Elles montrent également de plus faibles rapport Nb/U comparés à la moyenne des basaltes océaniques (Hofmann *et al.*, 1986). D'après ces résultats et les données isotopiques et en éléments traces de la littérature (Vlastélic *et al.*, 2006 ; Schiano *et al.*, 2012), nous suggérons pour le panache mantellique de La Réunion une source de nature intermédiaire entre un domaine mantellique proche du manteau primitif et un domaine appauvri, qui n'est presque pas affectée par les processus de recyclage. Un modèle de fusion à l'équilibre depuis une source mantellique péridotitique à grenat, légèrement appauvrie par rapport au CHUR, a permis de montrer qu'il est possible de générer les compositions enrichies en éléments en traces des inclusions magmatiques, en considérant de faibles degrés de fusion partielle (~ 5 %).

– Article soumis à *Contributions to Mineralogy and Petrology* –

## **Geochemical characteristics of the La Réunion mantle plume source inferred from olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island)**

**Marina Valer<sup>1\*</sup>, Pierre Schiano<sup>1</sup>, Patrick Bachèlery<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal - CNRS - IRD, OPGC, 6 avenue Blaise Pascal, 63178 Aubière Cedex

\*Corresponding author: E-mail: [m.valer@opgc.univ-bpclermont.fr](mailto:m.valer@opgc.univ-bpclermont.fr)

### **Abstract**

Major and trace element compositions were obtained for bulk rocks and melt inclusions hosted in olivine crystals ( $Fo > 85$ ) from the adventive cones of the Piton de La Fournaise volcano (La Réunion Island). Ratios between very incompatible trace elements for these magmas are used to identify the nature of the La Réunion mantle plume source. Although adventive cone lavas display unusual major element compositions compared to the historical lavas of the volcano (e.g. lower  $CaO/Al_2O_3$ ), trace element data suggest that the magmas emitted by the adventive cones originate from a common chemical source. This source may correspond to either a homogeneous mixed source of different mantle components or a near-primitive less-differentiated mantle source. The melt inclusions display ratios between very incompatible elements (e.g.  $Th/La$ ,  $Nb/La$ ) which are similar to the primitive mantle values, and lower  $Nb/U$  ratios compared to most of oceanic basalts. These results and previous isotopic and trace element data suggest an intermediate origin for La Réunion plume, between a primitive-like mantle domain and a depleted one which is almost unaffected by the recycling processes. This mantle domain can be issued from early depletion of the primitive mantle between 3.1 and 4.45 Gyr ago. Small degrees of melting of this slightly depleted source explain the enriched trace element concentrations of the melt inclusions.

**Keywords:** Mantle source, La Réunion plume, Melt inclusions, Trace elements, Oceanic Island Basalts, Piton de la Fournaise



## **Introduction**

Oceanic basalts provide insight into the chemical composition of the terrestrial mantle and its evolution during the Earth's history. Ocean Island Basalts (OIBs) are thought to be produced by melting of ascending mantle plumes (e.g. Wilson 1963, 1965; Morgan 1971). Variations in OIB trace elements (e.g., Sun and Hanson 1975; Clague and Frey 1982; Roden et al. 1984) and isotope chemistry (e.g. Hart et al. 1973a; Schilling 1973) have revealed that their origin requires the involvement of different mantle sources, chemically distinct from the upper mantle source of the more depleted mid-ocean ridge basalts (MORB). Sr, Nd and Pb isotopic heterogeneities at different scales (e.g. White 1985; Zindler and Hart 1986; Allègre et al. 1987; Hart et Hauri 1992; Stracke et al. 2005) in OIBs are explained in terms of mixing and/or ageing relationships between end-members identified as the various extremes of the data arrays. Hofmann and White (1982) and White and Hofmann (1982) proposed that these relationships are due to recycling of oceanic, and to a much lesser extent continental, crustal material into the mantle. On the basis of the Sr-Nd-Pb taxonomy, in addition to the depleted MORB mantle (DMM) described by Zindler and Hart (1986), three enriched mantle components have been identified (White 1985; Zindler and Hart 1986; Allègre et al. 1987; Hart, 1988): HIMU, EM-1 and EM-2. The HIMU component is thought to represent altered, dehydrated recycled oceanic crust material (e.g. Chase, 1981), and EM-1 and EM-2 components are generally related to small amounts of pelagic and terrigenous sediments, respectively (e.g. Chauvel et al. 1992, 2008). Alternative hypotheses have been suggested for EM-1 and EM-2, such as recycling of lower and/or upper continental crust in the oceanic lithosphere (Willbold and Stracke 2006). Gasperini et al. (2000) also proposed that EM-1 corresponds to recycling of oceanic plateau and McKenzie and O'Nions (1983) suggested the role of the continental lithosphere by delamination. Based on the convergence point of all OIB observed in the isotopic diagrams (Sr-Nd-Pb), a component common to OIB was also suggested, termed PREMA for "prevalent mantle" and corresponding to segments of mantle which were not depleted in incompatible elements during continental crust extraction (Zindler and Hart 1986). According to the high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios of some OIB, Hauri et al. (1994) proposed that this component corresponds to an undegassed mantle domain termed FOZO ("Focal Zone", Hart et Hauri 1992). The undegassed source of the FOZO component is thus defined as lower mantle, entrained by ascent plumes from the core-mantle boundary (Hart and Hauri 1992). Involvement of undepleted mantle segments in the isotopic variations observed for oceanic basalts remains controversial essentially because the primitive mantle composition is not a radiogenic end-member in the

isotope compositional space. However, geophysical models of the terrestrial mantle structure have suggested that “primitive” compositions could be preserved over time somewhere in the lower mantle (e.g. Albarède and Van der Hilst 2002). Specific mantle component definition remains yet controversial (“marble-cake mantle”, Armienti and Gasperini 2007). These authors proposed that the composition heterogeneities recorded in OIB are issued from the presence of recycled eclogite in the upper mantle.

The long-lived plume of La Réunion has displayed relatively homogeneous isotopic (Sr, Nd, Pb and He) compositions over the last 65 Ma (Fisk et al. 1988; Graham et al. 1990; Staudacher et al. 1990; Peng and Mahoney 1995; Albarède et al. 1997; Hanyu et al. 2001; Mahoney et al. 2002). In Sr, Nd and Pb isotopic space, La Réunion lavas do not show well-developed trends. The data define a narrow isotope field that reflects the homogeneous nature of the plume and is located at the convergence of major hotspot arrays on isotopic correlation diagrams (e.g. Fisk et al. 1988; Bosch et al. 2008).. Thus, the La Réunion plume has an isotopic signature consistent with the PREMA or FOZO components midway between the DMM-HIMU points and regarded as entrained lower mantle. Vlastelic et al. (2006) highlighted the primitive-like Th/U source-ratio signature of basalts from La Réunion, consistent with the involvement of an early, less-differentiated mantle domain. This is further supported by the  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  isotopic compositions of Piton de la Fournaise basalts (Schiano et al. 2012), which indicate a mantle domain almost isolated from recycling processes. Mixing between enriched components has also been proposed to explain some lava compositions (e.g. Bosch et al 2008; Pietruszka et al. 2009; Di Muro et al. 2014). However, a mantle source with an intermediate composition due to mixing of enriched components for La Réunion is difficult to envision given the homogeneity of the long-lived plume over time, as it would imply that a similar mixing process (that is, a mixing with constant proportions) has operated for around 66 Ma (Duncan and Pyle 1988; Mahoney et al. 2002).

In this paper, based on previous isotopic results for La Réunion lavas and our melt inclusion data, we discuss the hypothesis that La Réunion plume might sample an early, less-differentiated mantle domain, by studying ratios involving highly incompatible elements (with bulk solid/melt partition coefficients  $D \ll$  melt fraction) or incompatible elements with nearly identical  $D$ . Because these ratios remain uniform irrespective of their absolute concentrations and, therefore, do not vary with increasing concentrations in the magma during partial melting and crystallization processes, concentration ratios of these highly incompatible elements (e.g., Ba/La, Th/La and K/La) primarily reflect those in present-day mantle magma sources

(Hofmann et al. 1986). Such element ratios reflect the long-term characteristics of the basalt sources and do not depend on the age of the source (e.g., Hofmann, 1997).

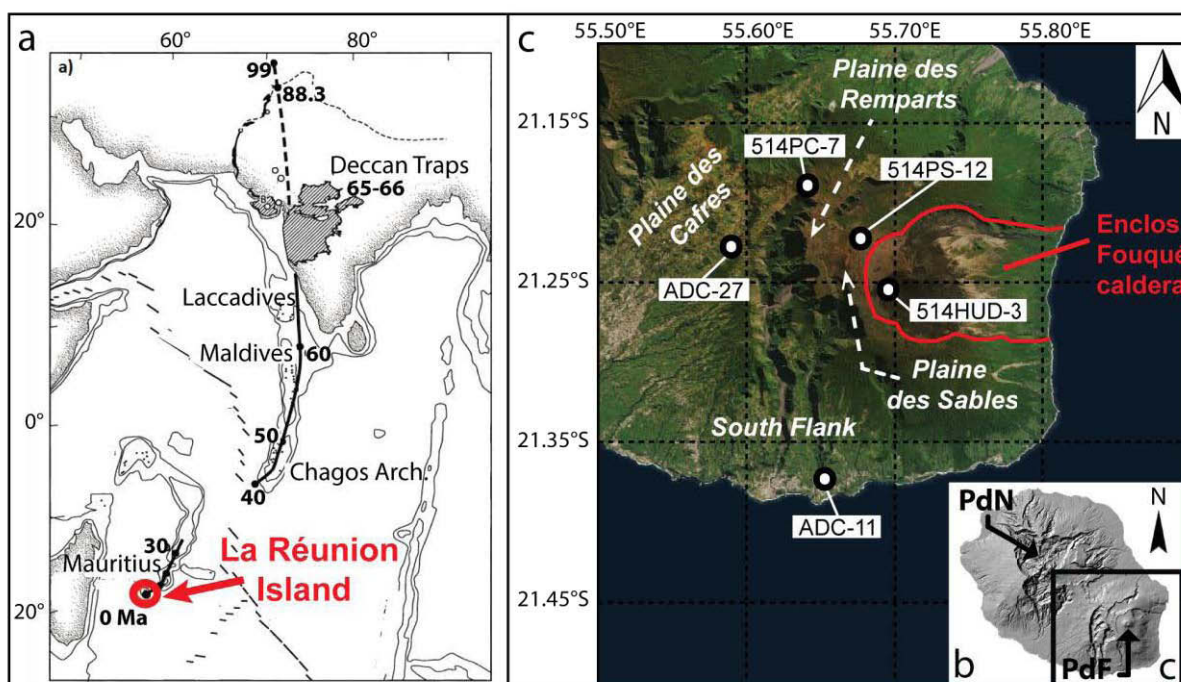
It is not possible to access primitive parental magmas at La Réunion by sampling erupted lavas, because they are all relatively differentiated. However, magmas emitted by the adventive cones of the Piton de la Fournaise volcano, containing olivine crystals more forsteritic (up to Fo<sub>87</sub>, Bureau et al. 1998a, 1998b and Fo<sub>88</sub>, in cumulate nodules, Brugier et al. 2015) than in the historical lavas (usually Fo ≤ 84%), bypass the main central conduit of the volcano, and thus sample the plumbing system elsewhere, possibly at deeper levels. These Mg-rich olivines are not in equilibrium with their host lava. They thus have a xenocrystic origin and point to the formation of MgO-rich magmas, which do not occur as erupted lavas (Valer et al. 2016).

Here, we study the composition of the parental liquids of these forsteritic olivines, preserved as silicate melt inclusions within the crystals. By studying incompatible trace element ratios of these relatively primitive liquids, the objective is to gain insight into the nature and origin of the mantle source of the La Réunion plume.

## **Geological setting and geochemical background**

The island of La Réunion is located in the western Indian Ocean. Its volcanic origin is due to the activity of a long-lived mantle plume, which track can be traced from the Deccan Traps, India (~66 Ma ago), via the Laccadive, Maldivé, Chagos islands, the Mascarene Plateau and Mauritius Island (Duncan 1990), to the currently active La Réunion Island (Fig.1a). La Réunion Island consists of at least two shield volcanoes composed of transitional lavas: the extinct Piton des Neiges (PdN) in the northwest and the active Piton de la Fournaise (PdF) in the southeast (Fig.1b). Volcanism at La Réunion Island is estimated to have begun more than 5 Ma ago. PdN activity spanned from more than 2.2 Ma (Upton and Wadsworth 1965; Upton 1982; McDougall, 1971; Quidelleur et al. 2010) to 29 ka ago (Gillot and Nativel, 1982; Salvany et al. 2012), whereas PdF activity began more than 450 ka ago (Gillot and Nativel 1989; Merle et al. 2010; Lenat et al. 2012). Lavas from PdF can be subdivided into aphyric basaltic lavas, also called cotectic basalts or Steady State Basalts (SSB), olivine-rich basalts, subordinate differentiated lavas, and the “abnormal group” (AbG) (Upton and Wadsworth 1965, 1972; Ludden 1978; Albarède and Tamagnan 1988; Albarède et al. 1997; Famin et al. 2009). All these groups apart from the AbG can also be found in the PdN volcano. The lava types erupted during the “historical period” (1640 to the present) of Piton de la Fournaise activity correspond to the SSB and the olivine-rich basalts, the most frequent being the SSB (Lénat et al. 2012). They are mainly contained within the Enclos Fouqué, a caldera open to the sea on its eastern side, and

result from cotectic crystallization of olivine, clinopyroxene and plagioclase at low-pressure (e.g. Boivin and Bachèlery 2009; Pichavant et al. 2016). Olivine-rich basalts are formed by olivine accumulation in a SSB-type liquid. Differentiated lavas have not been erupted since 450 ka ago at PdF (Merle et al. 2010), although they have been more recently emitted at PdN, i.e., between about 340 (McDougall, 1971; Upton and Wadsworth, 1972; Salvany et al. 2012) and 29 ka ago (Salvany et al. 2012).. AbG have been produced almost exclusively outside the main active zones, more than 300 years ago. Their eruptions formed the adventive cones on the PdF edifice (Fig.1c), comprising about a hundred monogenetic volcanic cones. Only one historic eruption has produced AbG-type magmas, within the Enclos Fouqué (1998 eruption at Hudson crater, e.g. Salaün et al. 2010). Different hypotheses were proposed for the petrogenesis of AbG, such as assimilation of olivine-rich cumulates containing highly differentiated interstitial melts (Salaün et al. 2010) or clinopyroxene fractionation (“wehrlitic trend”, e.g. Kornprobst et al. 1979, 1984). In contrast with the historical lavas, clinopyroxene should replace olivine as the first liquidus phase which implies a deeper origin for the adventive cone magmas (geochemical observation and modeling, and experimental approaches from Kornprobst et al. 1979, 1984; Albarède et al. 1997; Famin et al. 2009; Boivin and Bachèlery 2009; Pichavant et al. 2016; Brugier, 2016). Pietruszka et al. (2009) ascribed some “anomalous” compositions of lavas from the Hudson crater to contamination of mantle-derived magmas with low-degree partial melts of altered cumulates.



**Figure 1.** (a) Map of western Indian Ocean (from Mahoney *et al.*, 2002). The black line represents the displacement of the lithospheric plate over the hotspot, from the Deccan Traps to its current position (La

Réunion Island). The dashed line corresponds to the pre-Deccan portion according to Kent *et al.*, 2002 (not necessarily implying the existence of the hotspot at these times, Mahoney *et al.*, 2002). Volcanism ages are in Ma. (b) Map of La Réunion Island, with Piton des Neiges (*PdN*) and Piton de la Fournaise (*PdF*) volcanoes (from Famin *et al.* 2009). (c) Satellite image of the southeastern part of La Réunion Island. The Piton de la Fournaise adventive cones preferentially lie in the zones of the Plaine des Cafres, Plaine des Sables, Plaines des Remparts and the south flank, except the Hudson crater, which is located within the Enclos Fouqué caldera. The five rock samples used in the study of olivine-hosted melt inclusions are shown with white dots

The plume responsible for the volcanic activity at La Réunion is thought to originate in the deepest part of the lower mantle (Courtillet *et al.* 2003). The isotopic composition of the La Réunion mantle plume changed over time, showing less depleted, i.e. less MORB-like isotopic signatures (White *et al.* 1990). The less depleted signatures are assigned to a reduction in entrainment of asthenospheric material within the ascending plume (White *et al.* 1990). Fisk *et al.* (1989) also suggested variable extents of mixing between plume and asthenospheric mantle, which can be related to the changing position of the Central Indian Ridge and hotspot during the plate migration. Hence, magmas from the shield building stage of Mauritius and La Réunion Islands (i.e., the youngest edifices) are supposed to represent the uncontaminated signature of the La Réunion mantle plume component. Long-lived radiogenic isotopes Sr, Nd and Pb (e.g. Fisk *et al.* 1988; Albarède *et al.* 1997) and rare gas isotopes He, Ne and Ar (e.g. Hanyu *et al.* 2001) display only tiny variations indicating that the La Réunion plume is relatively homogeneous over time. The low variations of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  between the lavas from Mauritius and La Réunion reflect a homogeneous source over the last 8 My (Fisk *et al.* 1988; Albarède *et al.* 1997; Fretzdorff and Haase 2002; Nohda *et al.* 2005). However, some exceptions were observed, such as the Nd isotopic compositions of lavas (Luais 2004), or the variations of the Pb isotopic ratios ascribed to the crustal contamination of magmas (Vlastelic *et al.* 2005, 2007, 2009). Furthermore, some old (> 3.3 Ma) submarine lava flows dredged off to the northeast of Piton de la Fournaise that have recently revealed the existence of a more radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  signature combined with low  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values (Smietana *et al.* 2010; Smietana 2011). Linear correlation between incompatible element ratios and Sr isotopes observed for recent lavas from Piton de la Fournaise reflect a mixing process implying enriched components. This mixing is recorded in the shallow reservoir (Di Muro *et al.* 2014) and is consistent with reflect small-scale mantle heterogeneities (Bosch *et al.* 2008; Pietruszka *et al.* 2009).

## **Sample collection and Methods**

### **Sample collection**

Seventeen samples from the adventive cones are considered in this study (Online Resource 1). Fifteen rock samples were analyzed in major and trace elements (Online Resource 2), including two rock samples from a previous study (ADC11 and ADC27, Bachèlery et al. 2014). For the study of the olivine-hosted melt inclusions, five samples from distinct adventive cones were selected (Fig. 1c): four from non-historic eruptions (514PC7, ADC27, 514PS12 and ADC11), and one (514Hud3), from the 1998 eruption at Hudson crater (Battaglia and Bachèlery 2003; Salaün et al. 2010), located within the Enclos Fouqué caldera. Piton de Caille (514PC7) and Piton Mahot (ADC27) samples were collected from the Plaine des Cafres, Piton Haüy (514PS12) from the Plaine des Sables, and Piton Langevin (ADC11) on the south flank of the PdF edifice (see Fig.1c). ADC27 and ADC11 correspond to lava flows, whereas 514PC7 and 514PS12 are olivine crystal lapilli accumulated at the base of Piton de Cailles and Piton Haüy, respectively. 514Hud3 is a pyroclastic sample from the Hudson scoria cone.

### **Methods**

#### ***Bulk-rock analyses***

Among the fifteen rock samples analyzed, ADC11 and ADC27 were previously analyzed for whole rock major elements by XRF at the University of Edinburgh (Scotland, Bachèlery et al. 2014). Analysis of the thirteen other rock samples were obtained during this study by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ULTIMA C ICP-AES) at the Laboratoire Magmas et Volcans (LMV, Clermont-Ferrand, France). The basaltic standard BHVO-1 was recurrently measured and the estimated analytic error was < 2 % for all oxides, except TiO<sub>2</sub> (3.4 %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (~4.6 %) and K<sub>2</sub>O (~5.8 %) (see procedures in Cantagrel and Pin 1994; Murray et al. 2000). Whole rock trace element analysis was carried out for all the fifteen rock samples, using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS, Agilent 7500-cs) at the LMV (Clermont-Ferrand, France). Procedures and standard (BEN) used for external calibration are detailed in Chauvel et al. (2011). The external reproducibility is below 10 % for trace elements.

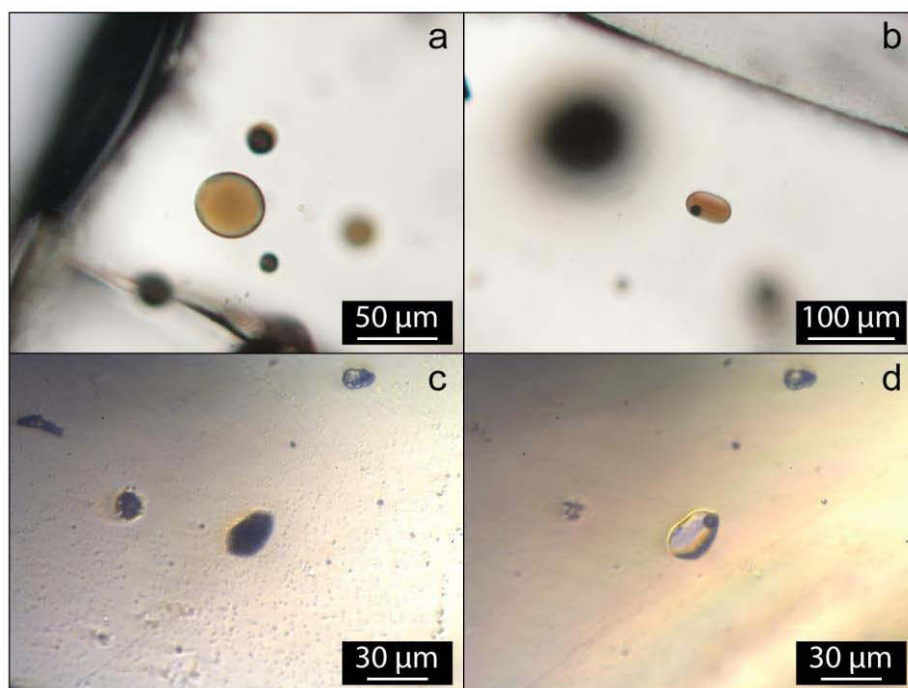
### ***Melt inclusion and host olivine analyses***

Olivine crystals with high Fo contents (Fo > 85%) and hosting melt inclusions were hand-picked from the five rock samples. Only well-preserved euhedral melt inclusions randomly distributed throughout olivine crystals (Fig.2) were considered for analysis, in order to ensure their primary melt character and their equilibrium with the host (Faure and Schiano 2005).

Crystallized olivine-hosted melt inclusions from the lava flows (ADC11 and ADC27) were experimentally heated in order to determine the initial composition of the trapped melts (see Fig.2). Only melt inclusions located far from crack planes and the host rim were selected for these experiments, which were performed at the LMV (Clermont-Ferrand, France) using a high-temperature, 1 atm Vernadsky-type heating-quenching stage. The device is attached to a petrographic microscope, which allows in-situ monitoring (Sobolev et al. 1980; Schiano 2003). Experiments were conducted at an oxygen fugacity of  $10^{-9}$ - $10^{-10}$  atm with He purified with Zr at 700°C, to avoid oxidation of the host and ensure an efficient quench. The experimental conditions were a heating rate of ~80 °C/min up to ~1060 °C, then a heating rate of ~10 °C/min, for an average duration of 50 mins, including ~10 mins at a steady state at the final temperature, before the quench. Most shrinkage gas bubbles did not disappear during the runs, even at the highest temperatures. The experiments were thus extended up to the temperature at which the last daughter mineral disappeared. This was between ~1180°C and ~1245°C, which represents minimum estimates of the melt inclusion homogenization temperatures.

Four heated and sixteen glassy melt inclusions and their host olivines were analyzed for major and trace elements by electron microprobe (Cameca SX100) and laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer (193 nm ArF excimer laser coupled to an Element ICP-MS), at the LMV (Clermont-Ferrand, France). Analytical procedures are similar to those detailed in Sorbadère et al. (2011). For major elements, olivine analyses were performed with a focused beam and a current of 15 nA. Melt inclusions were analyzed with a beam of 10 - 20 µm in diameter and a current of 4 - 8 nA. Counting times were 10 s for Si, Na, Ca, Ti and P, 20 s for Al and Mg, 30 s for Mn, and 40 s for K and Fe. The typical analytical uncertainties ( $2\sigma$ ) obtained from replicate measurements of the basaltic glass standards VG-A99 (Jarosewich et al. 1979) were ~30 % for P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and MnO, less than 10 % for Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O, less than 6 % for FeO and TiO<sub>2</sub>, and less than ~3 % for the other oxides. For trace elements, melt inclusions were analyzed with a laser pulse frequency of 2 - 3 Hz and a pit size of 15 - 20 µm. The fluence of the sample surface was 15 J/cm<sup>2</sup>. For each measurement, the gas was first analyzed during 20 - 25 s, before the sample analyze of 100 s. Note that two melt inclusions,

whose signals were below the detection limit, were not used in this study. Hence, eighteen trace element analyses were calibrated using CaO as the internal element reference. An inter-laboratory check was performed on NIST 610, NIST 612 (Gagnon et al. 2008) and BCR-2G glass standards. Typical analytical errors ( $1\sigma$ ) are less than 10 %.



**Figure 2.** Transmitted-light photomicrographs of olivine-hosted melt inclusions from this study. (a and b) Unheated, glassy melt inclusions. (c and d) Crystallized melt inclusion before (c) and after (d) experimental heating

## Results

Lava flows and pyroclastic samples display microlitic textures with olivine as the main phenocryst phase. 514Hud3 and ADC27 are relatively crystal-poor samples, whereas ADC11 contains, in addition to olivine, rare plagioclase and clinopyroxene crystals (up to 1 mm). ADC11 is also the only sample to show an orthopyroxene crystal of 10 mm long. Groundmasses of 514Hud3, ADC27 and ADC11 are relatively crystallized and comprise plagioclase, olivine, clinopyroxene and oxides. Most of the olivine crystals contain primary silicate melt inclusions, with sizes varying from 15 to 80 μm in diameter.

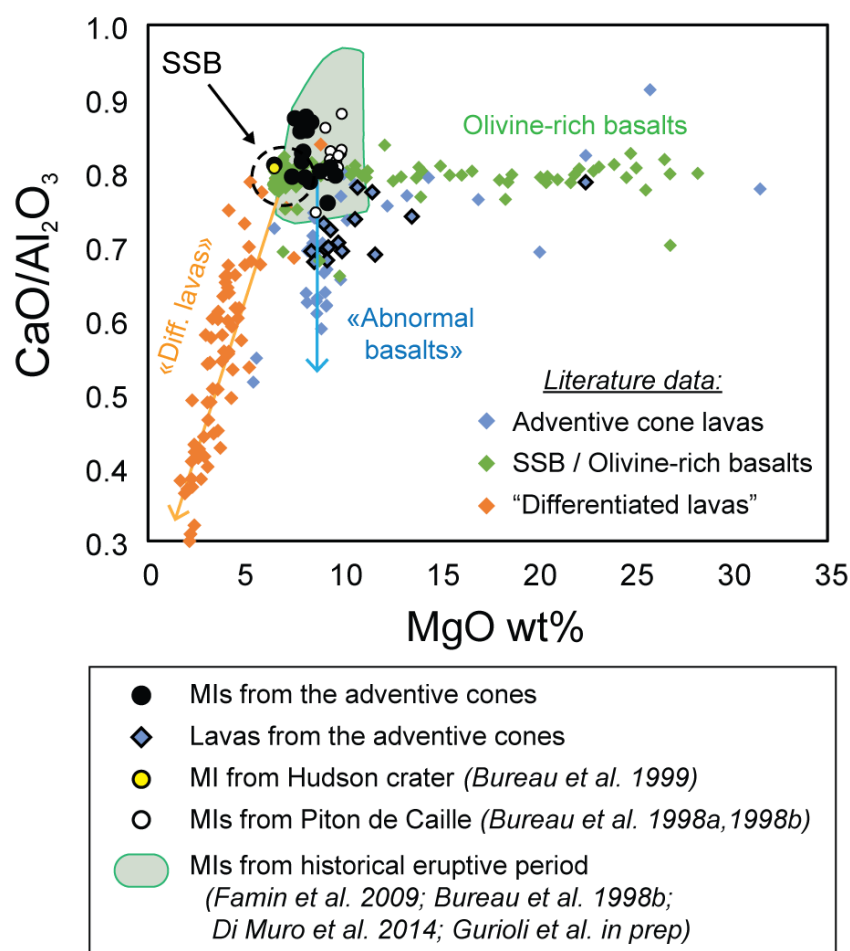
### Bulk-rock analysis

Major and trace element compositions of the fifteen rock samples of this study are given in the supplementary data (Online Resource 2). They are transitional basalts, typical of La



Réunion erupted lavas. They display a range of compositions of 42.60 - 47.64 wt.% for SiO<sub>2</sub>, 8.40 - 22.52 wt.% for MgO, 10.12 - 12.82 wt.% for FeO<sub>total</sub>, 1.72 - 3.05 wt.% for TiO<sub>2</sub> and 7.03 - 10.92 wt.% for CaO. They also show CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios ranging from 0.68 to 0.79, which are typical values for the “Abnormal basalts” group of La Réunion magmas (Fig.3), much lower than the historical lavas (i.e., cotectic and olivine-rich basalts, Fig.3) characterized by an average CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio of 0.80..

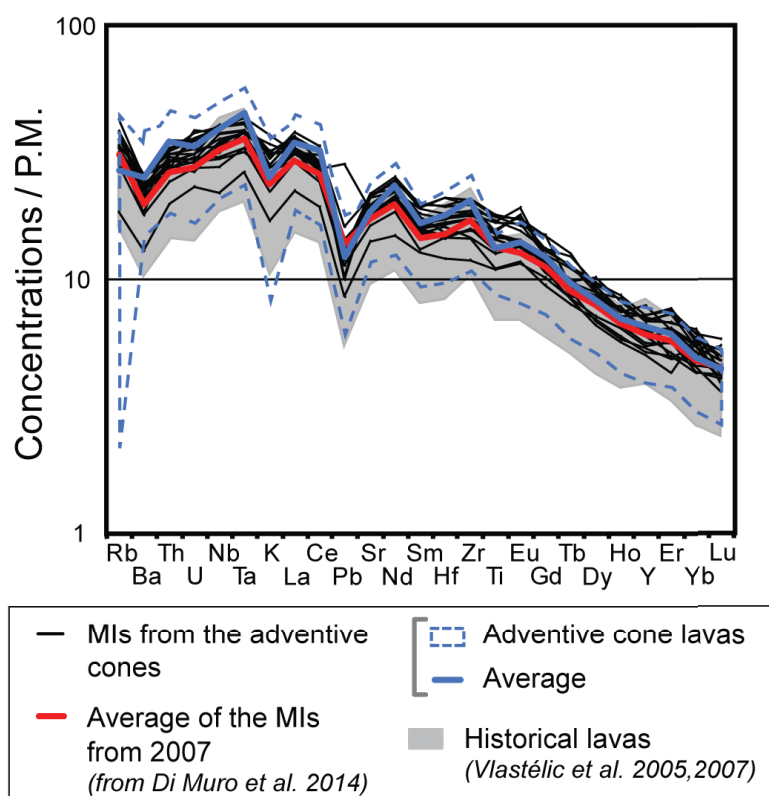
The olivine control line of the historical lavas of Piton de la Fournaise, is well documented (e.g. Albarède et al. 1997 and Boivin and Bachèlery 2009). Olivine accumulation is identified as being the process leading to MgO-rich (up to 30 %) olivine basalts named “oceanite”. Accordingly, aphyric lavas can be *a priori* considered as residual liquids resulting from fractional crystallization of olivine (+ Cr-spinel).



**Figure 3.** CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio versus MgO wt.% diagram, comparing olivine-hosted melt inclusions (MIs) from the adventive cones of Piton de la Fournaise (*black circles*) with lavas from the adventive cones (see compositions in Online Resource 2) and lavas from La Réunion, Olivine-hosted melt inclusions from previous works are also shown for comparison (*Bureau et al. 1998a, 1998b, 1999; Famin et al. 2009; Di Muro et al. 2014; Gurioli et al. in prep*). Literature data for La Réunion lavas: *Green symbols*: historical lavas from La Réunion, data from Vlastelic et al. (2005, 2007), Sobolev & Nikogosian (1994),

Upton & Wadsworth (1972a); *Orange symbols*: La Réunion lavas from Upton and Wadsworth (1972), Albarède et al. (1997), Fretzdorff et al. (2000), Smietana (2011); *Blue symbols*: lavas from adventive cones from a previous work (Bachelery et al. 2014); *Green arrow*: olivine accumulation trend; *Orange arrow*: evolution trend for the “differentiated lavas”; *Blue arrow*: evolution trend of the “abnormal basalts” (figure modified from Lénat et al. 2012)

The lavas display a large range of trace element compositions (Fig. 4 and Online Resource 2). Their primitive mantle-normalized trace element patterns are typical of Ocean Island Basalts and compare favorably with historical lavas from La Réunion; i.e., they are enriched in LREE and LILE and depleted in HREE, although the average of the lavas lies at the upper range of the historical lava compositions (Fig.4). They also display a strong negative Pb anomaly.



**Figure 4.** Primitive mantle-normalized trace element diagrams comparing olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones of Piton de la Fournaise with the adventive cone lavas (see whole rock compositions in Online Resource 2) and previously published historical lavas (Vlastelic et al. 2005, 2007) from La Réunion. Average of the compositions of the olivine-hosted melt inclusions from the 2007 eruption (from Di Muro et al. 2014) is showed. The very low Rb contents in the range of the adventive cone lavas are associated to some “oceanites”. Compositions are normalised to the primitive mantle composition of McDonough and Sun (1995)

### **Melt inclusions and host olivines**

The host olivines display relatively high forsterite contents, ranging from 85.1 to 88.2 Fo% (Table 1 and Online Resource 3). These Fo contents are in the same range of compositions that the olivine crystals previously found in the adventive cones, with Fo<sub>85-87</sub> for the Piton de Caille (e.g. Bureau et al. 1998a, 1998b) and Fo<sub>88</sub> in cumulate nodules of the Piton Chisny (Brugier et al. 2015). Fo<sub>88</sub> olivines had also been analyzed in samples from the Hudson crater (Salaün et al. 2010). Contrary to a previous study (Bureau et al. 1999), no Fo<sub>89</sub> olivine has been analyzed in our Hudson crater sample. Such Mg-rich olivines, compared to those of the historical lavas, are not in equilibrium with their host lava (Valer et al. 2016). For example, considering the Hudson crater, olivine crystals with a forsterite content superior to Fo<sub>84</sub> display a  $K_D$  inferior to 0.30 (for a  $Fe^{3+}/\Sigma Fe_{total}$  ratio of 0.12). They are thus too magnesian to be in equilibrium with their host lava.

Melt inclusions preserved in olivines from 514Hud3, 514PC7 and 514PS12 samples consist of quenched glass and a shrinkage gas bubble. In contrast, they were partially crystallized in the olivine crystals from the ADC11 and ADC27 lava flows and were thus experimentally heated (see Methods). Unheated, naturally quenched melt inclusions show  $K_d$  values between 0.13 and 0.25; i.e., lower than the nominal values for basaltic melt/olivine equilibrium for the La Réunion magmas (~0.306, Fisk et al. 1988). These values reflect post-entrapment crystallization of the host olivine on the inclusion walls during cooling, a process which can be numerically corrected by incrementally adding olivine in Fe-Mg equilibrium until the liquidus olivine is identical to the host (see calculation details in Table 1). The compositions of the melt inclusions after the heating experiment and the numerical correction for post-entrapment crystallization are shown in Table 1. Heated melt inclusions from sample ADC27 are in equilibrium with their host olivine ( $K_d \sim 0.28$ ), whereas  $K_d$  values for MI ADC11-7 and MI ADC11-11 heated melt inclusions are higher than 0.31 (0.37 and 0.41, respectively), thus suggesting overheating during the experiments and/or post-entrapment FeO-MgO exchange between the melt and its host olivine phase (e.g. Danyushevsky et al. 2000, 2002); their major element compositions will not be considered hereafter. When plotted on a CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus MgO diagram (Fig.3), melt inclusion data are consistent with the composition range of the olivine-hosted melt inclusions from the historical lavas and from previous data from adventive cones (Piton de Caille and Hudson crater, Bureau et al. 1998a, 1998b, 1999). They display higher CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios (between 0.76 and 0.88) than whole rock compositions from the adventive cones. However some of the inclusions have compositions which are consistent with

the parental magmas of the “Olivine-rich basalt” trend; i.e., the trend defined by olivine accumulation from an SSB-type liquid. Note that after numerical correction for the host olivine post-entrapment crystallization on the walls, the melt inclusions display MgO contents generally higher or in the upper range of the SSB. This could suggest a “SSB” origin for the host olivines, which were then probably incorporated by the adventive cone magmas, in agreement with their disequilibrium with the host lava.

The variation of the CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios of the olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones is also observed in the melt inclusion data from the historical period (Fig. 3). Famin et al. (2005) measured CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios between 0.75 and 1.10, for the 2005 eruption. High CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios for olivine-hosted melt were ascribed to source heterogeneities due to the presence of mantle pyroxenitic lithologies (e.g. Médard et al. 2006; Sorbadère et al. 2011, 2013). However, such melt inclusions are found in island arc lavas and correspond to highly calcic and Ne-normative, subduction-related magmas. A most likely hypothesis is that the CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variations reflect magma chamber processes. For example, CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variations measured in the melt inclusions from the 2005 eruption at Piton de la Fournaise have been ascribed to clinopyroxene crystallization-dissolution processes, recorded by the olivine-hosted melt inclusions during thermal convection (Welsch et al. 2009).

Melt inclusions display comparable normalized trace element patterns very similar to those for whole rocks from the adventive cones and historical lavas (Fig.4, Table 1). They also show strong similarities with the patterns of olivine-hosted melt inclusions from the recent activity period (see average of the melt inclusions from the 2007 eruption, Fig. 4). They display typical OIB features and a negative Pb anomaly (except inclusion MI Hud3-2 from sample 514Hud3, due to the presence of a sulfide globule). Some inclusions also display positive Eu anomalies. When considering ratios involving highly incompatible elements, the average Th/U, Ce/U, Th/La, Nb/Rb and Nb/La ratios ( $3.64 \pm 0.34$  (1 $\sigma$ ),  $74.23 \pm 5.79$  (1 $\sigma$ ),  $0.11 \pm 0.01$  (1 $\sigma$ ),  $1.17 \pm 0.12$  (1 $\sigma$ ) and  $1.09 \pm 0.08$  (1 $\sigma$ ), respectively) are close to those of the primitive mantle (Hofmann 1988; McDonough and Sun 1995). Note also that while the average Ce/Pb ratio of  $25.54 \pm 2.62$  (1 $\sigma$ ) for the melt inclusions is in agreement with the range ( $25 \pm 5$ ) defined for MORB-OIB by Hofmann et al. (1986), the Nb/U ratio ( $35.96 \pm 3.58$  1 $\sigma$ ) is at the lower end of this range ( $47 \pm 10$ ).

**Table 1** Major and trace element concentrations for selected olivine-hosted melt inclusions in the lavas of the adventive cones from La Réunion Island

Rock sample	514PC7			514PS12	514Hud3						
Inclusion	MI PC7-4	MI PC7-10	MI PC7-15	MI PS12-17	MI Hud3-2	MI Hud3-8	MI Hud3-7	MI1 Hud3-9	MI2 Hud3-9	MI3 Hud3-9	MI Hud3-11
Major elements (recalculated compositions) <sup>a</sup>											
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	48.09	48.86	49.47	48.38	48.75	49.56	50.16	49.95	50.41	49.37	48.85
TiO <sub>2</sub>	2.65	2.73	2.62	2.73	2.57	2.92	3.15	2.94	2.91	2.98	3.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.61	14.11	13.48	14.54	14.41	14.44	14.13	14.05	14.27	14.74	14.20
FeO(t)	10.07	9.16	9.60	9.04	8.77	8.70	7.52	9.23	8.69	8.01	8.43
MnO	0.22	0.21	0.12	0.07	0.26	0.08	0.12	0.25	0.19	0.17	0.09
MgO	9.64	8.33	9.38	9.23	8.39	7.98	7.56	8.86	8.06	7.92	8.24
CaO	10.83	11.11	10.88	11.03	12.51	11.96	12.34	11.27	11.32	12.18	12.30
Na <sub>2</sub> O	2.22	2.48	2.31	2.54	2.34	2.22	2.52	2.52	2.57	2.62	2.17
K <sub>2</sub> O	0.63	0.58	0.63	0.67	0.62	0.77	0.66	0.74	0.82	0.76	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.30	0.32	0.34	0.30	0.35	0.31	0.40	0.28	0.34	0.42
Total	98.24	97.86	98.81	98.57	98.94	98.98	98.47	100.21	99.53	99.09	98.47
Fo Host ol. <sup>b</sup>	86.2	85.7	86.5	87.0	86.1	85.6	86.7	86.3	85.9	86.6	86.4
PEC <sup>c</sup>	6.72	3.73	5.81	5.84	11.06	11.43	8.11	5.98	4.07	4.84	9.53
Trace elements <sup>d</sup>											
Rb	19.0	—	17.5	22.6	18.5	21.4	23.0	23.0	19.8	17.9	21.4
Sr	360	—	362	390	372	420	417	371	360	421	429
Y	24.0	—	25.5	26.6	26.8	29.3	33.7	27.0	25.7	29.5	30.9
Zr	189	—	165	182	163	206	195	195	181	206	217
Nb	21.9	—	19.6	26.1	22.6	26.7	26.1	23.5	22.1	24.7	25.9
Ba	120	—	135	140	138	166	168	149	147	155	163
La	20.3	—	19.1	23.5	20.1	22.9	21.2	21.1	20.1	23.7	24.6
Ce	46.5	—	43.4	53.3	45.6	54.3	47.3	48.1	45.9	48.5	56.2
Nd	26.5	—	24.5	28.8	26.0	30.1	27.5	28.0	25.2	30.8	31.7
Sm	6.6	—	6.1	6.5	6.4	8.1	7.7	6.7	6.4	7.7	8.0
Eu	2.1	—	2.1	2.2	2.2	2.4	2.7	2.2	2.0	2.8	2.6
Gd	6.3	—	6.5	6.2	6.4	7.2	8.1	6.6	6.4	6.7	7.2
Tb	0.9	—	1.0	0.9	0.9	1.2	1.2	1.0	0.8	1.0	1.1
Dy	5.2	—	5.5	5.7	5.4	6.4	6.1	5.7	5.5	6.0	6.5
Ho	1.0	—	1.0	1.0	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0	1.2	1.3
Er	2.4	—	2.7	2.8	2.8	3.0	2.8	2.8	2.2	3.2	3.4
Yb	2.0	—	2.2	2.3	2.4	2.7	2.2	2.4	2.0	2.4	2.5
Lu	0.3	—	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4
Hf	4.9	—	4.2	4.7	4.2	5.4	5.1	4.9	4.7	5.9	5.5
Ta	1.3	—	1.2	1.5	1.4	1.5	1.6	1.4	1.4	1.4	1.6
Pb	1.8	—	1.8	2.0	4.3	2.4	1.5	2.1	1.9	1.5	2.0
Th	2.5	—	2.2	2.8	2.3	2.5	2.5	2.3	2.2	2.2	2.6
U	0.7	—	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0.8	0.7

**Table 1** continued

Rock sample	514Hud3					ADC27		ADC11	
	MI Hud3-12	MI Hud3-13	MI Hud3-14	MI Hud3-15	MI Hud3-16	MI1 ADC27-1 <sup>c</sup>	MI2 ADC27-1 <sup>c</sup>	MI ADC11-7 <sup>c</sup>	MI ADC11-11 <sup>c</sup>
Major elements (recalculated compositions) <sup>a</sup>									
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	50.02	49.76	49.33	51.44	51.79	47.97	48.19	–	–
TiO <sub>2</sub>	3.20	2.74	2.90	3.43	2.45	2.89	2.90	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.66	14.52	15.18	14.42	13.84	14.41	14.40	–	–
FeO(t)	6.41	7.55	7.62	7.15	7.39	9.28	9.35	–	–
MnO	0.10	0.23	0.26	0.03	0.10	0.25	0.16	–	–
MgO	7.41	8.07	7.91	6.49	7.84	8.16	8.12	–	–
CaO	12.44	12.53	12.37	11.69	11.85	12.35	12.61	–	–
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.35	2.48	2.57	2.56	2.61	2.51	–	–
K <sub>2</sub> O	0.76	0.59	0.73	0.89	0.45	0.89	0.90	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.33	0.38	0.41	0.13	0.34	0.33	–	–
Total	98.98	98.68	99.15	98.51	98.39	99.16	99.47	–	–
Fo Host ol. <sup>b</sup>	88.2	87.4	87.0	85.4	87.3	86.2	86.1	85.1	86.2
PEC <sup>c</sup>	10.22	9.60	11.82	9.31	8.94	–	–	–	–
Trace elements <sup>d</sup>									
Rb	19.7	18.9	22.5	20.2	–	25.6	17.3	16.9	11.0
Sr	370	384	432	361	–	376	348	323	280
Y	29.3	31.0	30.3	28.6	–	23.0	21.5	22.1	23.4
Zr	187	179	190	215	–	165	152	152	125
Nb	24.6	22.9	26.2	25.4	–	20.7	19.8	18.2	14.3
Ba	154	148	172	168	–	167	158	118	85
La	20.8	21.3	23.1	20.6	–	21.2	20.7	18.8	14.5
Ce	44.5	48.7	52.8	51.7	–	45.5	41.7	40.6	32.3
Nd	28.7	27.5	28.4	26.6	–	25.6	26.6	23.1	18.6
Sm	7.4	7.1	6.7	7.8	–	6.3	6.1	5.3	5.2
Eu	3.0	2.7	2.5	2.5	–	2.1	2.1	1.8	1.8
Gd	6.7	7.0	6.8	8.1	–	5.8	5.9	5.2	5.5
Tb	1.0	1.1	1.1	0.9	–	0.9	0.8	0.8	0.8
Dy	6.9	6.0	6.3	5.8	–	4.6	4.4	4.7	4.8
Ho	1.2	1.1	1.1	1.1	–	0.9	0.8	0.9	0.9
Er	3.2	3.3	2.9	2.1	–	2.1	1.9	2.2	2.5
Yb	2.6	2.7	2.8	2.4	–	2.2	2.6	1.9	1.9
Lu	0.3	0.4	0.3	0.3	–	0.3	0.3	0.3	0.3
Hf	4.9	4.3	5.0	5.9	–	4.1	4.5	4.1	3.4
Ta	1.4	1.4	1.5	1.6	–	1.4	1.2	1.2	1.0
Pb	2.0	1.9	1.8	2.1	–	2.1	1.8	1.7	1.3
Th	2.4	2.1	2.6	2.3	–	2.3	2.2	1.9	1.6
U	0.6	0.6	0.8	0.7	–	0.6	0.6	0.6	0.5

<sup>a</sup> Composition for melt inclusions corrected from the post-entrapment crystallization. FeO(t): total iron

<sup>b</sup> Forsterite content of the host olivine

<sup>c</sup> Post-entrapment olivine crystallization, calculated on the basis of the Fe/Mg equilibrium with  $KD=(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{Ol}}/(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{Liq}}=0.306$  (Fisk et al. 1988) and an average  $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}_{\text{total}}$  ratio of 0.12. The  $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}_{\text{total}}$  ratio was estimated from the determination of the sulfur speciation of the glassy inclusions, by measurements of the peak shift of the sulfur  $K\alpha$  radiation relative to a sulfide standard using electron microprobe (Jugo et al. 2005)

<sup>d</sup> Measurements are calibrated against NIST610 glass standard, using CaO as the internal element reference (Gagnon et al. 2008). The analytical error ( $1\sigma$ ) is less than 10%, except ~10.13% for Lu, ~12.5% for Ti

<sup>e</sup> Those olivine-hosted melt inclusions were homogenized by heating stage experiments. The homogenization temperatures are: 1183 °C for the MI1 ADC27-1 and MI2 ADC27-1 melt inclusions, 1210 °C for MI ADC11-7 and 1244 °C for MI ADC11-11. The reproducibility of the temperature for the 1 atm Vernadsky-type device was inferior to 10 °C ( $2\sigma$ ), as previously estimated by Laubier (2006)

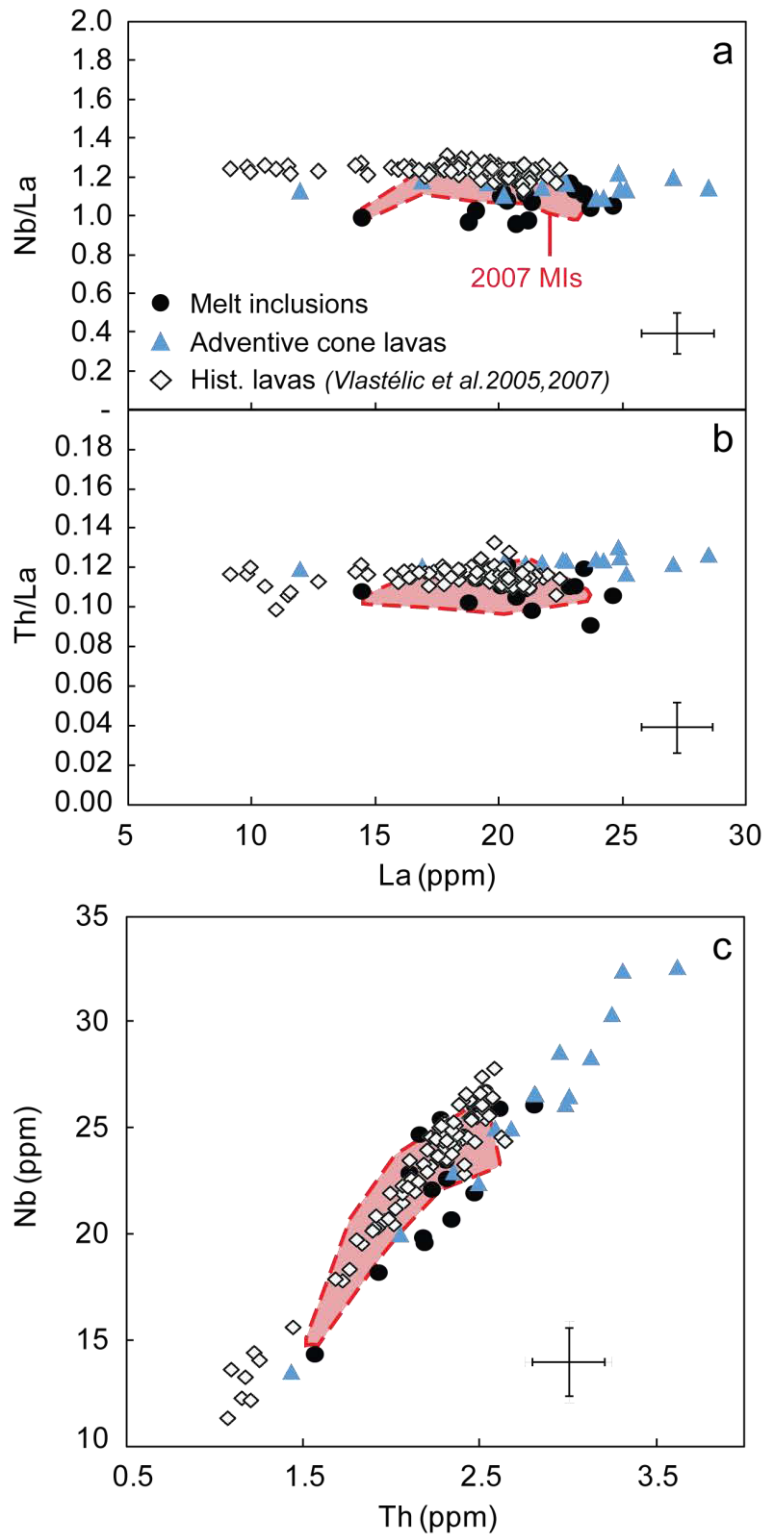
## Discussion

### Geochemical characteristics of the La Réunion mantle plume source

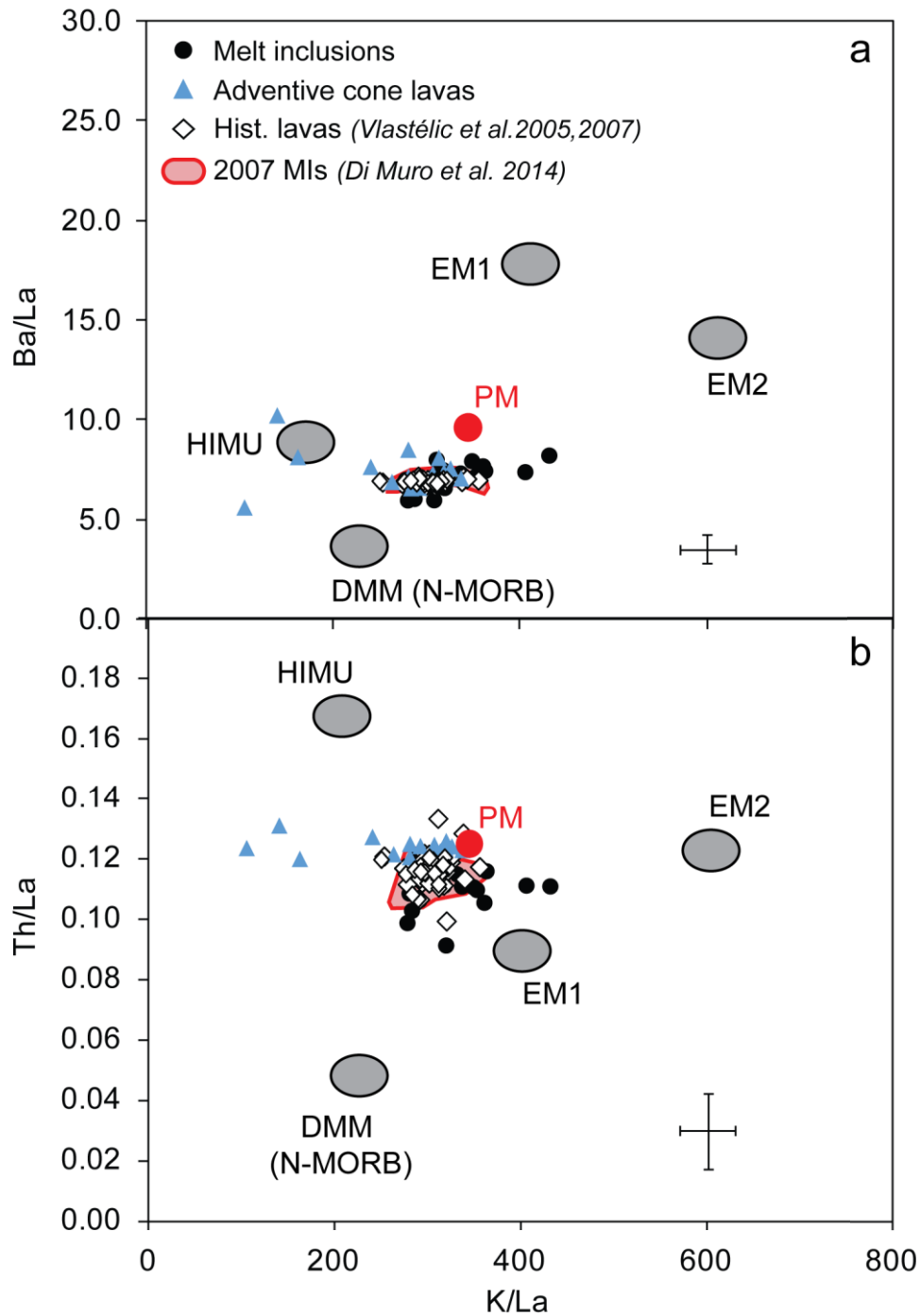
In the following, we focus on ratios of trace elements which are highly incompatible in olivine. Processes such as melt inclusion-host interactions during heating experiments or post-entrapment diffusive interaction with the host mineral merely dilute the absolute concentrations of these elements. Their ratios can thus be used in the same way as isotopic ratios to characterize the geochemical features of the La Réunion mantle plume source.

When plotted on binary diagrams of highly incompatible elements (ratio versus element, Fig. 5a-b), the lavas from the adventive cones define linear correlations with the historical lavas from PdF volcano (Vlastelic et al. 2005, 2007), in agreement with what would be expected for a common chemical origin. The adventive cone magmas (olivine-hosted melt inclusions and lavas) have generally lower Nb contents (for a given La or Th content, Fig. 5b-c) than the historical lavas, and some melt inclusions show higher La contents, although the variations of the melt inclusion compositions seem to be within the error bars (Fig. 5). These slight variations are also observed for the olivine-hosted melt inclusions of the recent activity (2007 eruption, Fig. 5). However, the overall data seem to be in agreement with a relatively compositionally homogeneous source for all the magmas, as previously suggested by isotopic (e.g., Fisk et al. 1988; Graham et al. 1990) and melt inclusion (Sobolev et al. 1994) studies. In figure 6, the melt inclusions define a restricted array consistent with that defined by lavas in the composition space. The average Th/La, Ba/La and K/La ratios for melt inclusions are  $0.110 \pm 0.007$  ( $1\sigma$ ),  $7.00 \pm 0.70$  ( $1\sigma$ ) and  $329 \pm 42.89$  ( $1\sigma$ ), respectively. They thus lie within or close to the range of historical lava compositions ( $0.11 \pm 0.004$  ( $1\sigma$ ),  $6.88 \pm 0.11$  ( $1\sigma$ ) and  $306.12 \pm 15.80$  ( $1\sigma$ ), respectively). They display compositions in the approximate vicinity of the primitive mantle estimates, indicating that they could sample a near-primitive, less differentiated (i.e., than DMM) mantle source. Indeed, the melt inclusion compositions are between those of PM and DMM (Fig. 6). An alternative to this interpretation is to consider that the primitive-like composition of the melt inclusions reflects fortuitous mixing proportions of specific mantle components, in particular *HIMU*, *EM2* and *DMM*. In the next sections, combining previous isotopic and trace element data with our melt inclusion compositions, we discuss the hypothesis that the La Réunion plume might sample an early, less-differentiated mantle domain.





**Figure 5.** (a) Th/La, (b) Nb/La versus La, and (c) Nb versus Th contents comparing olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones of Piton de la Fournaise with the adventive cone and historical lavas from La Réunion (Vlastelic et al. 2005, 2007). The red field represents the olivine-hosted melt inclusions (MIs) from the 2007 eruption (Di Muro et al. 2014). The error bars correspond to the analytical errors for the melt inclusions ( $2\sigma$ )



**Figure 6.** (a) Ba/La and (b) Th/La versus K/La ratios comparing olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones of Piton de la Fournaise with the adventive cone and historical lavas from La Réunion (Vlastelic et al. 2005, 2007). The red field represents the olivine-hosted melt inclusions (MIs) from the 2007 eruption (Di Muro et al. 2014). Also shown for comparison are the estimated compositions of the mantle end-members, i.e. *DMM* (N-MORB, from Hofmann 1988), *HIMU*, *EM1* and *EM2*, (Allègre et al. 1995), and the estimated primitive mantle (*PM*) composition (Weaver 1991a,b). The lava samples of the adventive cones showing the lowest K/La ratios correspond to oceanite and olivine-rich lavas (see Online Resource 1), characterized by lowest K contents. The error bars correspond to the analytical errors for the melt inclusions ( $2\sigma$ )

### ***Isotopic compositions of the lavas***

The presence of a depleted component in the La Réunion source has been proposed from different isotope studies. For instance, based on the He-Ne systematics, Hopp and Triloff (2005) interpreted the La Réunion mantle source as the result of mixing between a MORB-type end-member and a “primitive” plume-type end-member. The  $\epsilon^{143}\text{Nd}$  (with reference to the Chondritic Uniform Reservoir, CHUR) compositions of the La Réunion lavas are slightly positive (e.g. Luais 2004; Bosch et al. 2008), suggesting that the source has undergone the type of depletion generally ascribed to the extraction of melts from the primitive Earth’s mantle (e.g. Hofmann 1997). However, recent developments in the Sm-Nd isotopic system, in particular the terrestrial  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  signature have led to reconsideration of the conventional model of mantle evolution, implying that the silicate earth must have differentiated very early and the continental crust must have formed subsequently from an already depleted mantle (Boyet and Carlson 2005). Within this framework, based on the  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  compositions of primitive samples from the Deccan Province (Andreasen et al. 2004), Vlastelic et al. (2006) suggested that the La Réunion plume also sampled the early-depleted mantle reservoir. The very low  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  fractionation allowed the plume source to preserve a primitive-like signature (Vlastelic et al. 2006). This is further supported by the low  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  ratios of the La Réunion lavas, which are among the least radiogenic signatures of all OIBs (Schiano et al. 2012). Because the Re-Os isotope system acts as a robust tracer for recycled basaltic material in the mantle, the La Réunion plume is thus inferred to originate from a mantle domain almost isolated from recycling processes. Note that the relatively high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios of La Réunion lavas ( $R/R_A \sim 13$ , Graham et al. 1990) and their noble gas compositions suggest a less-degassed, lower mantle source containing recycled material (Graham et al. 1990; Staudacher et al. 1990; Hanyu et al. 2001). However, some authors have argued that the high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios of the La Réunion lavas mainly reflect the closed-system evolution of  $(\text{U}+\text{Th})/^3\text{He}$ , rather than the degassing or depth of the source (Vlastelic et al. 2006).

### ***Trace element ratios: evidence from lavas and melt inclusions***

Some very incompatible trace element ratios can be used to trace specific components in oceanic basalt mantle sources. For instance, low Th/La and Th/Ba ratios are characteristic features of recycled oceanic gabbros, as was shown for the sources of lavas from Hawaii and Iceland (Hofmann and Jochum 1996). In addition, the Th/Ba ratio decreases as Ba increases during recycling of pelagic sediments (Vlastelic et al. 2006). Here, the melt inclusions display

primitive mantle-normalized (Th/Ba)<sub>N</sub> and (Th/La)<sub>N</sub> ratios of  $1.18 \pm 0.15$  (1 $\sigma$ ) and  $0.83 \pm 0.06$  (1 $\sigma$ ), respectively. These values are higher than those obtained for Hawaiian magmas by Hofmann and Jochum, 1996 (e.g.  $\sim 0.50$  (Th/Ba)<sub>N</sub> and  $\sim 0.52$  (Th/La)<sub>N</sub> for Mauna Kea) and they are more comparable to primitive mantle estimates, suggesting the absence of significant recycling of oceanic gabbros and/or pelagic sediments in the source of the La Réunion magmas.

Accordingly, the primitive mantle normalized trace element patterns of the melt inclusions do not show the negative Th-U anomaly (relative to the similarly incompatible elements Ba and La) (Fig. 4), which according to Hofmann and Jochum (1996) indicate recycling of oceanic gabbros in Hawaiian mantle sources. This is also supported by the relatively low primitive mantle-normalized (Nb/Th)<sub>N</sub> and (Nb/U)<sub>N</sub> ratios displayed by the melt inclusions of this study:  $1.30 \pm 0.11$  (1 $\sigma$ ) and  $1.18 \pm 0.11$  (1 $\sigma$ ) respectively, compared to  $\sim 2.13$  and  $\sim 1.86$  for Mauna Kea (Hofmann and Jochum 1996).

As discussed in Vlastelic et al. (2006), the sub-chondritic K/La ratios of the La Réunion lavas ( $\sim 300$ , and  $329 \pm 43$  (1 $\sigma$ ) for the melt inclusions of this study) reflect a lower depletion in K relative to Hawaiian lavas (K/La  $\sim 240$ , Hofmann and Jochum 1996), which can be ascribed to a lack of recycled lithosphere in the La Réunion plume source.

Vlastelic et al. (2006) have underlined the primitive-like Th/U source-ratio signature of basalts from La Réunion, where both present-day [Th/U] and time integrated [Th/U]<sub>Pb</sub> (single stage evolution with  $T = 4.56$  Ga) are comparable and similar to the bulk Earth value ( $3.9 \pm 0.02$ , Rocholl et al. 1993), suggesting a source that has been unaffected by subduction influence since at least the Archean.

For our melt inclusions, some trace element ratios (e.g., Nb/Rb, Nb/La) show strong similarities with the values considered for the primitive mantle, according to Hofmann (1988) and McDonough and Sun (1995). Similarly, Th/U ratios ( $3.64 \pm 0.34$  1 $\sigma$ ) for the melt inclusions are consistent with primitive mantle values, further supporting the conclusions of Vlastelic et al. (2006) about the closed-system evolution of the La Réunion source with regard to Th/U.

Hence, the trace element signature of the melt inclusions of this study shows primitive-like mantle source features with no evidence of significant influence of subduction-recycling processes, in agreement with the conclusions drawn from isotope studies on the La Réunion lavas (Vlastelic et al. 2006; Schiano et al. 2012). These results are thus in accordance with a less-differentiated mantle source required for the La Réunion magmas.

***Insights from Nb/U and Ce/Pb ratios, and other trace element tracers***

Having established that Nb/U and Ce/Pb ratios can be used to trace mantle source compositions, Hofmann et al. (1986) argued that oceanic basalts (MORB and OIB) do not sample predominantly primitive mantle reservoirs and their sources have undergone continental crust extraction. Both MORBs and OIBs display uniform ratios of  $\sim 47 \pm 10$  (Nb/U) and  $\sim 25 \pm 5$  (Ce/Pb), much higher than those of the continental crust and island arc volcanics and those estimated for the primitive mantle values (Nb/U = 30 and Ce/Pb = 9). Freetzdorf and Haase (2002) obtained Nb/U and Ce/Pb ratios comparable to oceanic basalts for submarine basalts dredged on the flanks of La Réunion edifice. They thus concluded that involvement of sediment or continental crust in the La Réunion plume source appears unlikely. The MORB and OIB-like ratios of the La Réunion lavas are also consistent with the assertion that their mantle sources have undergone primary, continental crust-mantle, differentiation.

In this study, Ce/Pb ratios for the melt inclusions (mean of  $25.54 \pm 4.67$  ( $1\sigma$ )) are consistent with the MORB-OIB range and thus much higher than primitive mantle estimates. Note, however, that some authors raised the question of the reliability of the Ce/Pb ratio as indicator of source chemistry (e.g. Sims and DePaolo 1997; Rehkämper and Hofmann 1997). However, as illustrated in figure 7, the melt inclusions and the adventive cone lavas display Nb/U ratios (mean of  $35.96 \pm 3.49$  ( $1\sigma$ ) and  $38.43 \pm 1.78$  ( $1\sigma$ ), respectively) that are intermediate between those estimated for the primitive mantle and those for oceanic basalts (MORB and OIB). Lower Nb/U ratios are also observed for the olivine-hosted melt inclusions of the 2007 eruption (Fig. 7a). These ratios, which are also lower than those of other historical lavas from La Réunion, reflect lower Nb contents, particularly for the adventive cone magmas (melt inclusions and lavas - Fig. 5b-c and Fig. 7b), and higher U contents (for the melt inclusions - Fig. 7c). In addition, the highest U contents are very scattered. In the literature, anomalies affecting ratios containing U are generally ascribed to the behavior of U, which can be affected by secondary processes. For instance, Pietruszka et al. (2009) noticed some “anomalous” compositions among the historical lavas, corresponding to some eruptions during the last 20<sup>th</sup> century, such as the 1998 eruption at the Hudson crater. These lavas especially depart from the trends defined by the majority of the lavas, and display lower Th/U ratios. The peculiar compositions of these lavas are ascribed to the contamination of mantle-derived magmas with low-degree partial melts of gabbro and wherlite cumulates. These cumulates were previously enriched in U by hydrothermal alteration with U-rich fluids. . Inversely, Albarède et al. (1997) proposed that leaching by hydrothermal alteration decreases the U contents and thus increases

the Nb/U ratio in old samples (especially the lavas older than 290 ka) from PdF volcano. However, all the samples considered in Albarède et al. (1997), whether affected by alteration or not, display a “non-chondritic” Nb/U ratio (e.g.  $\sim 41.6 \pm 2.7$  for the modern lavas,  $\sim 44.3 \pm 9.5$  for the oldest samples). The fact that the melt inclusions may record assimilation processes cannot be completely discarded. Di Muro et al. (2014) showed that secondary melt inclusions of the 2007 lavas have a clear enrichment in highly incompatible elements (e.g. U, Th and Rb) and do not trace source processes but late stage processes occurring in the plumbing system of the Piton de la Fournaise. However, our primary melt inclusions do not show such enrichments. In our data set, the lowest Nb/U ratios are not systematically associated with the highest Th, U or Rb contents. Finally, only the primary melt inclusions of 2007 are represented in the figure 7, also showing lower Nb/U ratios (Fig. 7a).

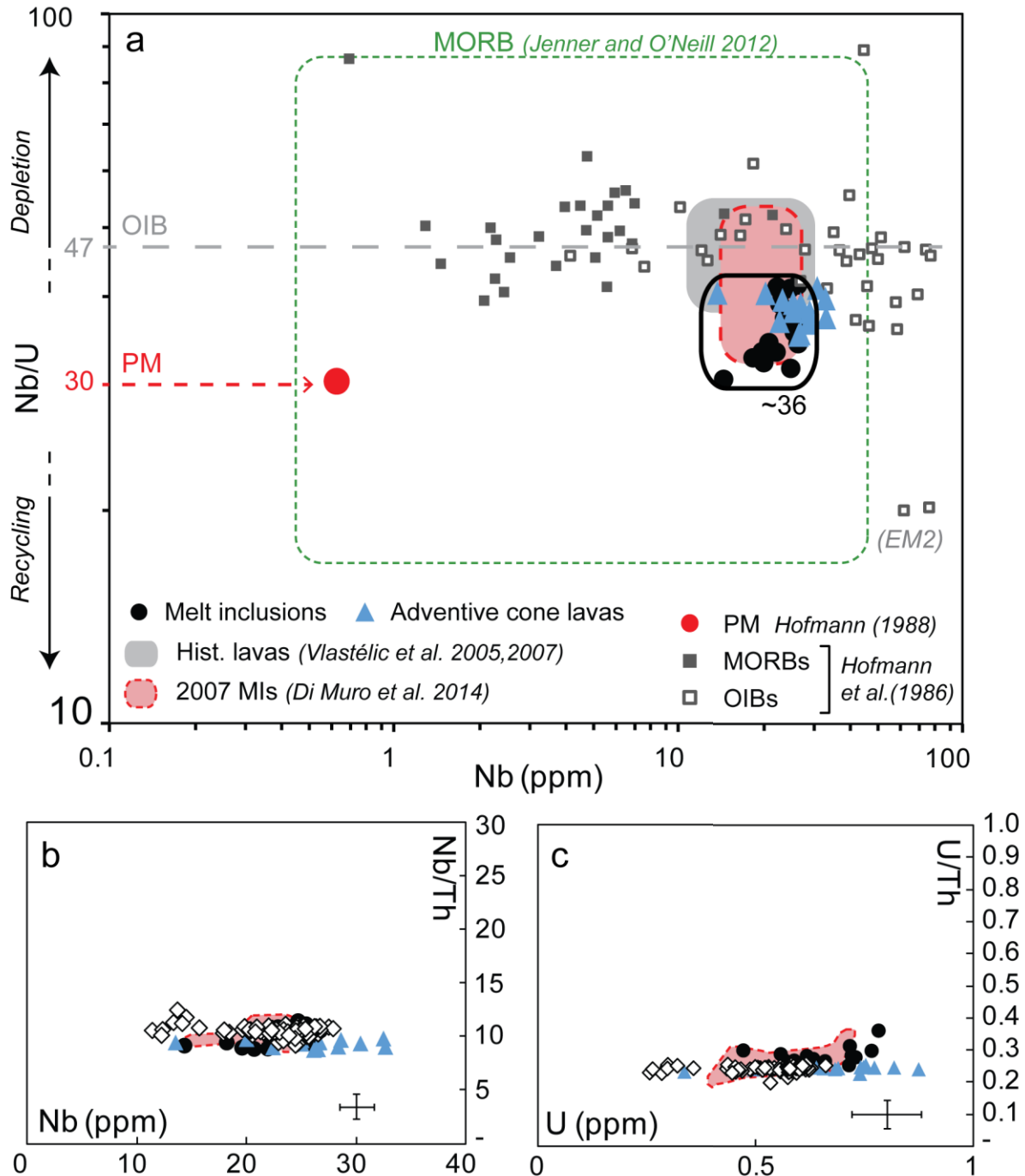
It has been recently suggested that lower Nb/U ratios (i.e.,  $< 47 \pm 10$ , estimated value by Hofmann et al. 1986) measured in cumulate xenoliths of Piton de la Fournaise could result from mineral fractionation processes (Peters et al., 2016). However, olivine and pyroxene cannot significantly decrease those ratios and plagioclase is negligible in the La Réunion lavas.

Hence, if the lower average Nb/U ratio for the adventive cone magmas is inferred to reflect source processes, it indicates either a less differentiated source (i.e. a source less affected by continental crust extraction), or crustal material recycling (Hofmann et al. 1986; Hofmann, 1997; Hofmann, 2003). Recycling processes, in particular recycling of continental sediments in the mantle (e.g. Weaver 1991a,b; Chauvel et al. 1992; White and Duncan 1996), could decrease the Nb/U ratio for some oceanic basalts (see EM2-type OIB or some MORB in Fig.7a). However, the isotopic data for the La Réunion lavas (e.g. Os isotopes, Schiano et al. 2012) and other highly incompatible trace element ratios (see above) do not support recycling processes.

The Nb/U ratios of the adventive cone magmas (lavas and melt inclusions) are in agreement with their Ba/La, K/La, Th/La ratios (Fig. 6), for which they display compositions close to the primitive mantle estimates, but intermediate between the compositions of the sources of *DMM*, *HIMU*, and *EM2*-type oceanic basalts. Taken together with the primitive-like values for ratios of highly incompatible elements (e.g. Th/U, Ce/U, Rb/Nb), these observations suggest a near-primitive less-differentiated signature for the sources of the La Réunion melt inclusions, likely to result from mixing between primitive mantle and *DMM* compositions.

All the combined results for melt inclusions and lavas suggest that the source of the La Réunion plume originates from a deep mantle domain, intermediate between a primitive-like mantle and a slightly depleted one after early continental crust extraction. This domain was almost unaffected by recycling processes related to subduction events. This is also consistent

with recent results on cumulate xenoliths at La Réunion, which point to an unrecognized source that has preserved mantle reservoir formed by early differentiation of the mantle, which remained isolated from convection (Peters et al. 2016).



**Figure 7.** (a) Nb/U versus Nb contents comparing olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones of Piton de la Fournaise, La Réunion adventive cone lavas, historical lavas (Vlastelic et al. 2005, 2007), oceanic basalts (*MORBs* and *OIBs*, Hofmann et al. 1986) and the estimated primitive mantle composition (*PM*, from Hofmann 1988). The *MORB* composition range published by Jenner and O'Neill (2012) is also shown. The red field represents the olivine-hosted melt inclusions (MIs) from the 2007 eruption (Di Muro et al. 2014). The “recycling” arrow shows the role of recycling processes affecting some oceanic basalts, mainly recycling of continental sediments in the mantle (e.g. Weaver

1991a,b; Chauvel et al. 1992; White and Duncan 1996), such as some EM2-type OIB, e.g., the Society Island samples (EM2) or some MORB (Jenner and O'Neill, 2012), characterized by lower Nb/U ratio: the Nb/U ratio for the continental crust is estimated at  $\sim 8$  (not shown) by Rudnick and Fountain (1995). The “*depletion*” arrow represents the mantle depletion in incompatible elements during the continental crust extraction, characterized by higher Nb/U ratio. (b) Nb/Th versus Nb contents, and (c) U/Th versus U contents comparing olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones of Piton de la Fournaise with the adventive cone, historical lavas (Vlastelic et al. 2005, 2007) and olivine-hosted melt inclusions (MIs) from the 2007 eruption (Di Muro et al. 2014). The symbols for figure 7b and 7c are defined in the caption of the previous figures. The error bars correspond to the analytical errors for the melt inclusions ( $2\sigma$ )

### **Melting conditions of the mantle plume source of La Réunion**

The lavas of La Réunion, as well as the melt inclusions, display enriched normalized-trace element patterns (see Fig. 4). The enrichment in LREE relative to HREE of OIB is usually ascribed to recycling processes of crustal material, which is a common explanation for the origin of OIB sources, e.g., by Hofmann and White (1982). However, the depleted Sr and Nd isotopic compositions of OIB reflect the depletion in Rb and Nd (relative to Sr and Sm, respectively, Hofmann and White 1982), in accordance with a depleted source. Indeed, although the La Réunion lavas are enriched in incompatible trace elements, they all have a positive  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $\sim 4$ , e.g. Bosch et al. 2008; Pietruszka et al. 2009), thus reflecting a slightly depleted source relative to the Chondritic Uniform Reservoir (CHUR). To resolve this apparent paradox of the Earth’s mantle geochemistry, alternative hypotheses have been proposed (e.g. Hofmann and White 1982; Minster and Allègre 1978). Hofmann and White (1982) suggested that the OIB sources are not primitive (or slightly depleted), mainly because of the non-primitive Sr, Nd and Pb isotopic compositions of the OIB. They proposed a model of 10 to 30 % partial melting of a pure eclogitic oceanic crust to reproduce the incompatible element enriched basalts (i.e. OIB), which reconciles this enrichment with the depleted Sr and Nd isotopic compositions of OIB reflecting the depletion in Rb and Nd (relative to Sr and Sm, respectively).

The trace element data of this present study, together with that from previous work (e.g. Vlastelic et al. 2006 and Schiano et al. 2010), are consistent with a less-differentiated (i.e. slightly depleted), near-primitive mantle source for the La Réunion plume, almost unaffected by recycling processes related to subduction, which is not in direct agreement with the model of Hofmann and White (1982). In this last section, we use a melting model to obtain incompatible element enriched lavas at La Réunion from a slightly depleted mantle source relative to CHUR (i.e. with  $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$ ). Using realistic melting rates, the aim is to form trace element enriched lavas with a  $(\text{Sm}/\text{Nd})_{\text{N}} < 1$  (N: primitive mantle-normalized), from a slightly depleted mantle source with a  $(\text{Sm}/\text{Nd})_{\text{N}} > 1$ . To do this, we first estimate the Sm/Nd chemical



ratio of the current source of the magmas from La Réunion. Then, we calculate a melting model in order to reproduce the average Sm/Nd ratio of the La Réunion magmas, and constrain the corresponding melting rate conditions.

The  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio of bulk Earth is assumed to be equal to that of chondrites (0.1967, Jacobsen and Wasserburg 1980) and the initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  of the Earth also to be chondritic. Because the terrestrial Sm/Nd ratio had to be fractionated at 4.45 Gy, we chose a CHUR model age corresponding to this age (“t”). The equations of radioactive decay for the La Réunion mantle source (1) and CHUR (2) over time are:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{Reu}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{Reu},0} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{Reu}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR},0} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

with *Reu* and *CHUR* the present-day values of the La Réunion source and CHUR, respectively, and *Reu, 0* and *CHUR, 0*, the initial values. The decay constant ( $\lambda$ ) of  $^{147}\text{Sm}$  is  $6.54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$  and the fractionation age (t) is  $4.45 \times 10^9 \text{ y}$  (see above).

By subtracting equation (2) from (1), we obtain:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{Reu}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}} = \left\{ \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{Reu}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}} \right\} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

with the present-day chondritic  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (CHUR) of 0.1967 (Jacobsen and Wasserburg 1980). Assuming an average  $\epsilon\text{Nd} = 4$  for the La Réunion lavas (e.g. Bosch et al. 2008; Pietruszka et al. 2009) and a present-day chondritic  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (CHUR) of 0.512638 (Jacobsen and Wasserburg 1980), the present-day  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio of the lavas is 0.512843. The calculated  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio of the current source of La Réunion, after time integration of the chondritic ratio over 4.45 Gy, is 0.203644, thus yielding a mantle plume source Sm/Nd ratio of 0.337640. This value corresponds to a slightly depleted mantle source, with an  $\epsilon\text{Nd}$  of 4.

Applying modal batch melting to this mantle source (with Sm/Nd = 0.337640), the concentration of Sm in the melt ( $\text{Sm}_{\text{melt}}$ ) is related to the source abundance ( $\text{Sm}_{\text{Reu}}$ ) by the following relationship:

$$\text{Sm}_{\text{melt}} = \text{Sm}_{\text{Reu}} / (F + D_{\text{Sm}}(1 - F)) \quad (4)$$

where  $F$  is the melting rate, and  $D_{Sm}$  the bulk partition coefficient in the initial solid mode. An identical equation applies to Nd:

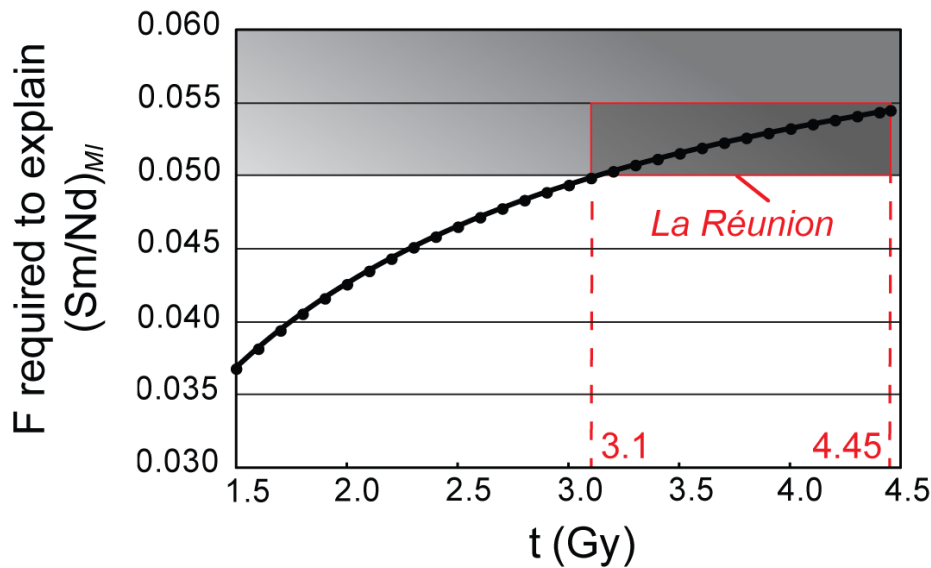
$$Nd_{melt} = Nd_{Reu} / (F + D_{Nd}(1 - F)) \quad (5)$$

By dividing equation (4) by (5), the Sm/Nd ratio in the melt can be related to the source ratio:

$$\left(\frac{Sm}{Nd}\right)_{MI} = \left(\frac{Sm}{Nd}\right)_{Reu} \times \frac{F + D_{Nd}(1 - F)}{F + D_{Sm}(1 - F)} \quad (6)$$

where  $(Sm/Nd)_{Reu}$  is the source ratio (0.337640), and  $(Sm/Nd)_{MI}$  is the average ratio of the melt inclusion compositions of this study ( $0.252561 \pm 0.019(1\sigma)$ ), considered as the melt ratio.  $D_{Sm}$  (0.065) and  $D_{Nd}$  (0.034) are calculated using partition coefficients of Sm and Nd, respectively, for a garnet peridotite solid source at 3 GPa composed of 53 % olivine, 34 % clinopyroxene, 8 % orthopyroxene and 5 % garnet (Salters and Stracke 2004). We chose this lithology in accordance with previous studies on La Réunion magmas (e.g. Upton and Wadsworth 1972). The pressure value falls within the range of pressures estimated for the production of the La Réunion primary magmas (e.g. Sobolev and Nikogosian 1994). From this mantle source, the calculations show that partial melting rates greater than 5 % (i.e., within the range estimated for the La Réunion magmas by Ludden 1978) can reproduce  $(Sm/Nd)_{MI}$  from  $(Sm/Nd)_{Reu}$ . Note that such melting rates are lower than some previously considered for the genesis of La Réunion magmas (e.g. 7 - 15 %, Upton and Wadsworth 1972; 13.5 %, Putirka 2008). However, this result can explain the apparent paradox between the slightly depleted nature of the La Réunion mantle plume source (i.e.  $\epsilon Nd > 0$ ) and the enriched character of the primitive magma trapped as melt inclusions (i.e.  $(Sm/Nd)_{MI} < (Sm/Nd)_{CHUR}$ , see above) through small degrees of partial melting, without requiring any recycling processes (that is, without considering an enriched source as initial material of the mantle plume).

If a younger fractionation age of the Sm/Nd ratio is assumed,  $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{Reu}$  should be higher (i.e. further from the CHUR value) to obtain the same  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{Reu}$ , and the required melting rate to obtain  $(Sm/Nd)_{MI}$  has to therefore be smaller (Fig. 8). In order to correspond to the most realistic conditions of melting rate (i.e.  $> 5\%$ , Ludden 1978), the fractionation age has to be old enough (in accordance with Vlastélic et al. 2006 and Peters et al. 2016), more precisely equal to or older than 3.1 Gy (see Fig. 8), because of the very low nature of the fractionation (e.g. Boyet et al. 2005).



**Figure 8.** Degree of melting ( $F$ ) versus Sm/Nd fractionation age ( $t$ ) for the mantle plume source of La Réunion Island. Each degree of melting corresponds to the one necessary to obtain the average ratio of the melt inclusions ( $(\text{Sm}/\text{Nd})_{MI}$ , see text) by partial melting of a garnet peridotite displaying a higher ratio ( $(\text{Sm}/\text{Nd})_{Reu}$ , see text). Each degree of melting is calculated for a  $(\text{Sm}/\text{Nd})_{MI} = 0.252561$ , from a  $(\text{Sm}/\text{Nd})_{Reu}$  corresponding to the considered age of fractionation. See Discussion for calculation parameters. The shaded zone represents the estimated melting rates for the La Réunion magmas (i.e.  $F \geq 5\%$ , from Ludden 1978). The red box corresponds to the “realistic zone” suggested for the melting conditions of the La Réunion mantle plume source. The figure shows that an old age is required to produce a low degree of Sm/Nd fractionation

## Conclusions

Trace element systematics for melt inclusions preserved within olivine crystals from the adventive cones of the Piton de la Fournaise volcano confirm the relatively homogeneous nature of the La Réunion plume. Most of the melt inclusions display incompatible trace element ratios close to those estimated for the primitive mantle. The adventive cone magmas (melt inclusions and lavas) display lower Nb/U ratios than typical OIBs, including historical lavas from La Réunion. However, these ratios remain higher than primitive mantle values, suggesting the presence of a slightly depleted component in the La Réunion mantle source. Our preferred hypothesis for the origin of this plume is that it originates from a less-differentiated mantle source domain. In addition, the melt inclusions (as well as the lavas) have trace element signatures that preclude significant recycled, enriched components being present in their sources. Isotopic and trace element compositions of the lavas suggest that the La Réunion mantle source has undergone an early depletion event ascribed to continental crust extraction from the primitive Earth’s mantle. This mantle domain can be issued from early depletion of the primitive mantle between 3.1 and 4.45 Gyr ago. If small degrees of partial melting are assumed, modal batch melting of this slightly depleted mantle source can generate the enriched

trace element concentrations of the melt inclusions. Hence, we propose an intermediate origin for the La Réunion plume, between a primitive-like mantle and a slightly depleted one, almost unaffected by recycling processes, and compatible with a deep-seated origin.

## **Acknowledgements**

We thank J.L. Devidal for assistance with the in-situ analyses (electron microprobe and LA ICP-MS) and K. Suchorski for assistance in the clean-laboratory facilities. We are also grateful to M. Benbakkar and J-L. Piro for whole-rock concentration analyses (major and trace elements, respectively). N. Cluzel is acknowledged for his help during melt inclusion preparation and microthermometry experiments, and I. Vlastelic for very helpful discussions. We are thankful to F. Poitrasson and the anonymous reviewers for their constructive comments, which have considerably improved our manuscript. We also thank P. Mairine for his help in fieldwork and discussions, and B.G.J. Upton for providing some of the rock samples and sharing his unpublished data. F. van Wyk de Vries is also acknowledged for the English reading. Finally, we thank the OVPF team and the Géosciences Réunion laboratory for welcoming and helping for fieldwork.

## **References**

- Albarède F, Tamagnan V (1988)** Modeling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *J Petrol* 29:997–1030
- Albarède F, Luais B, Fitton G, Semet M, Kaminski E, Upton BGJ, Bachèlery P, Cheminée JL (1997)** The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years. *J Petrol* 38:171–201
- Albarède F, Van der Hilst RD (2002)** Zoned mantle convection. *Phil Trans Royal Soc Lond A* 360:2569–2592
- Allègre CJ, Hamelin B, Provost A, Dupré B (1987)** Topology in isotopic multispace and origin of mantle chemical heterogeneities. *Earth Planet Sci Lett* 81:319–337
- Allègre CJ, Schiano P, Lewin E (1995)**. Differences between oceanic basalts by multitrace element ratio topology. *Earth Planet Sci Lett* 129(1):1–12
- Andreasen R, Subbarao KV, Sharma M (2004)** 142Nd in Deccan Traps and early mantle differentiation. *Geochim Cosmochim Acta* 68:A747
- Armenti P, Gasperini D (2007)** Do we really need mantle components to define mantle composition? *J Petrol* 48:693–709
- Bachèlery P, Upton BGJ, Odling N, Stieltjes L (2014)**. Adventive cones of Piton de la Fournaise, La Réunion: aberrant deep-source magmatism. Annual meeting of the Volcanic and Magmatic Group Studies, 5-8 January 2014, Edinburgh, UK
- Battaglia J, Bachèlery P (2003)** Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano. *J Volc Geoth Res* 120(3-4):289–310
- Boivin P, Bachèlery P (2009)** Petrology of 1977 to 1998 eruptions of Piton de la Fournaise, La Réunion Island. *J Volcanol Geotherm Res* 184:109–125
- Bosch D, Blichert-Toft J, Moynier F, Nelson BK, Telouk P, Gillot P, Albarède F (2008)** Pb, Hf and Nd isotope compositions of the two Réunion volcanoes (Indian Ocean): a tale of two small-scale mantle blobs. *Earth Planet Sci Lett* 265:748–768
- Boyet M, Carlson RW (2005)** 142Nd evidence for early (> 4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth. *Science* 309:576–581
- Brugier YA (2016)** Magmatologie du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): approche volcanologique, pétrologique et expérimentale. Ph-D thesis, University of Orléans, France

- Bureau H, Metrich N, Pineau F, Semet MP (1998a)** Magma-conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): a melt and fluid inclusion study. *J Volcanol Geotherm Res* 84:39–60
- Bureau H, Pineau F, Metrich N, Semet MP, Javoy M (1998b)** A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Chem Geol* 147:115–130
- Bureau H, Metrich N, Semet MP, Staudacher T (1999)** Fluid-magma decoupling in a hot-spot volcano. *Geophys Res Lett* 26:3501–3504
- Cantagrel F, Pin C (1994)** Major, minor and rare-earth element determinations in 25 rock standards by ICP Atomic-Emission Spectrometry. *Geostandards newsletter* 18:123–138
- Chase CG (1981)** Oceanic island Pb: Two-stage histories and mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett* 52:277–284
- Chauvel C, Hofmann AW, Vidal P (1992)** HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth Planet Sci Lett* 110, 99–119
- Chauvel C, Lewin E, Carpentier M, Arndt NT, Marini J-C (2008)** Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf–Nd mantle array. *Nat Geosci* 1:64–67
- Chauvel C, Bureau S, Poggi C (2011)** Comprehensive chemical and isotopic analyses of basalt and sediment reference materials. *Geostand Geoanal Res* 35:125–143
- Clague DA, Frey FA (1982)** Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J Petrol* 23:447–504
- Courtillot V, Davaille A, Besse J, Stock J (2003)** Three distinct type of hotspots in the earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett* 205:295–308
- Danyushevsky LV, Della-Pasqua FN, Sokolov S (2000)** Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contrib Mineral Petr* 138:68–83
- Danyushevsky LV, McNeill AW, Sobolev AV (2002)** Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chem Geol* 183:5–24
- Di Muro A, Métrick N, Vergani D, Rosi M, Armenti P, Fougeroux T, Deloule E, Arienzo I, Civetta L (2014)** The Shallow Plumbing System of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island, Indian Ocean) Revealed by the Major 2007 Caldera-Forming Eruption. *J Petrol* 55:1287–1315
- Duncan RA, Pyle DG (1988)** Rapid eruption of the Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature* 333:841–843
- Duncan RA (1990)** The volcanic record of the Réunion hotspot. In: Duncan RA, Backman J, Peterson LC, et al. (ed) *Ocean Drilling Program*. Texas A&M University College Station, TX, Proc ODP, Sci Results 115 pp 3–10
- Famin V, Welsch B, Okumura S, Bachelery P, Nakashima S (2009)** Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise volcano (Reunion hot spot). *Geochem Geophys Geosy*. doi:10.1029/2008GC002015
- Faure F, Schiano P (2005)** Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation. *Earth Planet Sci Lett* 236:882–898.
- Fisk MR, Upton BGJ, Ford CE, White WM (1988)** Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Réunion island, Indian Ocean. *J Geophys Res* 93:4933–4950
- Fisk MR, Duncan RA, Baxter AN, Greenough JD, Hargraves RB, Tatsumi Y (1989)** Reunion hotspot magma chemistry over the past 65 m.y.: results from Leg 115 of the Ocean Drilling Program. *Geology* 17:934–937
- Fretzdorff S, Haase KM (2002)** Geochemistry and petrology of lavas from the submarine flanks of Réunion Island (western Indian Ocean): implications for magma genesis and mantle source. *Mineral. Petrol.* 75:153–184
- Gagnon J, Fryer BJ, Samson IM, Williams-Jones AE (2008)** Quantitative analysis of certified reference materials by LA-ICP-MS and without an internal standard. *J Anal Atom Spectrom* 23:1529–1537
- Gasperini D, Blichert-Toft J, Bosch D, Del Moro A, Macera P, Télouk P, Albarède F (2000)** Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature* 408:701–704
- Gillot PY, Nativel P (1982)** K–Ar chronology of the ultimate activity of the Piton des Neiges volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J Volcanol Geotherm Res* 13:131–146
- Gillot PY, Nativel P (1989)** Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *J Volcanol Geoth Res* 36:53–65
- Graham D, Lupton J, Albarède F, Condomines M (1990)** Extreme temporal homogeneity of helium isotopes at Piton de la Fournaise, Réunion Island. *Nature* 347:545–548
- Hanyu T, Dunai TJ, Davies GR, Kaneoka I, Nohda S, Uto K (2001)** Noble gas study of the Reunion hotspot: evidence for distinct less-degassed mantle sources. *Earth Planet Sci Lett* 193:83–98
- Hart SR, Schilling JG, Powell JL (1973a)** Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry. *Nature* 246:104–107
- Hart S (1988)** Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet Sci Lett* 90:273–296
- Hart SR, Hauri EH (1992)** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* 256:517–520

- Hauri E, Whitehead JA, Hart SR (1994)** Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *J Geophys Res* 99:24275–24300
- Hofmann AW, White WM (1982)** Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett* 57:421–436
- Hofmann AW, Jochum KP, Seufert M, White WM (1986)** Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett* 79:33–45
- Hofmann AW (1988)** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett* 90:297–314
- Hofmann AW, Jochum KP (1996)** Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaiian Scientific Drilling Project. *J Geophys Res* 101:11831–11839
- Hofmann AW (1997)** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385:219–229
- Hopp J, Trieloff M (2005)** Refining the noble gas record of the Réunion mantle plume source: Implications on mantle geochemistry. *Earth Planet Sci Lett* 240:573–588
- Jacobsen SB, Wasserburg GJ (1980)**. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet Sci Lett* 50:139–155
- Jarosewich E, Nelen JA, Norberg JA (1979)** Electron microprobe reference samples for mineral analyses. *Smithson Contrib Earth Sci* 22:68–72
- Jenner FE, O'Neill HSC (2012)** Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses. *Geochem Geophys Geosy* 13(2)
- Jugo PJ, Luth RW, Richards JP (2005)** Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts. *Geochim Cosmochim Acta* 69:497–503
- Kent RW, Pringle MS, Müller RD, Saunders AD, Ghose NC (2002)** <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of the Rajmahal basalts, India, and their relationship to the Kerguelen Plateau. *J Petrol* 43:1141–1153
- Kornprobst J, Boivin P, Bachèlery P (1979)** L'alimentation des éruptions récentes du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, Océan Indien): degré d'évolution et niveau de ségrégation des laves émises. *CR Acad Sci Paris* 288:1691–1694
- Kornprobst J, Boivin P, Lénat JF, Bachèlery P, Bonneville A, Dupont P, Lecointre J, Seidel JL, Thomas P, Vincent PM (1984)** Le Piton de la Fournaise, île de la Réunion. *Colloque Prévision et Surveillance des Eruptions Volcaniques (C.N.R.S.–I.N.A.G.) Clermont-Ferrand*, pp 75–82
- Laubier M (2006)** L'apport des inclusions magmatiques primitives à l'origine des basaltes océaniques : Exemples de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord) et du point chaud de la Réunion. Ph-D thesis, Blaise Pascal University - Clermont-Ferrand II, France
- Lénat JF, Bachèlery P, Merle O (2012)** Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). *B Volcanol* 74:1945–1961
- Luais B (2004)** Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean). *Geochem Geophys Geosy*. doi: 10.1029/2002GC000502
- Ludden JN (1978)** Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island. *J Volc Geotherm Res* 4:171–198
- Mahoney JJ, Duncan, RA, Khan W, Gnos E, McCormick GR (2002)** Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps. *Earth Planet Sci Lett* 203:295–310
- McDonough WF, Sun SS (1995)** The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120:223–253
- McDougall I. (1971)** The geochronology and evolution of young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochim Cosmochim Acta* 35:261–288
- McKenzie D, O'Nions RK (1983)** Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* 301:229–231
- Médard E, Schmidt MW, Schiano P, Ottolini L (2006)** Melting of amphibole-bearing wehrlites: An experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts. *J Petrol* 47:481–504
- Merle O, Mairine P, Michon L, Bachèlery P, Smietana M (2010)** Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *J Volc Geotherm Res* 189(1):131–142
- Minster JF, Allègre CJ (1978)** Systematic use of trace elements in igneous processes. *Contrib Mineral Petr* 68:37–52
- Morandi A, Di Muro A, Principe C, Michon L, Leroi G, Norelli F, Bachèlery P (2016)** Pre-historic (< 5 kiloyear) Explosive Activity at Piton de la Fournaise Volcano. In: Bachèlery P et al. (eds). *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*. Springer Berlin Heidelberg, pp 107–138
- Morgan WJ (1971)** Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230:40–42
- Murray RW, Miller DJ, Kryc KA (2000)** Analysis of major and trace elements in rocks, sediments, and interstitial waters by inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES). *ODP Technical Note* 29, doi:10.2973/odp.tn.29.2000
- Nohda S, Kaneoka I, Hanyu T, Xu, S, Uto K. (2005)** Systematic variation of Sr-, Nd-and Pb-isotopes with time in lavas of Mauritius, Réunion hotspot. *J Petrol* 46(3):505–522
- Pichavant M, Brugier Y, Di Muro A (2016)** Petrological experimental constraints on the evolution of Piton de la Fournaise magmas. In: Bachelery et al. (eds) *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*. Active

- Volcanoes of the World. Springer-Verlag, Berlin and Heidelberg, pp 171–184. DOI 10.1007/978-3-642-31395-0\_10
- Pietruszka AJ, Hauri EH, Blichert-Toft J (2009)** Crustal contamination of mantle-derived magmas within Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *J Petrol* 50:611–684
- Peng ZX, Mahoney JJ (1995)**. Drillhole lavas from the northwestern Deccan Traps, and the evolution of Réunion hotspot mantle. *Earth Planet Sci Lett* 134(1):169–185
- Peters BJ, Day JMD, Taylor LA (2016)** Early mantle heterogeneities in the Réunion hotspot source inferred from highly siderophile elements in cumulate xenoliths. *Earth Planet Sci Lett* (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.015>
- Putirka K (2008)** Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection. *Geology* 36:283–286
- Quidelleur X, Holt W, Salvany T, Bouquerel H (2010)** New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2–2.0 Ma. *Geophys J Int* 182:699–710
- Rehkämper M, Hofmann AW (1997)** Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. *Earth Planet Sci Lett* 147:93–106
- Rocholl A, Jochum KP (1993)** Th, U and other trace elements in carbonaceous chondrites: Implications for the terrestrial and solar-system Th/U ratios. *Earth Planet Sci Lett* 117(1):265–278
- Roden MF, Frey FA, Clague DA (1984)** Geochemistry of tholeiitic and alkalic lavas from the Koolau Range, Oahu, Hawaii: Implications for hawaiian volcanism, *Earth Planet Sci Lett* 69: 141–158
- Rudnick RL, Fountain DM (1995)** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev Geophys* 33(3):267–309
- Salaün A, Villemant B, Semet MP, Staudacher T (2010)** Cannibalism of olivine-rich cumulate xenoliths during the 1998 eruption of Piton de la Fournaise (La Réunion hotspot): Implications for the generation of magma diversity. *J Volc Geotherm Res* 198:187–204
- Salters VJ, Stracke A (2004)** Composition of the depleted mantle. *Geochem Geophys Geosy*. doi :10.1029/2003GC000597
- Salvany T, Lahitte P, Nativel P, Gillot PY (2012)** Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. *Geomorphology* 136:132–147
- Schiano P, Clocchiatti R, Ottolini L, Busà T (2001)** Transition of Mount Etna lavas from a mantle-plume to an island-arc magmatic source. *Nature* 412:900–904
- Schiano P (2003)** Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth-Sci Rev* 63:121–144
- Schiano P, David K, Vlastélic I, Gannoun A, Klein M, Nauret F, Bonnand P (2012)** Osmium isotope systematics of historical lavas from Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). *Contrib Mineral Petr* 164(5):805–820
- Schilling JG (1973)** Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature* 242:565–571
- Sims KWW, DePaolo DJ (1997)** Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. *Geochim Cosmochim Acta* 61:765–784
- Smietana M, Bachèlery P, Hémond C (2010)** Heterogeneity in the Mantle Source of La Réunion Island. *Geochim Cosmochim Acta* 74:A972.
- Smietana M (2011)** Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de la Réunion: Implications sur la construction de l'édifice volcanique. Ph-D thesis, University of La Réunion, France.
- Sobolev AV, Barsukov, VL, Nevsorov VN, Slutsky AB (1980)**. The formation conditions of the high-magnesian olivines from the monominerallic fraction of Luna 24 regolith. *Lunar Planet Sci Conf Proc* 11:105–116
- Sobolev AV, Nikogosian IK (1994)** Petrology of long-lived mantle plume magmatism: Hawaii, Pacific, and Réunion Island, Indian Ocean. *Petrology* 2:111–144
- Sorbadère F, Schiano P, Metrich N, Garaebiti E (2011)** Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). *Contrib Mineral Petr* 162:995–1009
- Sorbadère F, Médard E, Laporte D, Schiano P (2013)** Experimental melting of hydrous peridotite-pyroxenite mixed sources: Constraints on the genesis of silica-undersaturated magmas beneath volcanic arcs. *Earth Planet Sci Lett* 384:42–56
- Staudacher T, Sarda P, Allègre CJ (1990)** Noble gas systematics of Réunion island, Indian Ocean. *Chem Geol* 89(1):1–17
- Stracke A, Hofmann AW, Hart SR (2005)** FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochem Geophys Geosy*. doi:10.1029/2004GC000824
- Sun SS, Hanson GN (1975)** Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt. *Geology* 3(6):297–302

- Upton BGJ, Wadsworth WJ (1965)** Geology of Réunion Island, Indian Ocean. *Nature* 207:151–154
- Upton BGJ, Wadsworth WJ (1972)**. Aspects of magmatic evolution on Réunion Island. *Phil Tran Royal Soc Lond A* 271:105–130
- Upton BGJ (1982)** Oceanic Islands. *Ocean Basin Margin* 6:585–648
- Valer M, Bachèlery P, Schiano P, Upton BGJ (2016)** Geochemical characteristics of the “Mid-Alkaline Basalts” from the “adventive cones” of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). vol.18, p. EGU2016-15833, 2016 Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2016
- Van der Hilst RD, Engdahl ER, Spakman W, Nolet G (1991)** Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature* 353:37–42
- Vlastélic I, Staudacher T, Semet M (2005)** Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: evidence for variable crustal contamination. *J Petrol* 46(1):79–107
- Vlastélic I, Lewin E, Staudacher T (2006)** Th/U and other geochemical evidence for the Reunion plume sampling a less differentiated mantle domain. *Earth Planet Sci Lett* 248(1):379–393
- Vlastélic I, Peltier A, Staudacher T (2007)** Short-term (1998-2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): origins and constraints on the size and shape of the magma reservoir. *Chem Geol* 244:202–220
- Vlastélic I, Deniel C, Bosq C, Télouk P, Boivin P, Bachèlery P, Famin V, Staudacher T (2009)** Pb isotope geochemistry of Piton de la Fournaise historical lavas. *J Volc Geotherm Res* 184:63–78
- Weaver BL (1991a)** Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology* 19(2):123–126
- Weaver BL (1991b)** The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet Sci Lett* 104(2):381–397
- Welsch B, Faure F, Bachèlery P, Famin V (2009)** Microcrysts record transient convection at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion hotspot). *J Petrol* 50:2287–2305
- White WM, Hofmann AW (1982)** Sr and Nd isotopic geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* 296:821–825
- White WM (1985)** Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotope evidence, *Geology* 13:115–118
- White WM, Duncan, RA (1996)** Geochemistry and geochronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. *Earth processes: reading the isotopic code*, pp 183–206. DOI: 10.1029/GM095p0183
- White WM, Cheatham MM, Duncan RA (1990)** Isotope geochemistry of Leg 115 basalts and inferences on the history of the Reunion mantle plume. *Proc ODP Sci Results* 115:53–62
- Willbold M, Stracke A (2006)** Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochem Geophys Geosy*. doi:10.1029/2005GC001005
- Wilson JT (1963)** A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can J Phys* 41:863–870
- Wilson JT (1965)** Evidence from ocean islands suggesting movement in the earth. *Phil Tran Royal Soc A* 258:145–167
- Zindler A, Hart S (1986)** Chemical geodynamics. *Annu Rev Earth Planet Sci* 14:493–571



## Appendix

### Electronic supplementary material 1: Location, age estimate and description of the samples

Rock sample	Latitude (South)	Longitude (East)	Altitude (m)	Name of the adventive cone	Zone	Type of sample <sup>c</sup>
Samples for the melt inclusion study						
ADC11 <sup>a</sup>	- 21.379600	55.655723	71	Piton Langevin	South Flank	lava flow
ADC27 <sup>a</sup>	- 21.227983	55.591185	1697	Piton Mahot	Plaine des Cafres	lava flow
514PS12	- 21.222036	55.677514	2312	Piton Haüy	Plaine des Sables	olivine crystal lapilli
514PC7	- 21.189072	55.643006	2138	Piton de Caille	Plaine des Cafres	olivine crystal lapilli
514Hud3	- 21.254681	55.695456	2190	Hudson Crater	Enclos Fouqué	pyroclast
Other samples						
514SF1	- 21.361978	55.577086	220	Piton Rosile	South Flank	pyroclast
514SF5	- 21.378533	55.651144	69	Piton Langevin	South Flank	pyroclast
514PS6	- 21.221662	55.677476	2311	Piton Haüy	Plaine des Sables	pyroclast
514PS17	- 21.240058	55.671392	2375	Piton Chisny (AdIR) <sup>b</sup>	Plaine des Sables	pyroclast
514PS26	- 21.250014	55.677286	2354	Piton Rouge	Plaine des Sables	pyroclast
514PS28	- 21.262538	55.670813	2251	Piton du Rond de Langevin	Plaine des Sables	pyroclast
514PC15	- 21.218158	55.541261	1272	Piton Hyacinthe	Plaine des Cafres	pyroclast
514PC18	- 21.189444	55.652428	2163	Piton de Tangué	Plaine des Cafres	pyroclast
514PR5	- 21.207264	55.642653	2319	Cratère Commerçon	Plaine des Remparts	pyroclast
514PR8	- 21.227772	55.648861	2370	Puy du Pas des Sables	Plaine des Remparts	pyroclast
514PR10	- 21.214675	55.643489	2324	Piton Lacroix	Plaine des Remparts	pyroclast
514PR12	- 21.193592	55.637581	2159	Piton dans le bout	Plaine des Remparts	pyroclast

**Electronic supplementary material 1:** continued

Rock sample	Age estimate or Date of eruption <sup>d</sup>	Observation
Samples for the melt inclusion study		
ADC11 <sup>a</sup>	50 kyrs	olivine, rare pyroxene and plagioclase crystals
ADC27 <sup>a</sup>	> 5 kyrs	crystal-poor
514PS12	< 4,7 kyrs	–
514PC7	5 kyrs	–
514Hud3	1998 eruption	crystal-poor
Other samples		
514SF1	15 kyrs	oceanite <sup>f</sup>
514SF5	15 kyrs	olivine crystals ans cumulates
514PS6	< 4,7 kyrs	crystal-poor
514PS17	0,381 <sup>e</sup> years	olivine crystals
514PS26	–	olivine crystals
514PS28	–	olivine crystals ans cumulates
514PC15	–	olivine crystals
514PC18	–	olivine-rich
514PR5	–	rare olivine crystals
514PR8	–	olivine-rich
514PR10	–	olivine-rich
514PR12	9,3 - 7,1 kyrs	olivine crystals

<sup>a</sup> Samples from a previous study (Bachèlery et al. 2014)

<sup>b</sup> AdIR, Aubert de la Rüe craters: terminal phase of the eruption of Piton Chisny

<sup>c</sup> All are rock samples, except 514PS12 and 514PC7, which correspond to olivine crystal lapilli directly sampled at the base of Piton Haüy and Piton de Caille, respectively

<sup>d</sup> Ages mainly are estimations (P. Mairine, pers. comm.). Datations are individually noticed. kyrs, thousands of years

<sup>e</sup> <sup>14</sup>C datation (Morandi et al. 2016)

<sup>f</sup> Basalt with more than 20 vol.% of olivine crystals

**Electronic supplementary material 2: Major and trace element concentrations of the lavas of the adventive cones from La Réunion Island**

Rock sample	514Hud3	ADC11 <sup>a</sup>	ADC27 <sup>a</sup>	514SF1	514SF5	514PS6
Name of the adventive cone	Cratère Hudson	Piton Langevin	Piton Mahot	Piton Rosile	Piton Langevin	Piton Haüy
Zone	Enclos Fouqué	South Flank	Plaine des Cafres	South Flank	South Flank	Plaine des Sables
Observation	crystal-poor	olivine crystals	crystal-poor	oceanite <sup>b</sup>	olivine crystals ans cumulates	crystal-poor
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	47.64	47.37	47.09	42.60	46.44	47.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.37	13.53	13.17	8.94	13.89	13.79
FeO <sub>total</sub>	12.26	11.80	11.95	12.82	11.82	11.96
MgO	9.09	10.65	10.78	22.52	9.39	9.47
CaO	9.78	9.97	10.27	7.03	10.03	9.63
Na <sub>2</sub> O	2.63	2.23	2.07	1.33	2.80	2.85
K <sub>2</sub> O	0.86	0.54	0.66	0.23	0.86	0.89
TiO <sub>2</sub>	3.05	2.42	2.56	1.72	2.88	2.81
MnO	0.18	0.18	0.18	0.19	0.17	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.25	0.29	0.20	0.37	0.40
LOI <sup>c</sup>	-0.81	-0.42	-0.49	0.97	-0.53	-0.71
Total	99.79	99.82	99.88	99.97	99.43	99.81
Rb (ppm)	18.69	11.29	13.22	1.28	20.06	21.72
Sr	324.58	302.08	342.60	229.27	377.01	372.95
Y	30.01	25.77	26.38	16.68	26.90	29.25
Zr	225.65	175.81	189.07	111.63	201.43	225.48
Nb	25.00	20.00	22.93	13.53	24.99	26.60
Ba	147.69	115.36	164.98	96.62	159.23	170.49
La	21.09	16.91	19.55	11.97	21.75	22.73
Ce	53.25	39.48	47.75	27.07	52.27	55.99
Nd	29.62	23.29	26.01	15.83	28.87	30.37
Sm	6.95	5.66	6.14	3.76	6.54	6.97
Eu	2.26	1.85	1.98	1.21	2.11	2.27
Tb	1.01	0.86	0.87	0.56	0.94	1.00
Gd	6.99	5.92	6.12	3.90	6.52	7.04
Dy	5.99	5.11	5.21	3.38	5.52	5.89
Ho	1.12	0.97	0.97	0.63	1.01	1.09
Er	2.83	2.48	2.49	1.63	2.60	2.77
Yb	2.32	2.01	2.06	1.30	2.15	2.28
Lu	0.32	0.28	0.28	0.18	0.29	0.31
Hf	5.28	4.22	4.46	2.71	4.88	5.28
Ta	1.63	1.31	1.49	0.87	1.64	1.73
Pb	1.78	1.40	1.63	0.90	2.02	1.77
Th	2.59	2.05	2.35	1.43	2.68	2.82
U	0.64	0.49	0.58	0.33	0.65	0.68

**Electronic supplementary material 2:** continued

Rock sample	514PS17	514PS26	514PS28	514PC15	514PC18
Name of the adventive cone	Piton Chisny (AdIR)	Piton Rouge	Piton du Rond de Langevin	Piton Hyacinthe	Piton de Tangué
Zone	Plaine des Sables	Plaine des Sables	Plaine des Sables	Plaine des Cafres	Plaine des Cafres
Observation	olivine crystals	olivine crystals	olivine crystals ans cumulates	olivine crystals	olivine-rich
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	47.46	47.30	46.54	47.35	43.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.43	14.30	14.00	13.85	12.83
FeO <sub>total</sub>	11.51	11.89	11.65	11.73	12.29
MgO	8.40	8.55	9.47	9.21	13.57
CaO	10.01	9.70	9.67	9.43	9.50
Na <sub>2</sub> O	2.97	2.82	2.84	2.82	2.08
K <sub>2</sub> O	0.96	0.86	1.02	0.85	0.26
TiO <sub>2</sub>	2.84	2.91	2.83	2.72	2.53
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.44	0.36	0.40	0.47	0.34
LOI <sup>c</sup>	-0.60	-0.30	-0.38	-0.17	1.27
Total	99.88	99.91	99.52	99.75	100.01
Rb (ppm)	22.81	21.48	26.28	20.28	3.69
Sr	393.01	404.25	415.63	363.97	332.19
Y	28.83	32.67	29.13	29.68	26.71
Zr	237.29	247.62	230.91	247.77	193.72
Nb	28.35	28.60	32.47	26.51	22.41
Ba	178.55	163.77	217.55	158.53	112.13
La	24.91	25.16	27.06	24.24	20.21
Ce	60.74	62.11	64.08	59.09	46.05
Nd	32.24	33.87	33.19	32.55	26.35
Sm	7.18	7.77	7.25	7.25	6.17
Eu	2.27	2.48	2.32	2.38	1.98
Tb	0.98	1.10	0.99	1.01	0.91
Gd	6.96	7.67	6.94	7.20	6.27
Dy	5.74	6.43	5.81	5.88	5.34
Ho	1.05	1.20	1.08	1.08	0.99
Er	2.75	3.17	2.82	2.77	2.59
Yb	2.24	2.56	2.31	2.26	2.09
Lu	0.30	0.35	0.32	0.31	0.28
Hf	5.46	5.83	5.39	5.66	4.62
Ta	1.86	1.83	2.06	1.72	1.46
Pb	2.01	1.78	2.09	1.90	1.58
Th	3.13	2.95	3.31	3.01	2.49
U	0.77	0.75	0.82	0.75	0.61

**Electronic supplementary material 2:** continued

Rock sample	514PR5	514PR8	514PR10	514PR12
Name of the adventive cone	Cratère Commerçon	Puy du Pas des Sables	Piton Lacroix	Piton dans le bout
Zone	Plaine des Remparts	Plaine des Remparts	Plaine des Remparts	Plaine des Remparts
Observation	rare olivine crystals	olivine-rich	olivine-rich	olivine crystals
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	46.24	46.59	43.84	46.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	13.16	14.12	13.69
FeO <sub>total</sub>	12.00	11.79	10.12	11.83
MgO	9.79	11.68	11.54	9.98
CaO	9.63	9.06	10.92	9.49
Na <sub>2</sub> O	2.77	2.63	2.11	2.83
K <sub>2</sub> O	0.84	0.81	0.42	0.83
TiO <sub>2</sub>	2.77	2.64	2.90	2.98
MnO	0.18	0.17	0.20	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.36	0.25	0.45
LOI <sup>c</sup>	-0.53	-0.36	2.32	-0.09
Total	99.07	99.85	99.87	99.73
Rb (ppm)	18.43	18.43	4.63	19.21
Sr	357.35	392.30	393.68	474.68
Y	28.20	27.38	28.24	30.70
Zr	217.96	219.64	224.86	267.21
Nb	26.64	26.13	30.37	32.65
Ba	163.61	169.64	252.51	215.93
La	22.59	23.94	24.84	28.49
Ce	55.38	56.75	58.99	67.25
Nd	30.00	30.57	31.65	35.50
Sm	6.92	6.91	7.20	7.96
Eu	2.21	2.24	2.22	2.56
Tb	0.98	0.98	1.00	1.09
Gd	6.83	6.86	6.95	7.80
Dy	5.74	5.73	5.81	6.25
Ho	1.06	1.05	1.07	1.14
Er	2.70	2.68	2.77	2.92
Yb	2.18	2.11	2.23	2.35
Lu	0.30	0.29	0.31	0.32
Hf	5.12	5.26	5.41	6.23
Ta	1.74	1.73	1.99	2.09
Pb	1.78	1.82	2.65	2.24
Th	2.81	2.99	3.25	3.62
U	0.69	0.74	0.74	0.87

<sup>a</sup> Previously analyzed for major elements by XRF at University of Edinburg (Bachèlery et al. 2014)

<sup>b</sup> Basalt with more than 20 vol.% of olivine crystals ; <sup>c</sup> Loss of ignition (LOI) determined at 110 °C for 2 hours and 1,000 °C for 1 hour

**Electronic supplementary material 3: Numerically uncorrected (a) major element concentrations of the melt inclusions and their host olivine from lavas of the adventive cones from La Réunion Island**

Melt inclusion	MI PC7-4	MI PC7-10	MI PC7-15	MI PS12-17	MI Hud3-2	MI Hud3-8	MI Hud3-7	MI1 Hud3-9	MI2 Hud3-9	MI3 Hud3-9
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	48.65	49.20	50.02	48.87	49.80	50.77	51.01	50.53	50.82	49.82
TiO <sub>2</sub>	2.84	2.83	2.78	2.90	2.88	3.29	3.43	3.12	3.04	3.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.59	14.66	14.31	15.44	16.20	16.30	15.37	14.94	14.88	15.49
MnO	0.22	0.21	0.12	0.06	0.26	0.06	0.11	0.26	0.19	0.17
FeO* <sup>c</sup>	9.85	8.99	9.39	8.82	8.22	8.04	7.07	8.97	8.49	7.76
MgO	7.02	6.89	7.09	6.91	3.71	3.08	4.14	6.44	6.43	5.94
CaO	11.60	11.54	11.54	11.70	14.04	13.47	13.41	11.97	11.79	12.78
Na <sub>2</sub> O	2.38	2.57	2.45	2.70	2.63	2.51	2.75	2.68	2.68	2.75
K <sub>2</sub> O	0.67	0.61	0.67	0.72	0.70	0.87	0.72	0.79	0.85	0.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.31	0.34	0.36	0.34	0.40	0.33	0.42	0.29	0.36
Total	98.12	97.80	98.71	98.48	98.78	98.79	98.34	100.12	99.45	99.00
Mg# <sup>d</sup>	0.59	0.61	0.60	0.61	0.48	0.44	0.54	0.59	0.61	0.61
Fo % (Host Ol) <sup>e</sup>	86.2	85.7	86.5	87.0	86.1	85.6	86.7	86.3	85.9	86.6
K <sub>D</sub> (Ol/Liq) <sup>f</sup>	0.230	0.260	0.239	0.237	0.148	0.131	0.182	0.232	0.252	0.239
Hom. T (°C) <sup>g</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Host Olivine	PC7-4	PC7-10	PC7-15	PS12-17	Hud3-2	Hud3-8	Hud3-7	Hud3-9 close to MI1	Hud3-9 close to MI2	Hud3-9 close to MI3
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	40.28	40.01	40.58	40.35	40.31	40.17	40.56	40.93	40.87	40.62
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.07	0.05	0.06	0.03	0.04	0.05	0.11	0.04	0.07
FeO* <sup>c</sup>	13.10	13.55	12.96	12.45	13.27	13.84	12.64	13.31	13.64	12.90
MnO	0.20	0.17	0.17	0.19	0.22	0.21	0.14	0.20	0.18	0.15
MgO	46.02	45.40	46.52	46.72	46.09	45.96	46.27	46.88	46.56	46.91
CaO	0.23	0.22	0.23	0.22	0.25	0.24	0.26	0.26	0.25	0.25
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.91	99.45	100.53	100.02	100.21	100.49	99.93	101.75	101.57	100.92

**Electronic supplementary material 3: continued**

Melt inclusion	MI Hud3-11	MI Hud3-12	MI Hud3-13	MI Hud3-14	MI Hud3-15	MI Hud3-16	MI ADC11 c7 <sup>b</sup>	MI ADC11 c11 <sup>b</sup>	MI1 ADC27 c1 <sup>b</sup>	MI2 ADC27 c1 <sup>b</sup>
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	49.73	51.08	50.70	50.34	52.62	52.89	47.73	49.50	47.97	48.19
TiO <sub>2</sub>	3.37	3.56	3.02	3.25	3.79	2.69	2.35	2.31	2.89	2.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.69	17.43	16.06	17.01	15.90	15.19	14.87	14.86	14.41	14.40
MnO	0.08	0.09	0.23	0.26	0.01	0.09	0.11	0.07	0.25	0.16
FeO* <sup>c</sup>	7.94	5.84	7.07	7.02	6.45	6.92	8.87	7.76	9.28	9.35
MgO	4.23	2.83	3.92	3.13	2.47	3.99	9.33	9.84	8.16	8.12
CaO	13.57	13.82	13.83	13.84	12.86	12.99	11.27	11.63	12.35	12.61
Na <sub>2</sub> O	2.40	3.05	2.60	2.78	2.83	2.81	2.73	2.77	2.61	2.51
K <sub>2</sub> O	0.79	0.84	0.66	0.82	0.98	0.49	0.64	0.49	0.89	0.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.29	0.36	0.43	0.46	0.14	0.31	0.24	0.34	0.33
Total	98.28	98.85	98.46	98.89	98.36	98.20	98.21	99.46	99.16	99.47
Mg# <sup>d</sup>	0.52	0.50	0.53	0.47	0.44	0.54	0.68	0.72	0.64	0.64
Fo % (Host Ol) <sup>e</sup>	86.4	88.2	87.4	87.0	85.4	87.3	85.1	86.2	86.2	86.1
K <sub>D</sub> (Ol/Liq) <sup>f</sup>	0.170	0.132	0.162	0.135	0.132	0.170	0.37	0.41	0.29	0.28
Hom. T (°C) <sup>g</sup>	—	—	—	—	—	—	1210.0	1244.0	1183.0	1183.0
Host Olivine	Hud3-11	Hud3-12	Hud3-13	Hud3-14	Hud3-15	Hud3-16	ADC11-7	ADC11-11	ADC27-1 close to MI1	ADC27-1 close to MI2
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	40.42	40.73	40.85	40.93	39.93	40.57	39.98	40.57	40.41	40.25
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.06	0.04	0.06	0.02	0.06	0.09	0.04	0.03	0.05
FeO* <sup>c</sup>	13.01	11.36	12.15	12.58	13.88	12.19	14.06	13.21	13.17	13.17
MnO	0.17	0.19	0.19	0.22	0.22	0.18	0.24	0.11	0.19	0.15
MgO	46.30	47.57	47.20	47.29	45.71	47.02	45.17	46.38	46.11	45.91
CaO	0.24	0.25	0.25	0.22	0.22	0.23	0.24	0.22	0.24	0.24
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Total	100.25	100.19	100.73	101.35	99.99	100.28	99.82	100.55	100.22	99.78

<sup>a</sup> From the host olivine post-entrapment crystallization on the inclusion walls

<sup>b</sup> Those crystallized melt inclusions were first experimentally heated before analyses: their compositions have been directly considered for the study, without supplementary numerical correction from the post-entrapment crystallization

<sup>c</sup> FeO\*, total iron

<sup>d</sup> Mg# = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)

<sup>e</sup> Forsterite content of the host olivine. Fo % = [(Mg/(Mg+Fe))] x 100

<sup>f</sup> K<sub>D</sub> = (FeO/MgO)<sub>Ol</sub>/(FeO/MgO)<sub>Liq</sub>

<sup>g</sup> Hom. T (°C) = homogenization temperature





## Chapitre V : Les Basaltes Porphyriques à Plagioclases

---

Ce chapitre, présenté sous forme d'article soumis et accepté pour publication, s'intéresse à des séries magmatiques anciennes, classées parmi les « Séries Différenciées » (cf. Chp.I, section I-2.1.2), qui diffèrent radicalement d'un point de vue pétrographique et géochimique de la majeure partie des laves de La Réunion, c'est-à-dire des « Séries Océanitiques » dominées par l'olivine (cf. Chp.I, section I-2.1.1). Il s'agit de Basaltes Porphyriques à Plagioclase, appelés BPP, ou PUB dans l'article (« Plagioclase Ultraphyric Basalts »), qui sont caractérisés par une quantité supérieure à 15 % et jusqu'à 35 % de cristaux millimétriques voire centimétriques de plagioclase calcique (jusqu'à  $An_{88}$  d'après Smietana, 2011) sur le volume totale de la roche.

L'intérêt de ces laves, très peu étudiées précédemment (Boujibar, 2009 ; Smietana, 2011), réside notamment dans le fait qu'elles traduisent un système magmatique probablement très différent de celui supposé actuellement sous le volcan. En effet, dans les laves historiques, de même que dans l'ensemble des « Séries Océanitiques », les quantités de plagioclase sont généralement très faibles, étant essentiellement présents au sein de la mésostase. Si des exceptions ont pu être observées dans l'activité récente (e.g. éruption de 2008, Di Muro *et al.*, 2015), l'abondance de plagioclase n'excédait pas 10 %, et les cristaux étaient inférieurs à 1 mm. De plus, les BPP ont été émis uniquement lors de périodes très spécifiques de la croissance des volcans de La Réunion, qui correspondent à des processus pétro-génétiques spécifiques actifs seulement lors de ces périodes : de 340 à 250 ka et de 140 à 100 ka environ au Piton des Neiges (Kluska, 1997), et plus anciennement à l'affleurement de la Rivière des Remparts (Piton de la Fournaise, cf. Chp.I, section I-2.3), où ce type de laves a notamment été daté à 527 ka (Gillot et Nativel, 1989).

Cet article, principalement basé sur l'étude des inclusions magmatiques des plagioclases des BPP, discute de l'origine et la pétrogenèse de ces laves à La Réunion, notamment des processus de chambre magmatique pouvant participer à leur formation, ainsi que des implications sur l'évolution de l'activité magmatique de l'île.

Les échantillons de roche sélectionnés ont été analysés pour les deux volcans (4 échantillons du Piton des Neiges, 2 du Piton de la Fournaise). L'article présente les résultats des études pétrographiques et géochimiques des laves et des inclusions magmatiques piégées dans les macrocristaux de plagioclase ( $An_{84,2-71,7}$ ). Ces dernières représentent des reliques de liquides parentaux des cristaux hôtes. Les inclusions ont été homogénéisées par chauffage expérimental puis leurs compositions en éléments majeurs et traces analysées à la microsonde

électronique et au LA ICP-MS, respectivement. Les données, avec les observations texturales des lames minces, ont montré que les cristaux hôtes sont hérités, bien que les compositions des magmas parentaux soient proches de celles des laves hôtes. Des évidences pétrographiques suggèrent que les macrocristaux de plagioclase proviennent de la remobilisation d'un « mush » riche en plagioclase ou de fragments de gabbro anorthositique, depuis les parois de la chambre magmatique. D'après les simulations MELTS effectuées dans une large gamme de pressions, les liquides parentaux de ces cristaux évoluent essentiellement par le fractionnement de clinopyroxène + plagioclase. Les contrastes de densité entre les minéraux et le liquide permettent la ségrégation efficace du plagioclase. Alors que les clinopyroxènes sédimentent à la base du réservoir, les plagioclases peuvent être collectés au toit de la chambre magmatique par flottaison, jusqu'à former le « mush » ou gabbro décrit ci-dessus. Les BPP seraient dérivés de la remobilisation de ce type de « mush » ou de fragments du cumulat anorthositique lors de l'arrivée d'un nouveau magma, déclenchant ainsi leur éruption. Les émissions de ces basaltes particuliers lors de périodes très spécifiques de la croissance des volcans peuvent donc correspondre à une diminution du flux magmatique en profondeur, favorisant ainsi la cristallisation de plagioclase, qui est ensuite accumulé par flottaison.

Une plus faible production de magma, en contexte de point chaud, peut être attribuée au stade « alcalin » de déclin de l'activité, succédant au stade « bouclier » à l'origine de laves à tendance plus tholéitique, selon le modèle hawaïen (Peterson et Moore, 1987). Le caractère alcalin est visible dans les compositions des BPP, et peut être attribué à un plus faible taux de fusion partielle comparé aux « Séries Océanitiques ». La construction du Piton des Neiges est cohérente avec le schéma hawaïen : les « Séries Océanitiques » précèdent les « Séries Différenciées » alcalines, incluant les BPP. A l'inverse, au Piton de la Fournaise, les BPP ainsi que les laves différenciées précèdent les « Séries Océanitiques » (Rivière des Remparts, cf. Chp.I, section I-2.3). Les BPP pourraient donc être plus logiquement attribuées au déclin de l'activité d'un volcan antérieur, correspondant au Volcan des Alizés (e.g. Smietana, 2011 ; Chp.I, section I-2.4).

## The petrogenesis of plagioclase-ultraphyric basalts from La Réunion Island.

Marina Valer<sup>1\*</sup>, Patrick Bachèlery<sup>1</sup>, Pierre Schiano<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal - CNRS - IRD, OPGC, 6 avenue Blaise Pascal, 63178 Aubière Cedex

\*Corresponding author: E-mail: m.valer@opgc.univ-bpclermont.fr

### Abstract

Plagioclase-bearing ultraphyric basalts, which can have up to 35 % accumulative millimetre-sized plagioclase crystals, were episodically erupted during some stages of building of La Réunion Island volcanoes. Selected rock samples were analysed for the two volcanoes of the island (four samples from Piton des Neiges volcano and two from Piton de la Fournaise volcano). This paper summarizes the results of petrographic and geochemical studies of the whole rocks and silicate melt inclusions trapped within the plagioclase ( $An_{84.2-71.7}$ ) macrocrysts, which contain aliquots of the parental melts of their hosts. Melt inclusion compositions are used to discuss the origin of La Réunion plagioclase-bearing ultraphyric basalts, with special emphasis on the magma storage system that led to their production. Experimentally re-homogenized melt inclusions were analysed by electron microprobe and LA-ICP-MS for major and trace elements. Together with the textural observations, these results indicate that the host crystals are inherited although their parental magma compositions are close to that of the host lava. Petrographic lines of evidence suggest that the plagioclase macrocrysts originate from batches of plagioclase-rich “mush” or fragments of anorthositic gabbro ripped from the magma chamber walls. Parental melts of the plagioclases evolve predominantly by clinopyroxene + plagioclase crystallization. The density contrasts between minerals and liquid allow their efficient segregation. We propose that plagioclases are collected below the magma chamber roof as a flotation cumulate, thereby forming the plagioclase-rich “mush” and anorthositic gabbro, while clinopyroxenes sink. The plagioclase-ultraphyric basalts are derived from the remobilization of this “mush” or fragments of the anorthositic cumulate, upon the input of a new batch of magma triggering their eruption. We postulate that the periodic occurrence of these striking basalts during specific periods of the volcano's growth corresponds to decreases in the magma supply, which promoted plagioclase crystallization and its segregation by flotation. Finally, we suggest that the plagioclase-ultraphyric basalts from the “Rivière des

Remparts and Rivière de l'Est valleys", previously regarded as components of Piton de la Fournaise volcano, are instead products of the declining activity of an older volcano, possibly Les Alizés volcano.

**Keywords** : basalt; melt inclusion; La Réunion; magma chamber; plagioclase

## Introduction

Basaltic rocks with high content of millimetre-sized calcic plagioclase crystals have been described in a variety of volcanic environments. These plagioclase-phyric or plagioclase-ultraphyric basalts (referred to as PUBs following Cullen *et al.*, 1989), are common at mid-ocean ridges, where they have been described on-axis and off-axis in regions of ultra-slow and intermediate spreading (e.g. Flower, 1980; Kuo & Kirkpatrick, 1982; Cullen *et al.*, 1989; Batiza & Niu, 1992; Sinton *et al.*, 1993; Le Roex *et al.*, 1996; Hellevang & Petersen, 2008; Lange *et al.*, 2013). They also occur in ocean islands and large igneous provinces, where they can be termed Giant Plagioclase Basalts (Hansen & Grönvold, 2000; Annell *et al.*, 2007; Higgins & Chandrasekharam, 2007; Halldorsson *et al.*, 2008; Neave *et al.*, 2014).

The origin of PUBs is still a matter of debate. Basalts with a plagioclase-macrocryst content in excess of what is expected from the liquid line of descent along an olivine + clinopyroxene + plagioclase cotectic have been ascribed to (1) extreme plagioclase crystallisation from high-Al and high-Ca parental liquids (e.g. Panjasawatwong *et al.*, 1995; Sinton *et al.*, 1993; Nielsen *et al.*, 1995), (2) physical accumulation of plagioclase in the melt (e.g. Cullen *et al.*, 1989), and (3) mixing of a basaltic liquid with plagioclase cumulates or mush zones (Le Roex *et al.*, 1996; Hellevang & Petersen, 2008; Hansen & Grönvold, 2000; Lange *et al.*, 2013; Neave *et al.*, 2014).

At La Réunion Island, volcanism is assigned to a long-lived mantle plume activity. Plagioclase-Ultraphyric Basalts (PUBs) are defined as a variety of basalts containing more than 15 vol.% of millimetre-sized calcic plagioclase crystals. PUBs erupted only during discrete periods in the past activity of the two volcanoes, Piton de La Fournaise and Piton des Neiges (Upton & Wadsworth, 1972a; Billard, 1974). Therefore, the magmatic system of these volcanoes probably changes over time, and these lavas reflect particular processes only acting during specific periods within the magma chambers. Several models have been invoked to explain PUBs genesis at La Réunion volcanoes, including various processes of plagioclase-crystal accumulation or enrichment in a basaltic liquid, such as plagioclase accumulation by sinking (Upton & Wadsworth, 1972a) or flotation at deep levels (Kluska, 1997) for Piton des

Neiges volcano, and gabbro-mush disruption (Albarède *et al.*, 1997) for Piton de la Fournaise volcano. Smietana (2011) proposed, for both volcanoes, that plagioclase crystallization was favoured over that of olivine during cooling of a magmatic reservoir.

In this paper, we determine the origin of the plagioclase crystals of the PUBs from Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes, considering both the texture of the plagioclase crystals, and the compositions of the melt inclusions preserved within them. Because plagioclase-hosted melt inclusions in the PUBs preserve the plagioclase parental liquid composition, they yield direct information on magma petrogenesis. We discuss PUB petrogenesis at La Réunion, relate PUB occurrence to specific magma chamber processes, and consider the implications of these processes for the evolution of the magmatic activity of the island.

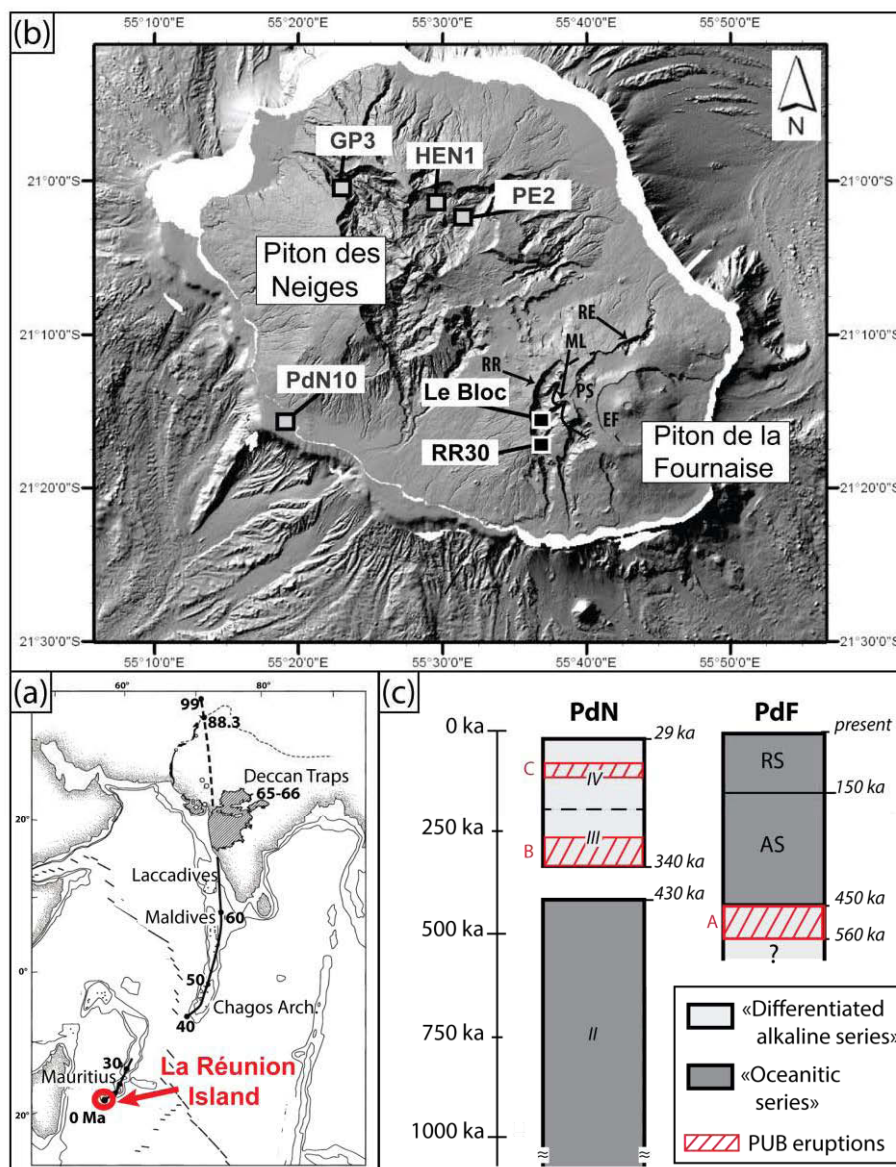
## **Geological setting**

### **La Réunion Island**

Located in the western Indian Ocean (Fig. 1a), the island of La Réunion is believed to mark the site of a rising mantle-plume (Duncan, 1990; Fisk *et al.*, 1989) that originates in the deepest part of the lower mantle (Courtillet *et al.*, 2003). The island rises ~3km above sea-level, but the entire volcanic edifice rises ~7 km from the ocean floor and the subaerial part represents only 3% of the whole volume (Lénat & Labazuy, 1990). La Réunion is made up of at least two shield volcanoes (Fig. 1b), the quiescent and deeply eroded Piton des Neiges that formed the northwest part of the island, and the active Piton de la Fournaise to the southeast. Lavas at La Réunion are mostly basalts with a transitional chemical composition, intermediate in character between the tholeiitic and alkaline suites (Upton & Wadsworth, 1972a).

At Piton des Neiges, two magmatic series corresponding to major stages in the construction of the subaerial volcano have been defined (Upton & Wadsworth 1965). The “Oceanitic series” (“Primitive Shield” or “Phases I and II” of Billard, 1974) was erupted during the shield-building stage (Fig. 1c), from more than 2 Ma to 430 kyrs (K-Ar ages; McDougall, 1971; Upton & Wadsworth, 1972a; Gillot & Nativel, 1982). It consists of basic lava flows and their reworked products, namely oceanites (i.e., accumulative olivine-rich basalts), olivine basalts and aphyric basalts with compositions dominantly controlled by the modal concentration of olivine macrocrysts; i.e., they mainly lie along “olivine-control lines” (Upton & Wadsworth, 1972a). This basic stage was followed, after a short (less than 100 kyrs) quiescent period, by a sequence of lavas and pyroclastic rocks referred to as the “Differentiated

Series” (Fig. 1c), which corresponds to the post-shield stage, from about 340 kyrs (McDougall, 1971; Upton & Wadsworth, 1972a; Salvany *et al.*, 2012) up to the volcano's extinction 29 kyrs ago (Salvany *et al.*, 2012). PUBs from Piton des Neiges were identified from two periods of this stage, as discussed later in the paper.



**Figure 1.** (a) Map of western Indian Ocean (from Mahoney *et al.*, 2002). The black line represents the displacement of the lithospheric plate over the hotspot, from the Deccan Traps to its current position (La Réunion Island). The dashed line corresponds to the pre-Deccan portion according to Kent *et al.*, 2002 (not necessarily implying the existence of the hotspot at these times, Mahoney *et al.*, 2002). Volcanism ages are in Ma. (b) Digital Terrain Model of La Réunion Island, with the six PUB sample localities (grey squares, Piton des Neiges samples; black squares, Piton de la Fournaise samples). RR, Rivière des Remparts; RE, Rivière de l’Est; ML, Morne Langevin caldera; PS, Plaine des Sables caldera; EF, Enclos Fouqué caldera. (c) Stratigraphic columns of the main magmatic series of both La Réunion volcanoes. Ages are from McDougall (1971), Gillot *et al.* (1982) and Salvany *et al.* (2012) for Piton des Neiges, and from Gillot & Nativel (1989), Merle *et al.* (2010) and Salvany *et al.* (2012) for Piton de la Fournaise. PdN, Piton des Neiges; PdF, Piton de la Fournaise; “PUB eruptions” indicates the stratigraphic position

of the three periods during which Plagioclase-Ultraphyric Basalts were emitted: *A*, from 560 to 450 kyrs (Merle *et al.*, 2010; Salvany *et al.*, 2012); *B*, from 340 to 250 kyrs and *C*, from 140 to 100 kyrs (Kluska, 1997). “Oceanic series” and “Differentiated alkaline series” from Upton and Wadsworth (1972). Phases II, III and IV of Piton des Neiges from Billard and Vincent, 1974 (phase I not shown on the column). “Ancient shield” (AS) and “Recent shield” (RS) of Piton de la Fournaise from Bachèlery and Mairine (1990).

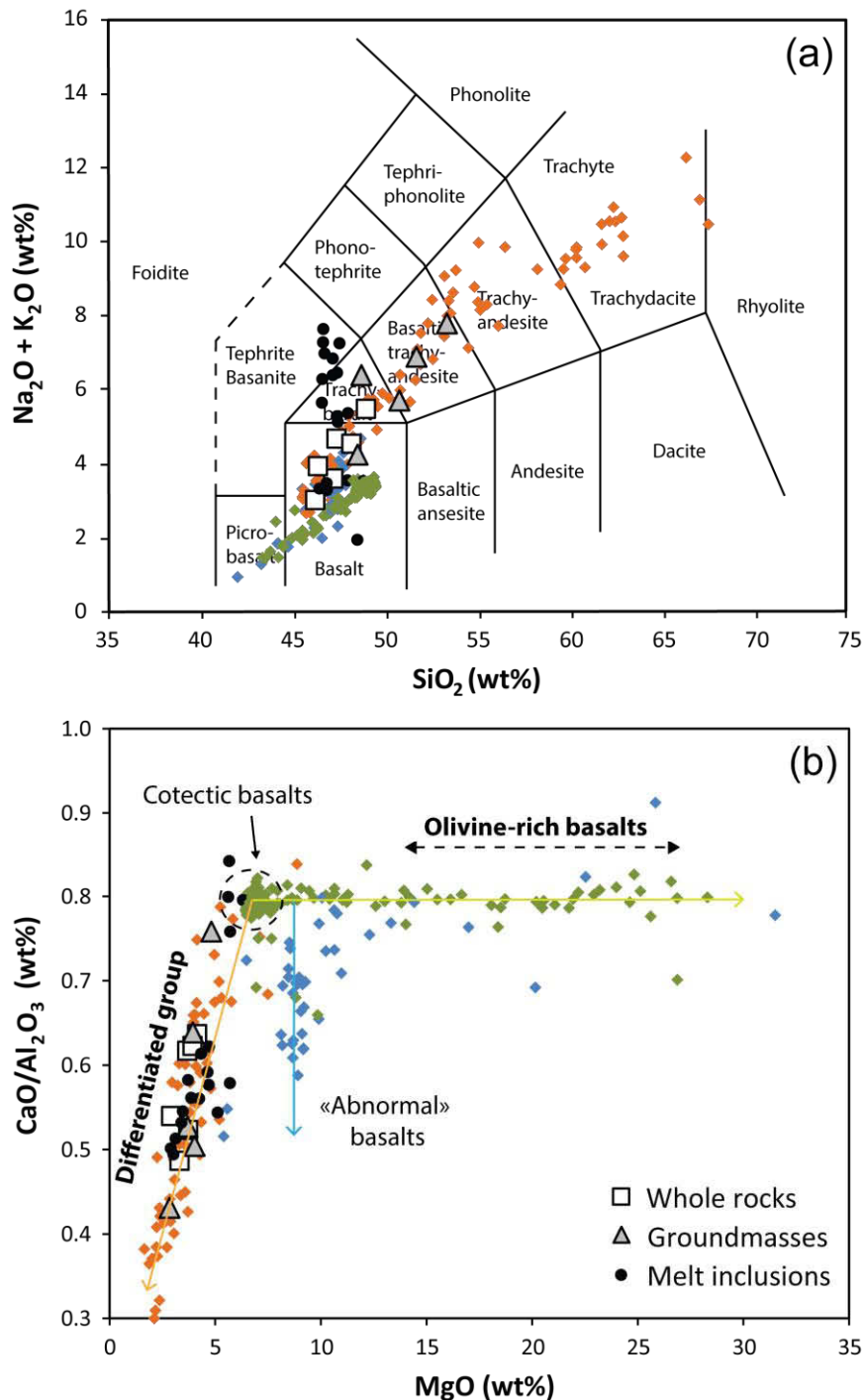
The “Differentiated Series” comprises a suite of differentiated alkaline lavas and pyroclastic rocks, ranging from basaltic to trachytic in composition (e.g. Upton & Wadsworth, 1972a; Kluska, 1997). Upton & Wadsworth (1972a) suggest that this major change for Piton des Neiges volcano, which corresponds to the “Phase III” and “Phase IV” of Billard (1974), would occur by closed-system crystal fractionation of the magmatic reservoir beneath the volcano when the main conduit shifted to Piton de la Fournaise.

The “Phase III” appears to have been continuous between 340 kyrs to ~180 kyrs, with mainly the eruption of hawaiitic and mugearitic lavas. The “Phase IV” (~180 kyrs to 29 kyrs) was marked by several explosive episodes (Billard, 1974), corresponding to the eruption of the most differentiated lavas of Piton des Neiges, from mugearites to benmoreites (e.g. Kieffer, 1990; Deniel *et al.*, 1992) and trachytes (Upton & Wadsworth, 1972a; Nativel *et al.*, 1979; Kluska, 1997). The most explosive phase of this volcano corresponds to an ignimbrite sequence (Rocher & Westercamp, 1989) dated at 180 kyrs, marking the transition between “Phase III” and “Phase IV”, and was followed by a quiescent period of ~ 40 kyrs (Kieffer, 1990; Kluska, 1997; Salvany *et al.*, 2012).

As such, the magmatic evolution sequence and the construction of Piton des Neiges are consistent with the idealized model of growth proposed for typical Hawaiian-type oceanic volcanoes (Peterson & Moore, 1987; Clague & Sherrod, 2014), where an alkaline post-shield stage follows a basaltic tholeiitic to transitional shield-building stage, and is accompanied by magma differentiation and a decline in magmatic activity.

Piton de la Fournaise is presently one of the most active volcanoes in the world. Its subaerial growth is marked by two major stages of building, termed “ancient shield” and “recent shield”, respectively (Bachèlery & Mairine, 1990 - Fig. 1c). For Gillot & Nativel (1989) and Salvany *et al.* (2012), Piton de la Fournaise started to grow more than 560 kyrs ago. The oldest outcropping sequence (Rivière des Remparts and Rivière de l’Est valleys, see Fig. 1b) corresponds to a weakly differentiated alkaline series (Fig. 1c), comprising basalts, hawaiites and mugearites (Albarède *et al.*, 1997). An abrupt change to “Oceanic series” occurred about 450-400 kyrs ago, with the eruption of oceanites (olivine-rich basalts), olivine basalts and aphyric basalts (Bachèlery & Marine, 1990; Albarède *et al.*, 1997; Merle *et al.*, 2010). These

lavas are transitional to tholeiitic basalts (Fig.2a and Lénat *et al.*, 2012). The transition between the “Differentiated alkaline lavas” and the “Oceanitic series” is exposed in the “Rivière des Remparts” cliff, west of the current Piton de la Fournaise summit, formed by collapse and erosion about 290 kyrs ago (e.g. Bachèlery & Mairine, 1990; Mairine & Bachèlery, 1997; Merle *et al.*, 2010; Lénat *et al.*, 2012).



**Figure 2.** (a) Total alkali versus silica diagram and (b) CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus MgO diagram, comparing data from La Réunion PUBs (plagioclase-hosted MIs, whole-rocks and groundmasses) with whole-rock



data from Piton des Neiges and Piton de la Fournaise (in colors). *Green arrow*: olivine accumulation trend; *Orange* and *blue arrows*: evolution trends for the “differentiated group” and the “abnormal group”, respectively; *Green symbols*: historical lavas, data from Vlastelic *et al.* (2005, 2007), Sobolev & Nikogosian (1994), Upton & Wadsworth (1972a); *Orange symbols*: data from Upton & Wadsworth (1972a), Albarède *et al.* (1997), Fretzdorff *et al.* (2000), Smietana (2011); *Blue symbols*: data from the adventive cones (unpublished) (figure modified from Lénat *et al.*, 2012).

Building of the “recent shield” is considered to start with a second collapse episode about 150 kyrs ago (Bachèlery & Marine, 1990), corresponding to the Morne Langevin caldera. This collapse caused the migration of the main eruptive centre of the volcano to its current position (i.e., from the “Plaine des Sables” area to the terminal cone in the “Enclos Fouqué” caldera - Fig. 1b). The “recent shield” sequence comprises only olivine-bearing basaltic lavas.

From geochemical considerations, lavas from Piton de la Fournaise can be divided into four main groups (Upton & Wadsworth, 1965; 1972a; Ludden, 1978; Bachèlery, 1981; Albarède & Tamagnan, 1988; Albarède *et al.*, 1997; Famin *et al.*, 2009; Villemant *et al.*, 2009; Salaün *et al.*, 2010; Lénat *et al.*, 2012; Pichavant *et al.*, 2016): aphyric basaltic lavas, also called Steady State Basalts (SSB) or “cotectic basalts”, olivine-rich basalts with up to 60% of modal olivine ( $\pm$  Cr spinel), the already mentioned “differentiated group”, belonging to typical alkaline trend of differentiation, and a group of basalts called “Abnormal group” or “Anomalous group”, that mainly consists of lavas with relatively high MgO contents for low CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios compared to SSBs. The “Abnormal group” is typified by strombolian-style eruptions from cones thought to be a few thousand years old and referred to as the “adventive cones” (Bachèlery *et al.*, 2014; Valer *et al.*, 2015). “Recent shield” lavas belong to all groups except that of the differentiated lavas, but SSB is the most frequently erupted lava type for the “historical period” (Peltier *et al.*, 2009; Lénat *et al.*, 2012; Di Muro *et al.*, 2014). They result from the cotectic crystallization of olivine, clinopyroxene and plagioclase at low-pressure (e.g. Fisk *et al.*, 1988; Albarède *et al.*, 1997; Boivin & Bachèlery, 2009). The “differentiated group” corresponds to more alkaline bulk compositions and define a differentiation trend from basalt to mugearites, controlled by dynamic crystallization of a gabbroic assemblage involving substantial clinopyroxene removal (Albarède *et al.*, 1997). These differentiated lavas are only present in the early history of Piton de la Fournaise (ancient shield). PUBs from Piton de la Fournaise belong to this group.

Unlike Piton des Neiges, Piton de la Fournaise seems to display an inverse evolution compared to the typical Hawaiian model of growth (Peterson & Moore, 1987; Clague & Sherrod, 2014). At Piton de la Fournaise, the older lavas are more alkalic and differentiated than the younger transitional basaltic lavas of the “Oceanitic Series” (Fig. 1c). To account for

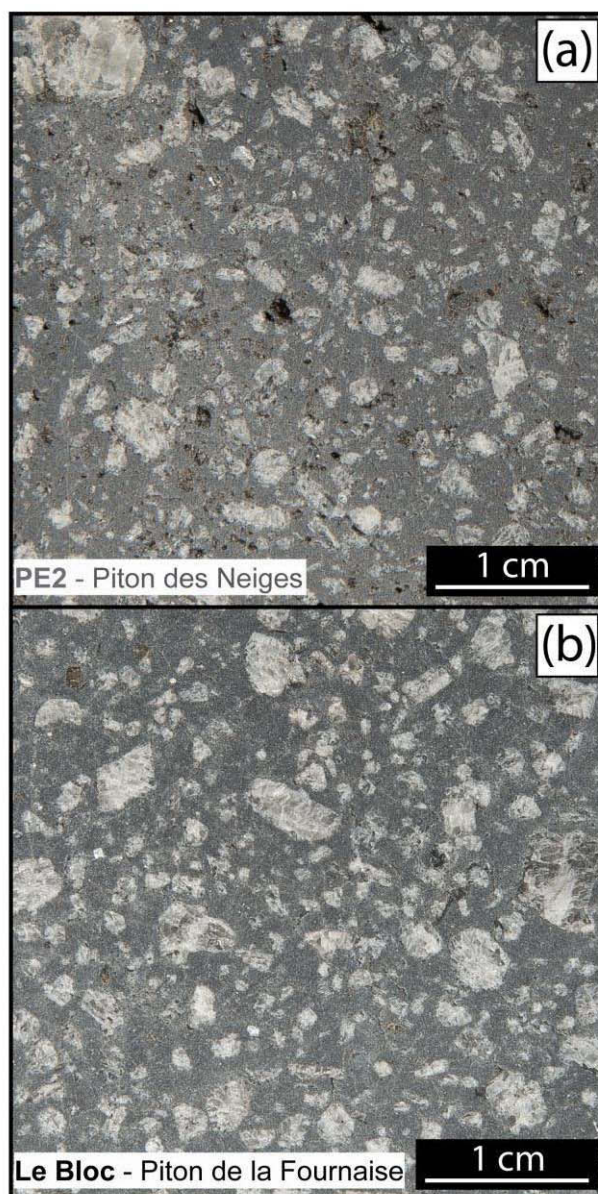
this, some authors (e.g. Smietana, 2011, Lénat *et al.*, 2012) have suggested that the “Differentiated Series” at the base of Piton de la Fournaise edifice (with an estimated age between 560 and ~450 kyrs; i.e., about 200 kyrs older than the beginning of the “Differentiated Series” at Piton des Neiges) belong to another volcanic centre, Les Alizés volcano (also called Proto-Fournaise), whose existence has been previously proposed based on the interpretation of geophysical and drill hole data (e.g. Lerebour, 1987; Rançon *et al.*, 1989; Malengreau, 1995; Lénat *et al.*, 2001). Les Alizés volcano is thought to have been active during the early stage of island building (Lénat *et al.*, 2012). Following Gailler & Lénat (2010), its volcanic activity could have taken place during both the Brunhes and Matuyama (and possibly older) magnetic periods, contemporaneously with that of Piton des Neiges.

### **The Plagioclase-Ultraphyric Basalts (PUBs) from La Réunion**

At La Réunion, Plagioclase-Ultraphyric Basalts correspond to basaltic flows rich in prominent crystals of calcic plagioclase (> 15 vol.%, up to 1 cm in size), which confer a white speckled appearance to the rocks. Because of their appearance in hand specimen (dark grey with white spots, Fig. 3), the PUBs are known locally as “Roches Pintades” (i.e., “Guinea-Fowl rocks”).

Discrete periods of PUB eruption have been identified on La Réunion volcanoes (Fig. 1c). They represent key horizons in the field, and are commonly associated with aphyric basalts, hawaiites and mugearites. At Piton des Neiges, Upton & Wadsworth (1965; 1972a) described these volumetrically dominant lava facies at the beginning of the “Differentiated Series”. The authors highlighted that they seem to mark an abrupt transition after the eruption of the “Oceanitic Series” olivine basalts (i.e., of the shield-building stage). Kluska (1997) recognized two periods for the production of PUBs at Piton des Neiges (Fig. 1c): between about 340 and 250 kyrs, at the transition between the “oceanitic” and “differentiated” stages of the volcano (Phase III of Billard, 1974), and between about 140 and 100 kyrs (Phase IV of Billard, 1974), after the quiescent phase that followed the explosive ignimbrite sequence dated at 180 kyrs (Gillot & Nativel, 1982; Kieffer, 1990), and before the last eruptive phase (70-29 kyrs, Kluska, 1997).

**Figure 3. (next page)** PUB macroscopic samples, (a) from Piton des Neiges (PE2 sample) and, (b) from Piton de la Fournaise (LeBloc sample). See figure 1 and Supplementary Data Electronic Appendix 1 for locations.



PUBs of Piton de la Fournaise (or Les Alizés volcano, as previously mentioned) are older than those of Piton des Neiges. They correspond to the oldest on-land outcropping PUB lava flows. They appear at the base of the sub-aerial edifice (“ancient shield”), forming a unit whose bottom has been dated at about 530 kyrs (Gillot & Nativel, 1989) and with estimated age of 450-400 kyrs for its upper limit (Merle *et al.*, 2010; Lénat *et al.*, 2012; Fig. 1c). Plagioclase is rather rare as a phenocryst phase in the Piton de la Fournaise lavas younger than 400 kyrs, which are essentially olivine basalts with olivine as the main phenocryst phase. However, micro-phenocrysts of plagioclase have been reported in some lava flows of the “recent shield” (Bachelery, 1981) and for the “historical period” (1640 to the present) of activity (Boivin & Bachelery, 2009). For example, the 2008 eruptive products present an increase in plagioclase

content, which result from the crystallization at shallow depth (2.5 to 3.2 km below the summit of the volcano) of a slightly evolved magma (~ 6.3 wt.% of MgO) with moderately high dissolved (0.8 – 0.6 wt.%) water contents (Di Muro *et al.* 2015). In these “recent shield” lavas, plagioclase micro-phenocrysts are less than 1 mm in size and their abundance never exceeds 10 %. They are euhedral with a tabular habit, weakly zoned, and not deformed. In this, they greatly differ from the crystals found in the PUBs. Due to the location of the PUBs at specific periods of the past evolution of the volcanoes of La Réunion, we infer that the PUB formation requires magmatic conditions that are very different from those usually prevailing during the generation of primitive shield basalts on La Réunion.

### Sampling and rock descriptions

Six characteristic PUB samples were selected for this study: *PE2*, *HEN1*, *GP3* and *PdN10* from Piton des Neiges, *LeBloc* and *RR30* from Piton de la Fournaise volcano. *PE2* and *LeBloc* were sampled during a 2013 fieldtrip by the authors, whereas *HEN1* and *GP3* (Boujibar, 2009) and *PdN10* and *RR30* (Smietana, 2011) were collected previously (see Supplementary Data Electronic Appendix 1 for precise locations).

PUBs display porphyritic to ultra-porphyritic textures. They usually contain between 15 and 35 vol.% of prismatic calcic plagioclase macrocrysts. In some samples, clinopyroxene (augite) and olivine macrocrysts (< 5 % modal) accompany plagioclase. Opaque minerals (FeTi oxides) are ubiquitous as small phenocrysts (up to 300 µm in diameter). All the macrocrysts (> 200 µm and up to 1 cm in size) and glomerocrysts (aggregates of clustered crystals) are set in a fine-grained groundmass, with plagioclase (> 50 vol.% modal), augite, FeTi oxides, ± olivine. Glomerocrysts containing large (~1 mm) crystals of plagioclase are very common. Clusters of plagioclase and clinopyroxene (often with FeTi oxides), or plagioclase + clinopyroxene + olivine also occur. No clear difference exists between the PUBs from the two volcanoes, in regard to the composition and texture of the plagioclase crystals, the whole-rock chemical composition, or phase mode (Smietana, 2001, and Table 1).

The plagioclase crystals larger than 0.2 mm, and/or portions of them (e.g the core versus the rim), may be either phenocrysts (crystals grown in-situ from the host magma) or antecrysts (crystals derived from a genetically-related older magma). Following Neave *et al.* (2014), we choose to use here the non-genetic term ‘macrocryst’ to refer to these crystals.

**Table 1** Modal proportion of plagioclase macrocrysts and summary of optical determinations of plagioclase macro-crystal (up to 0.5 mm) textures, for the PUB samples.

Sample	PE2	HEN1	GP3	PdN10	Le Bloc	RR30
Modal (vol.%) proportion of plagioclase macrocrysts	36.8 %	17.4 %	24.7 %	25.2 %	33.8 %	29.9 %
Number of crystals analysed by thin section	102	66	89	49	75	97
Plagioclase crystal included in a plagioclase aggregate	35 %	47 %	17 %	24 %	35 %	34 %
Zoned crystal	99 %	98 %	94 %	100 %	95 %	96 %
Crystal with resorption marks	57 %	42 %	30 %	16 %	25 %	21 %
Broken or deformed crystal	57 %	38 %	27 %	33 %	41 %	11 %
Crystal with a patchy- or sieved-textured core	3 %	6 %	10 %	2 %	0 %	3 %
Crystal without resorption, zoning, fracturing or patchy/sieved textures	1 %	2 %	3 %	0 %	1 %	2 %

Hen1, PdN10, PE2 and GP3 samples are from Piton des Neiges volcano. Le Bloc and RR30 samples are from Piton de la Fournaise volcano. The modal percentage of plagioclase macrocrysts was quantified using the ImageJ program. Note that a crystal can fit into more than one category. A zoned crystal can also be broken and / or show resorption marks and / or patchy or sieve texture.

## Methods

### Whole-rock analyses

Among the six PUB samples selected for the study, four (HEN1, GP3, PdN10, RR30) have been previously analysed for their major elements by Smietana (2011) and Boujibar (2009). Additional major element data for samples LeBloc (Piton de la Fournaise) and PE2 (Piton des Neiges) were obtained during this study by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ULTIMA C ICP-AES) at the Laboratoire Magmas et Volcans (LMV, Clermont-Ferrand, France). The basaltic standard BHVO-1 was recurrently measured and the estimated analytic error was ~1 % for the oxides, except Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Na<sub>2</sub>O (~3 %), TiO<sub>2</sub>, MnO and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (<5 %), and K<sub>2</sub>O (~10 %) (see procedures in Cantagrel & Pin, 1994 and Murray *et al.*, 2000).

### Mineral, melt inclusion and groundmass analyses

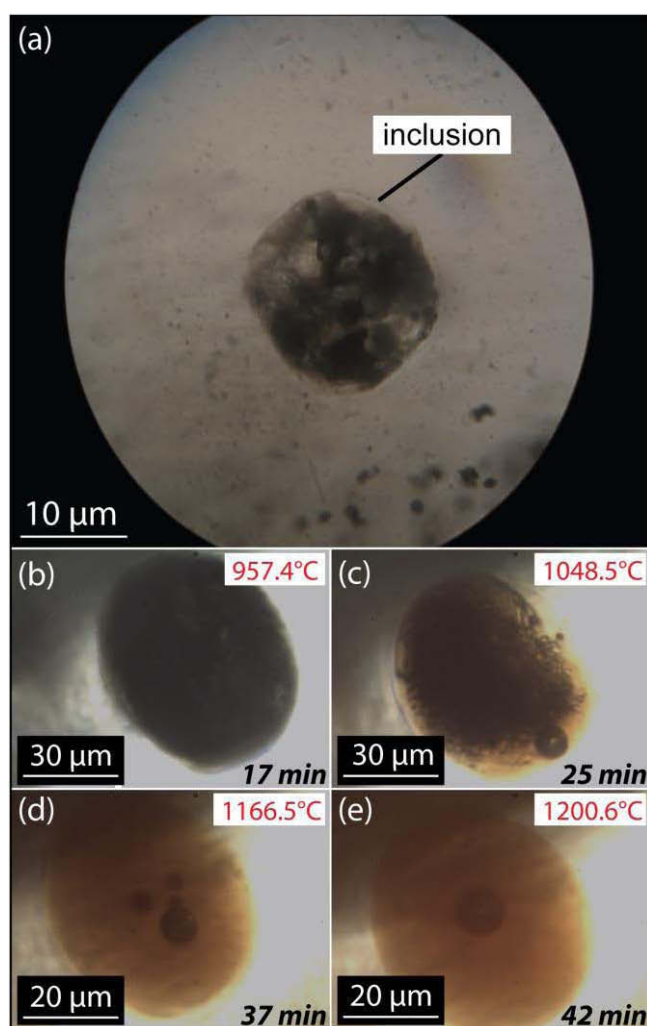
#### *Mineral analyses*

Mineral analyses were carried out on a Cameca SX100 electron microprobe at Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Blaise Pascal University, Clermont-Ferrand. A 15 keV accelerating voltage and a 15 nA current were used for the mineral analyses, with counting time set at 10 s for all elements, Na and K being measured first. Synthetic and natural mineral standards were used for calibration. The analytical uncertainty (1 $\sigma$ ) is 1 – 2 % for major

elements. Profiles of elemental concentrations in plagioclase (Supplementary data) were also obtained on the Cameca SX-100 electron microprobe in the same conditions.

### ***Homogenization of the melt inclusions***

The samples were first crushed and the 0.5 - 2 mm fractions containing plagioclase crystals were separated. The plagioclases were then studied under a microscope. Only unaltered crystals containing euhedral inclusions > 20  $\mu\text{m}$ , far from possible fractures within the crystal and from the crystal edges, were selected. Eighteen crystallized inclusions (from fourteen different plagioclase crystals, see Supplementary Data Electronic Appendix 2) were experimentally heated to reverse post-entrapment processes (e.g., precipitation of daughter minerals, Fig.4a) that occurred during cooling and restore the initial melt compositions. The experiments were performed at the LMV (Clermont-Ferrand, France) using a high-temperature, 1 atm Vernadsky-type heating-quenching stage attached to a petrographic microscope, which allows monitoring by in situ observation (Sobolev *et al.*, 1980; Schiano, 2003) (Fig. 4b-e). Experiments were conducted at 1 atm, under an oxygen fugacity kept at around  $10^{-9}$ - $10^{-10}$  atm with He purified with Zr at 700 °C, to avoid oxidation of the host and to ensure an efficient quench. The experimental conditions were a heating rate of  $\sim 100$  °C/min up to  $\sim 1000$  °C (Fig. 4b), then a heating rate of  $\sim 8$  °C/min after the beginning of melting of the daughter minerals (Fig. 4c), for an average duration of 50 min. Most shrinkage gas bubbles did not disappear during the runs, even at the highest temperatures (Fig. 4d-e). The experiments were thus extended up to the temperature at which the last daughter mineral disappeared. This was between 1150°C and 1200°C, which represents thus a minimum estimate of the melt inclusion homogenization temperature. After quenching and polishing, some heated plagioclase crystals containing glassy melt inclusions exposed at the surface were analysed by scanning electron microscopy (SEM) to check the homogeneity of the glass after melting of all daughter minerals. SEM analyses were carried out at LMV on a JEOL 5910LV equipped with an X-ray analyser (Princeton Gamma-Tech) operating in energy dispersive mode (EDS).



**Figure 4.** (a) Transmitted-light photomicrographs of plagioclase-hosted melt inclusion (PdN10 sample) containing daughter minerals. (b - e) Transmitted-light photomicrographs illustrating the behaviour of a plagioclase-hosted melt inclusion from the RR30 PUB sample during high-T experiment. The time in minutes corresponds to the duration of the heating experiment.

### ***Electron microprobe analyses of melt inclusions***

Major elements of the heated melt inclusions were analysed by electron microprobe (Cameca SX100) at the LMV (Clermont-Ferrand, France), together with their host plagioclases. Analytical procedures for melt inclusions are similar to those detailed in Sorbadère *et al.* (2011). Typical analytical uncertainties ( $2\sigma$ ) obtained from replicate measurements of the basaltic glass standards VG-A99 (Jarosewich *et al.*, 1979) were  $\sim 28\%$  for MnO,  $\sim 11\%$  for  $P_2O_5$ ,  $< 5\%$  for  $Na_2O$ ,  $< 3\%$  for Fe, and  $2\%$  for the other oxides ( $< 1\%$  for  $SiO_2$  and CaO). Several points of analysis were carried out for each melt inclusion and host mineral. Typical analytical uncertainties obtained from replicate measurements performed inside a single melt inclusion were less than  $0.5\text{ wt.}\%$ , thereby demonstrating the homogeneity of the heated inclusions.

### ***LA ICP-MS analyses of trace elements***

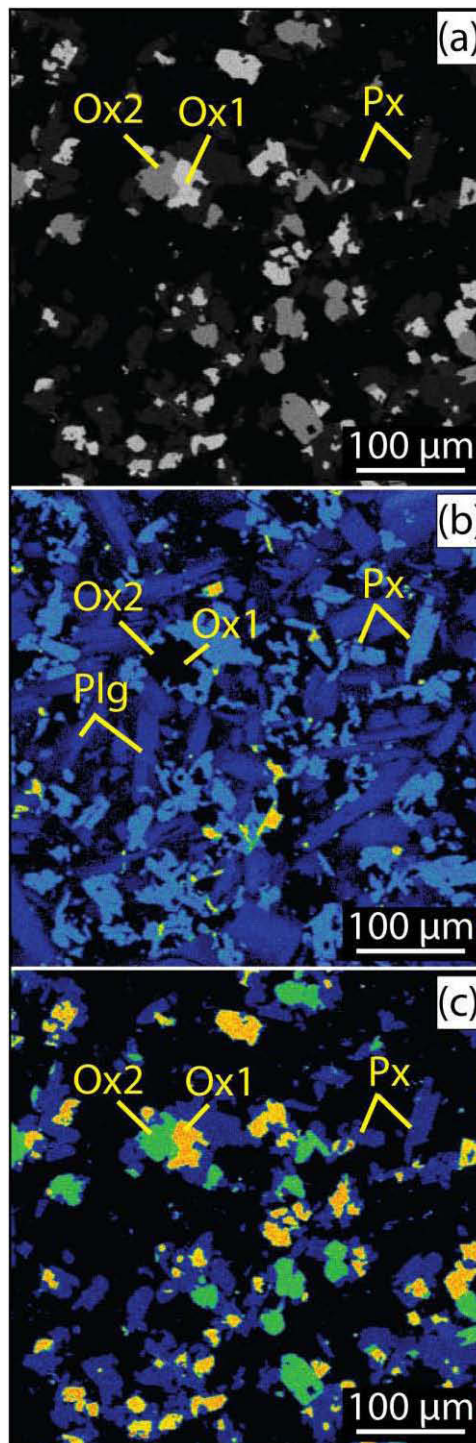
Trace elements of fifteen heated melt inclusions were analysed by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer (LA-ICP-MS) using a 193 nm ArF excimer laser coupled to an Agilent 7500 inductively-coupled plasma mass spectrometer (LMV, Clermont-Ferrand, France). Analytical procedures are similar to those detailed in Sorbadère *et al.* (2011). CaO was used as the internal element reference, and an inter-laboratory check was performed on NIST 610, NIST 612 (Gagnon *et al.*, 2008) and BCR-2G glass standards. Typical analytical errors are less than 10 %.

### ***Electron microprobe analyses of groundmasses***

Major element compositions of the groundmass were also determined for five samples (HEN1, PE2, GP3, PdN10 and LeBloc) on the Cameca SX-100 electron microprobe at LMV. Back-scattered electron (BSE) images of the samples were first performed on thin-sections (four images of 350 x 300 µm per thin-section) to assess the groundmass homogeneity in terms of mineral proportions over the total volume of groundmass. The mineral phases were identified using the multiple selection tools of Adobe Photoshop® software, and the relative fraction of the phases was quantified using ImageJ software (W. Rasband, NIH, USA; <http://imagej.nih.gov/ij>). Then, the major element distribution of the mineral phases was analysed over 400 x 400 µm (1 µm/pixel) X-ray maps of thin-sections (one map per sample), with a current of 40 nA and counting times of 20 ms/pixel (Fig. 5).

**Figure 5. (next page)** X-ray maps carried out using an electron microprobe from a BSE image (PE2 groundmass). *Plg*, plagioclase; *Px*, pyroxene; *Ox1*, iron-rich oxide; *Ox2*, Mg-rich oxide. (a) BSE image. Plagioclase appears black. (b) X-ray distribution map for calcium. Pyroxene (*light blue*) and plagioclase (*dark blue*). Colour scale for Ca values: dark blue = low to light blue and then yellow = high. (c) X-ray distribution map for iron, showing oxides (*yellow*, *Ox1*; *green*, *Ox2*; *dark blue*, pyroxene; *black*, plagioclase). Colour scale for Fe values: dark blue = low to green and then yellow = high.





## Results

### Whole-rock compositions

Major element compositions are given in Supplementary Data Electronic Appendix 3, and in figure 2. Bulk rocks are alkaline or slightly alkaline basalts and trachybasalts (hawaiites). They display a limited range of major element compositions, with 46.34 - 49.45 wt.% SiO<sub>2</sub>,

2.93 - 4.16 wt.% MgO, 8.07 - 11.69 wt.% FeO total, and 9.33 - 12.12 wt.% CaO. The concentration of alkalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) varies between 3.04 and 5.53 wt.%. H<sub>2</sub>O contents are very low, with LOIs between -0.01 and -0.12 wt.%.

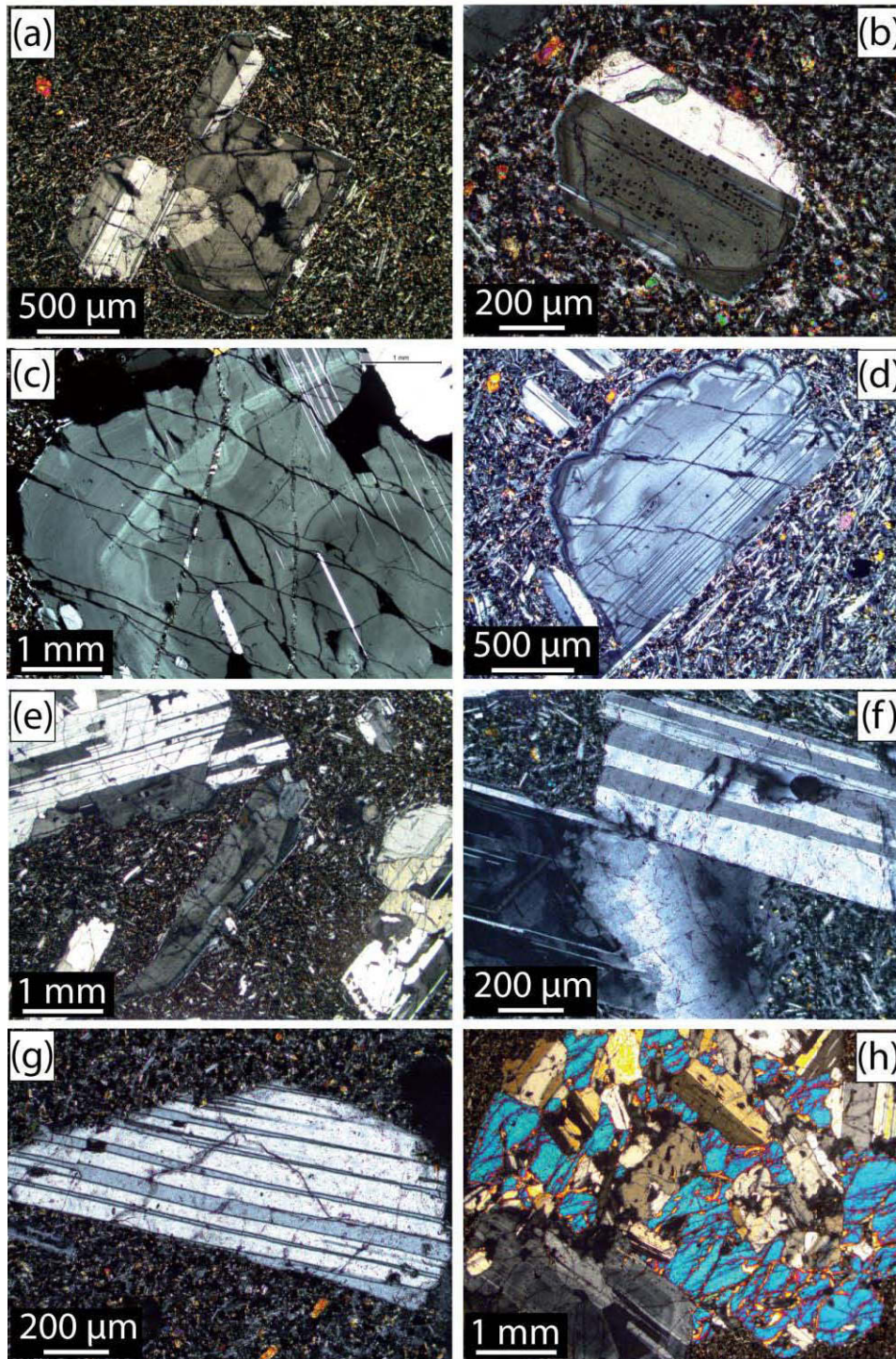
### **Mineral textures and compositions**

Plagioclase macrocrysts are generally 0.2 to 5 mm in size, but range up to 1 cm. Some samples preserve complex petrographic features (Fig. 6 and Table 1), including euhedral, faceted, to rounded or fractured irregular crystal morphologies. Plagioclase macrocrysts display generally compositional zonation, with crystal compositions ranging from An<sub>88</sub> to An<sub>69</sub> (average An<sub>80</sub>) for the crystal cores, and from An<sub>64</sub> to An<sub>8</sub> (alkali feldspar composition - Supplementary Data Electronic Appendix 4) for the rims (Kluska, 1997; Boujibar, 2009; Smietana, 2011). These thin rims (tens of micrometres - see figure 6a-e) correspond to overgrowths, with compositions similar to those of the microlites found in the groundmass (Supplementary Data Electronic Appendix 4). They mark an abrupt compositional discontinuity with the core of the macrocryst (see profiles in Supplementary Data Electronic Appendix 4). These thin outer rims typically include small inclusions of augite and oxides, and are delineated by an irregular margin (see examples in figures 6a and 6d).

More than 95% of the plagioclase macrocrysts exhibit textures (Table 1) such as oscillatory concentric zoning, dissolution surfaces, patchy and sieve textures (Fig. 6a-d). Moreover, many of the macrocrysts are fractured (Fig. 6e-f) or deformed (deformation twins and sigmoidal veins) (Fig. 6g). The fractures may affect individual crystals or several crystals in a glomerocryst. Ophitic intergrowths and poikilitic textures with clinopyroxene containing inclusions of plagioclase are scarce (Fig. 6h). Most of the macrocrysts contain primary melt inclusions outlining the zones of crystal growth. In some cases, crystal cores show patchy zoning or sieve textures with cryptocrystalline or partially crystallized melt inclusions located in the core.

An average composition for each plagioclase macrocryst hosting the studied melt inclusions was obtained close to the studied inclusion (see Supplementary Data Electronic Appendix 2), and An content was typically found to be homogeneous to within 5% An for each crystal. The analysed plagioclases show average An (mol%) contents varying from 71.7 to 84.2, which correspond to the values most commonly measured among all of these crystals. Note that the most calcic plagioclase crystals (up to An<sub>88</sub>) described by Kluska (1997), Boujibar (2009) and Smietana (2011) has not been identified in this study.





**Figure 6.** Photomicrographs of representative thin sections (under crossed polars) illustrating the diversity of textures of plagioclase macrocrysts in La Réunion PUBs (a, c-f, h: samples from Piton des Neiges volcano; b, g: samples from Piton de la Fournaise volcano). (a) Glomerocryst composed of parallel units of plagioclase exhibiting oscillatory zoning and multiple twinning. (b) Subhedral crystal of plagioclase with a high density of melt inclusions in the sieve-textured core of the crystal. (c) Close-up of oscillatory zoning in a plagioclase macrocryst, showing evidence of a major resorption event, and late microcracks filled with grains smaller than 10  $\mu\text{m}$ . (d) Rounded plagioclase crystal showing a multi-stage crystallisation history, with a homogeneous core surrounded by a patchy zone and an oscillatory-zoned overgrowth. The external layer corresponds to a dendritic crystallisation of plagioclase embedded in the groundmass. (e) Broken optically zoned plagioclase crystal (in the centre) showing a thin, white overgrowth layer all around the crystal. (f) Undulose extinction in a plagioclase macrocryst. Thin

fractures are also discernable, and affect both crystals of this aggregate. (g) Fragment of a plagioclase crystal with deformation twins characterized by their gradual change in width and smoothly curved apex. (h) Gabbroic poikilitic glomerocryst containing large crystals of plagioclase in a single large Ca-rich pyroxene oikocryst. Note the thin rim on the crystals a to e.

### **Plagioclase-hosted melt inclusion compositions**

#### ***Major elements***

The average compositions of the melt inclusions are shown in Table 2. Their compositions vary from 45.71 to 47.99 wt.% SiO<sub>2</sub>, 2.91 to 6.32 wt.% MgO, 8.50 to 13.69 wt.% FeO<sub>t</sub>, 9.18 to 12.33 wt.% CaO, 1.36 to 6.17 wt.% Na<sub>2</sub>O and from 0.56 to 1.56 wt.% K<sub>2</sub>O. As illustrated in the binary diagrams of Fig. 7, a single trend emerges for the major element variations in the melt inclusions from both volcanoes.

#### ***Trace elements***

The data are shown in Table 2. Melt inclusions from the two volcanoes show parallel primitive mantle-normalized trace element patterns (Fig. 8), but some samples from Piton des Neiges have higher concentrations of incompatible elements relative to those of Piton de la Fournaise, which underline their slightly more evolved character. Trace element patterns of the inclusions are typical of Ocean Island Basalts; i.e., they are enriched in LREE and LILE and depleted in HREE. They are also characterized by negative Pb anomalies (except PdN10-c2 MI and RR30-c4 MI2), and some of them display a positive Sr anomaly while no Eu and Ba anomaly is observed. Comparison between the trace element patterns for plagioclases and melt inclusions indicates that a slight contamination in Sr by the host may account for some compositional features of the melt inclusions. This is consistent with the results of Blundy & Wood (1991) who showed that Ba is less compatible than Sr in An-rich plagioclase. Sr content in analysed plagioclase crystals is on average twice that of melt inclusions, whereas Ba and Eu are more concentrated in the melt inclusions than in the plagioclase crystals.

**Table 2** Major and trace element concentrations for selected plagioclase-hosted melt inclusions in La Réunion PUBs

Volcano	Piton de la Fournaise							Piton des Neiges		
Rock sample	LeBloc	RR30						PdN10		
Crystal	LeBloc-c2	RR30-c1		RR30-c3	RR30-c4		RR30-c5	PdN10-c2	PdN10-c3	
Inclusions	LeBloc-c2 MI	RR30-c1 MI1	RR30-c1 MI2	RR30-c3 MI	RR30-c4 MI1	RR30-c4 MI2	RR30-c5 MI	PdN10-c2 MI	PdN10-c3 MI1	PdN10-c3 MI2
Major elements <sup>1</sup>										
SiO <sub>2</sub> (wt%)	46.81	47.13	45.97	47.89	46.80	46.68	45.97	47.99	46.11	47.35
TiO <sub>2</sub>	2.93	2.73	2.53	3.58	2.49	2.39	2.53	2.88	3.01	3.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.51	16.72	18.05	13.89	17.53	17.72	20.05	17.65	14.55	15.85
FeO(t)	11.03	10.77	9.71	13.69	11.14	11.10	8.67	11.07	12.90	13.30
MnO	0.18	0.17	0.19	0.24	0.25	0.15	0.08	0.22	0.20	0.17
MgO	4.34	4.71	4.25	6.32	4.64	4.70	3.72	5.12	5.67	5.70
CaO	10.13	10.40	10.12	11.05	10.38	10.22	11.68	9.60	12.25	9.18
Na <sub>2</sub> O	4.87	4.03	4.94	1.36	4.09	3.84	4.69	2.85	2.70	2.78
K <sub>2</sub> O	1.51	1.25	1.28	0.56	1.13	1.21	0.88	0.62	0.72	0.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.27	0.39	0.13	0.28	0.35	0.37	0.27	0.28	0.32
Total	98.71	98.16	97.43	98.72	98.73	98.35	98.63	98.29	98.38	98.68
An (%) <sup>2</sup>	71.7	81.4	81.4	83.8	82.2	82.2	81.6	82.7	80.4	80.4
Trace elements <sup>3</sup>										
K	12397	11597	–	–	9225	7322	8613	4607	8026	6165
Sc	22.20	20.09	–	–	21.68	21.37	18.21	27.14	22.53	20.32
Rb	28.41	29.30	–	–	22.81	21.65	24.49	18.81	24.82	19.14
Sr	486.28	457.41	–	–	471.90	504.43	596.45	533.01	530.20	506.04
Y	18.11	18.15	–	–	16.03	17.21	18.57	19.25	25.02	22.79
Zr	147.65	118.55	–	–	119.33	123.07	149.94	126.32	192.10	177.16
Nb	20.97	16.94	–	–	17.38	17.99	22.27	15.90	24.45	22.04
Cs	0.43	0.35	–	–	0.13	0.20	0.35	0.33	0.48	0.39
Ba	212.64	185.73	–	–	174.65	186.65	204.75	174.53	224.91	203.24
La	21.52	16.61	–	–	16.67	17.35	21.44	19.34	27.16	24.50
Ce	44.80	36.43	–	–	34.11	37.16	43.92	42.24	56.47	51.00
Nd	25.42	20.89	–	–	18.74	21.78	24.08	23.20	30.29	28.06
Sm	6.72	5.30	–	–	4.70	4.16	5.36	5.47	7.43	6.03
Eu	1.41	1.99	–	–	1.46	1.88	1.98	1.87	2.49	2.15
Gd	4.22	5.99	–	–	4.86	4.99	5.06	5.93	6.78	6.03
Dy	2.52	4.05	–	–	3.54	3.09	4.28	4.70	5.16	4.66
Er	1.94	1.93	–	–	1.86	1.39	1.80	1.87	2.29	2.31
Yb	1.26	1.73	–	–	1.33	1.23	1.67	1.70	1.77	1.86
Lu	0.29	0.18	–	–	0.16	0.18	0.18	0.19	0.24	0.27
Hf	3.53	2.31	–	–	3.29	2.93	3.65	3.49	5.14	4.60
Ta	1.75	0.95	–	–	1.07	1.19	1.64	1.05	1.80	1.56
Pb	2.64	1.43	–	–	2.15	3.81	2.17	5.88	2.27	1.69
Th	2.42	1.67	–	–	1.87	1.83	2.50	1.87	2.80	2.73
U	0.53	0.45	–	–	0.34	0.50	0.64	0.49	0.75	0.67

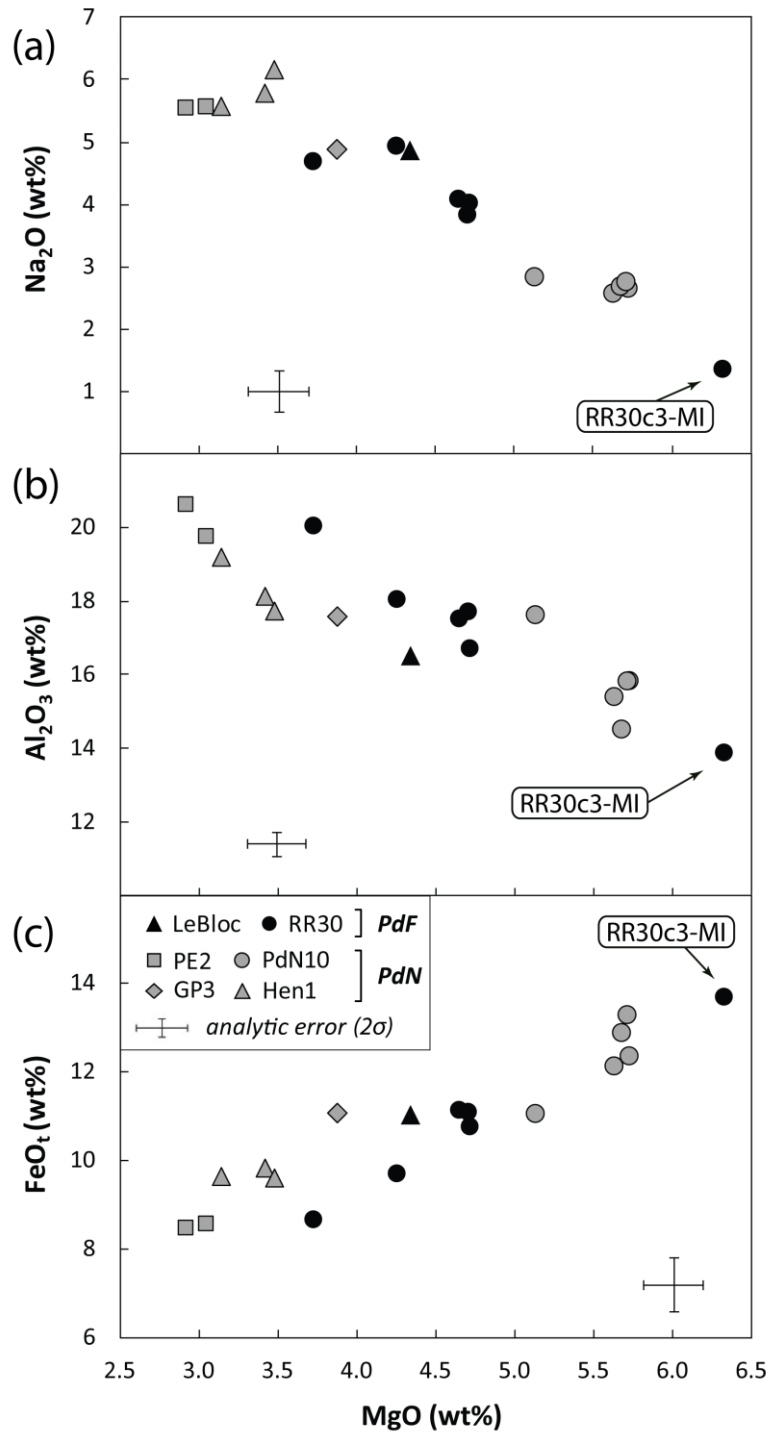
**Table 2** continued

Volcano								
Rock sample	PdN10-c5		PE2	PE2-c4	GP3	HEN1		
Crystal	PdN10-c5		PE2-c3	PE2-c4	GP3-c3	HEN-c1	HEN-c2	HEN-c6
Inclusions	PdN10-c5 MI1	PdN10-c5 MI2	PE2-c3 MI	PE2-c4 MI	GP3-c3 MI	HEN1-c1 MI	HEN1-c2 MI	HEN1-c6 MI
Major elements <sup>1</sup>								
SiO <sub>2</sub> (wt%)	46.16	45.71	46.86	46.81	45.99	45.94	46.02	46.00
TiO <sub>2</sub>	3.04	2.87	2.77	2.81	3.41	3.54	3.31	3.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.43	15.86	19.79	20.65	17.60	18.15	19.21	17.75
FeO(t)	12.15	12.38	8.59	8.50	11.08	9.84	9.65	9.62
MnO	0.22	0.21	0.18	0.11	0.20	0.18	0.01	0.23
MgO	5.62	5.72	3.04	2.91	3.87	3.41	3.13	3.47
CaO	12.33	12.03	9.78	10.36	9.88	9.65	9.85	9.68
Na <sub>2</sub> O	2.59	2.67	5.59	5.57	4.90	5.80	5.59	6.17
K <sub>2</sub> O	0.66	0.61	1.56	1.22	1.31	1.37	1.28	1.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.31	0.39	0.27	0.39	0.57	0.39	0.35
Total	98.47	98.36	98.55	99.20	98.63	98.46	98.46	98.52
An (%) <sup>2</sup>	84.2	84.2	73.1	77.0	73.7	79.7	78.5	78.4
Trace elements <sup>3</sup>								
K	5754	5875	13424	11719	12859	–	9579	11830
Sc	29.19	28.47	12.11	13.95	16.54	–	16.78	19.79
Rb	22.27	21.71	30.52	29.19	38.87	–	27.72	31.57
Sr	508.25	513.07	836.36	871.78	721.33	–	764.37	745.76
Y	22.83	22.85	19.44	19.09	22.80	–	21.42	20.47
Zr	163.14	158.85	159.72	164.31	187.05	–	173.78	153.87
Nb	18.89	19.06	25.37	24.46	28.70	–	27.89	23.02
Cs	0.33	0.31	0.43	0.46	0.50	–	0.43	0.37
Ba	191.20	192.67	257.24	219.70	236.65	–	246.61	244.33
La	22.56	22.70	24.54	21.43	24.16	–	6.17	5.52
Ce	49.15	49.20	54.61	45.29	51.14	–	4.59	3.98
Nd	26.64	27.71	28.86	24.71	28.21	–	2.36	2.06
Sm	5.64	6.28	5.53	5.28	6.36	–	1.85	1.76
Eu	2.17	1.91	2.31	2.13	2.02	–	0.28	0.26
Gd	5.82	6.20	5.94	4.65	5.87	–	4.14	3.77
Dy	5.10	4.90	4.06	3.92	4.85	–	1.76	1.65
Er	2.33	2.34	2.18	1.76	2.32	–	3.53	3.52
Yb	1.98	1.85	1.78	1.52	1.98	–	2.84	2.48
Lu	0.31	0.30	0.23	0.23	0.25	–	0.72	0.60
Hf	4.21	4.34	4.10	4.27	4.62	–	5.56	5.59
Ta	1.41	1.33	1.60	1.65	1.98	–	2.27	2.30
Pb	1.89	1.84	3.34	3.17	3.24	–	6.17	5.52
Th	2.24	2.21	2.70	2.92	3.06	–	6.17	5.52
U	0.52	0.65	0.73	0.73	0.81	–	4.59	3.98

<sup>1</sup>Average composition for melt inclusions. Number of analyses (n) per melt inclusion: n=2, and n=3 for PdN10-c5, GP3-c2 and GP3-c3 MI ( $\pm 0,2$  wt% max, except  $\pm 0,5$  wt% max for SiO<sub>2</sub>). FeO(t): total iron

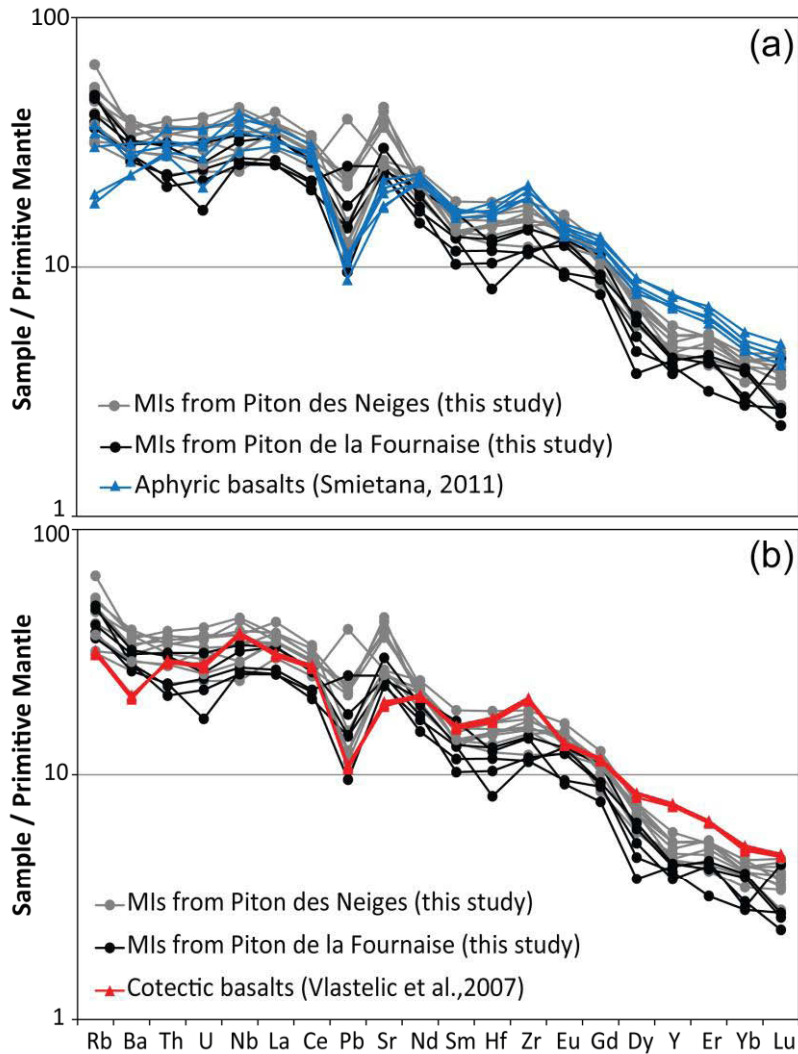
<sup>2</sup>Anorthite content of the host plagioclase

<sup>3</sup>Measurements are calibrated against NIST610 glass standard, using CaO as the internal element reference (Gagnon *et al.*, 2008). HEN1-c1 MI, RR30-c1 MI2, RR30-c3 MI were not analysed because of the small size of their polished surface (usually < 10 µm diameter).



**Figure 7.** (a) Na<sub>2</sub>O versus MgO, (b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus MgO and (c) FeO<sub>(t)</sub> versus MgO diagrams for plagioclase-hosted melt inclusions from La Réunion PUBs. Hen1, PdN10, PE2 and GP3 samples are from the Piton des Neiges volcano and LeBloc and RR30 samples from the Piton de la Fournaise volcano. The most primitive melt inclusion (RR30-c3 MI) is shown. FeO<sub>(t)</sub>, total iron.





**Figure 8.** Primitive mantle-normalized trace element diagrams comparing plagioclase-hosted melt inclusions in Piton de la Fournaise and Piton des Neiges PUB, with data for (a) aplhyric basalts (Smietana, 2011) from the two volcanoes, and (b) cotectic basalts (Vlastelic *et al.*, 2007) from the 2006 Piton de la Fournaise eruption. Compositions are normalised to the primitive mantle composition of McDonough & Sun (1995).

### Groundmass compositions

Average modal proportions of groundmasses are 70.6 % plagioclase, 20.1 % clinopyroxene, 6.3 % FeTi oxides and 3.3 % olivine, and their major element compositions obtained by X-ray maps are given in Supplementary Data Electronic Appendix 5. Groundmasses display composition ranges of 47.85 - 52.38 wt.% SiO<sub>2</sub>, 2.85 - 4.33 wt.% MgO, 7.36 - 11.03 wt.% FeO total, 7.40 - 10.63 wt.% CaO and 4.20 - 7.64 wt.% of alkali content (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O). They thus appear broadly more differentiated than the whole-rocks.

Whole-rock and groundmass compositions for the six PUB samples plot along the trend of the “Differentiated Series” defined by Albarède *et al.* (1997) for the La Réunion lavas (Fig. 2a and 2b). Plagioclase-hosted melt inclusions plot close to whole-rocks and groundmasses in the CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs MgO diagram (Fig. 2b), but define a distinct trend in the TAS diagram (Fig. 2a), towards the alkaline field.

## Discussion

### Inferences from PUB plagioclase macrocrysts

#### *The inherited character of plagioclase macrocrysts in the PUBs*

The variety of plagioclase crystal morphologies, omnipresence of fracturing, and evidence of disequilibrium (dissolution surfaces, patchy and sieve textures) within individual samples are clear indications of a complex magmatic history that includes multiple stages of growth and resorption. The most common habitus of the plagioclase macrocrysts (low width/length ratio) indicates that they have grown, at least in part, in a low chemical potential gradient and probably under low cooling rate (Higgins, 2006; Higgins & Chandrasekharam, 2007). Considering a crystal growth rate of  $10^{-10}$  to  $10^{-11}$  cm/s in such conditions (Cashman, 1993), the residence time of the magma can be roughly estimated to a few decades.

A great majority of the plagioclase macrocrysts are characterized by oscillatory zoning (> 90 % - see Table 1). Oscillatory zoning in plagioclase indicates that the crystallization occurs close to equilibrium conditions and has been ascribed to kinetic controls during plagioclase growth when minor variations in An% are observed (Ginibre *et al.*, 2002). Core-to-rim chemical profiles obtained for some plagioclase crystals (see Supplementary Data Electronic Appendix 4) show dominant short wavelength and limited An variations (less than 10 %, if we except the outermost 100  $\mu\text{m}$ ), sometimes disturbed by minor episodes of dissolution. These small-scale and rapid changes in composition and texture likely reflect changes in physical and/or chemical conditions, including water content in the melt, in a magmatic reservoir not strongly affected by significant convective movements.

Abrupt textural and compositional changes (see PdN10 in Figure 6c and Supplementary Data Electronic Appendix 4) may be ascribed to large compositional or temperature changes inducing crystal growth under undercooling conditions, and partial dissolution (resorption) after recharge of the magmatic system (involving magma mixing), or internal crystal/melt differential movements potentially driven by turbulent convection in the magma body or the gravitational collapse of a gabbroic mush in a chemically zoned reservoir (see Ginibre *et al.*, 2002, 2007; Hellevang & Pedersen, 2008; Streck, 2008; and references herein).

Sieve and patchy textures (Fig. 6b and 6d), generally affecting the core, accompany zoning in some crystals. These textures are interpreted as resulting from rapid skeletal growth under strong undercooling (Kuo & Kirpatrick, 1982), magma mixing (Dungan & Rhodes, 1978) or rapid decompression induced by rapid ascent of the magma (Vance, 1965; Nelson &

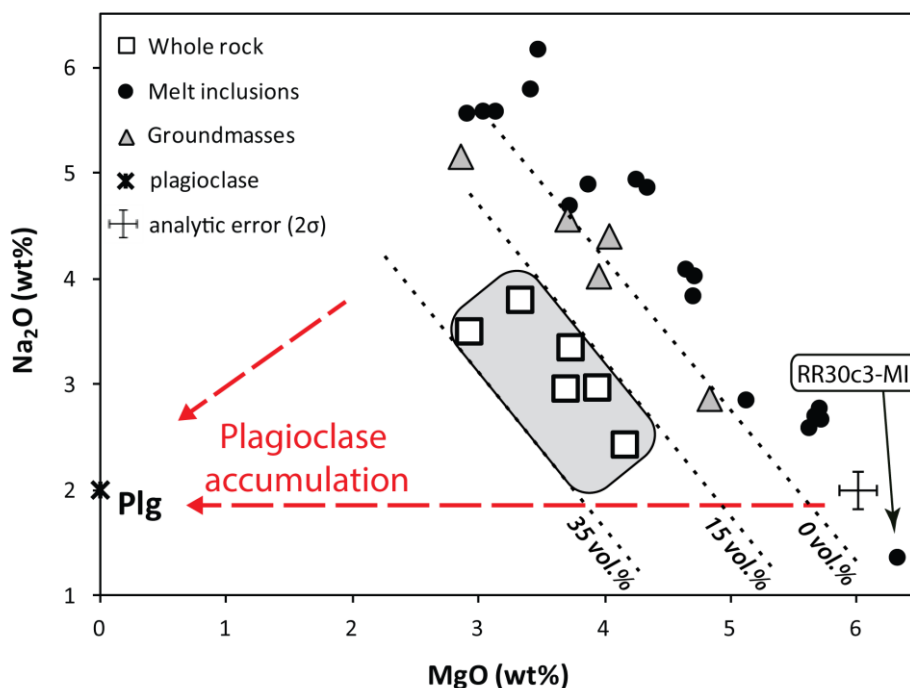
Montana, 1992). Whatever the origin of the sieved and patchy textures or zoning, these crystals have clearly undergone complex magmatic histories that vary from one crystal to another.

Moreover, fractured or deformed plagioclase macrocrysts are also common in these ultraphyric lavas (see Table 1 and Figure 6). The presence of magmatic, crystal-plastic, and brittle deformation features like deformation twins and sigmoidal veins, or fractures, reflect solid-state deformation after growth of the crystals. In a crystal-rich magma, breakage, deformation and even dissolution of plagioclase crystals could occur either by viscous shear or viscous heating (Rosi *et al.*, 2004). These textures also indicate that at least part of the history of some plagioclase crystals took place in a consolidated aggregate. The presence of plagioclase glomerocrysts and poly-crystalline gabbroic fragments composed of plagioclase and clinopyroxene ( $\pm$  olivine) aggregates in the PUBs suggest that the macrocrysts may be derived through mechanical disaggregation of gabbroic and anorthositic cumulates.

The large variety of textures for plagioclase macrocrysts coexisting within a single sample reflects the inherited nature of these crystals. The already mentioned processes inferred from these textures, such as turbulent convection, magma replenishment and mixing, or gravitational collapse or desegregation of a gabbroic mush, occur before the integration of the crystals into the carrying melt. This integration might occur shortly before the eruption, considering the very thin overgrowth rims observed around most fractured or rounded plagioclase crystals (see Fig. 6). The growth of these rims corresponds to late crystallisation of plagioclase, and was a response to new conditions of equilibrium, close to those that prevailed during the crystallization of the groundmass, as shown by the interface between the rims and the crystals of the groundmass. Considering a maximum rim size of 100  $\mu\text{m}$  and growth rates for plagioclase between  $10^{-6}$  and  $10^{-7}$  cm/s, values commonly accepted at high undercooling (conditions for the groundmass crystallization - Agostini *et al.*, 2013; Hellevang & Pedersen, 2008), the timescale between the incorporation of the plagioclase macrocrysts in the host melt and the eruption, can be estimated to be less than two days.

The presence of such large quantities of plagioclase macrocrysts in basic rocks suggests that they had an accumulative origin (Cullen *et al.*, 1989; Le Roex *et al.*, 1996; Hansen & Grönvold, 2000; Higgins & Chandrasekharam, 2007; Hellevang & Petersen, 2008; Lange *et al.*, 2013; Neave *et al.*, 2014). Whole-rocks are offset towards the plagioclase composition, thus providing further support for an origin involving crystal accumulation (Fig. 9). We therefore conclude that the PUBs are accumulative rocks, with a proportion of accumulative plagioclase ranging from 15 to 35 vol.% (see Fig. 9), in agreement with the modal analysis. Similar situations have been reported in different contexts where plagioclase crystals in PUBs seem to

be in disequilibrium with the melts in which they are carried (Cullen *et al.*, 1989; Hansen & Grönvold, 2000).



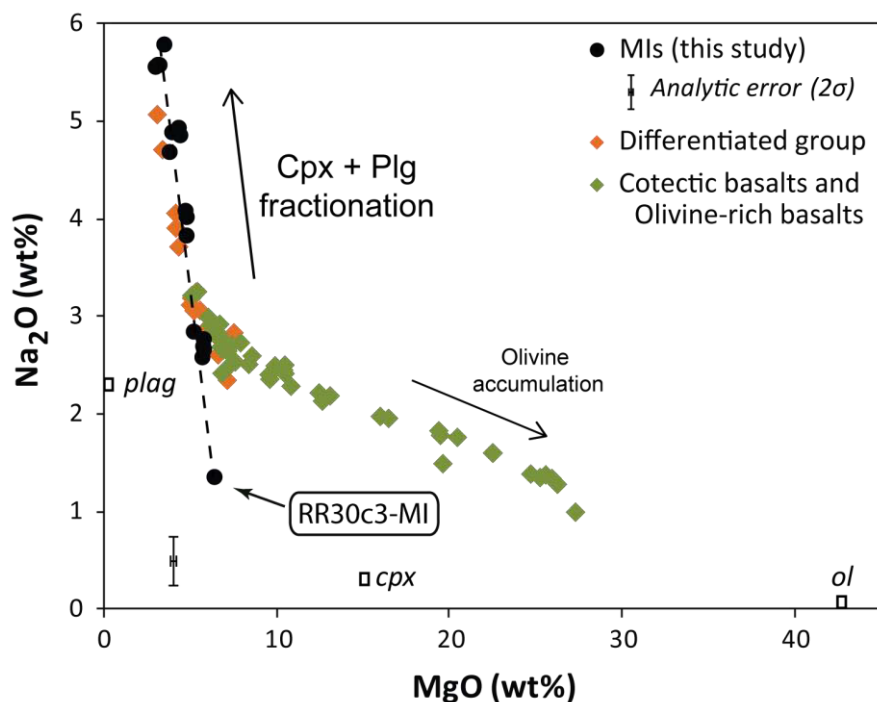
**Figure 9.** Na<sub>2</sub>O versus MgO diagram for plagioclase-hosted melt inclusions (*filled circles*), whole-rocks (*squares*) and groundmasses (*triangles*) from La Réunion PUBs. Whole-rocks are shifted toward the average plagioclase composition (Plg), suggesting a plagioclase-accumulative origin for the PUBs. Dotted lines represent the percentage (vol%) of accumulated crystals. Whole-rocks contain between 15 and 35 vol% of accumulative plagioclase (see Table 1).

### *The nature of the parental liquids of the plagioclase macrocrysts*

As their thermal retraction bubble did not disappear during the heating runs, plagioclase-hosted melt inclusions were heated up to the temperature of disappearance of the last daughter mineral, referred to as  $T_{\max}$ , which represents a minimum estimate for inclusion entrapment.  $T_{\max}$  varies from 1150°C to 1200°C. The persistence of the bubbles during heating reflects the fact that either they have high CO<sub>2</sub> contents or, more likely, that the inclusions do not behave as ideal isochoric systems during heating (Schiano, 2003). Because of the inelastic behaviour of the host phase, the difference between the initial pressure of entrapment and the internal pressure of the inclusions at high temperature prevents complete homogenization (Schiano & Bourdon, 1999).

When compared with whole-rock data from La Réunion, the homogenized melt inclusions trapped in plagioclase crystals plot along the differentiation trend defined by the lavas of the “Differentiated Series” in the CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus MgO diagram (Fig. 2b), but show a larger variability in composition in terms of alkali content, compared to the lavas (Fig. 2a).

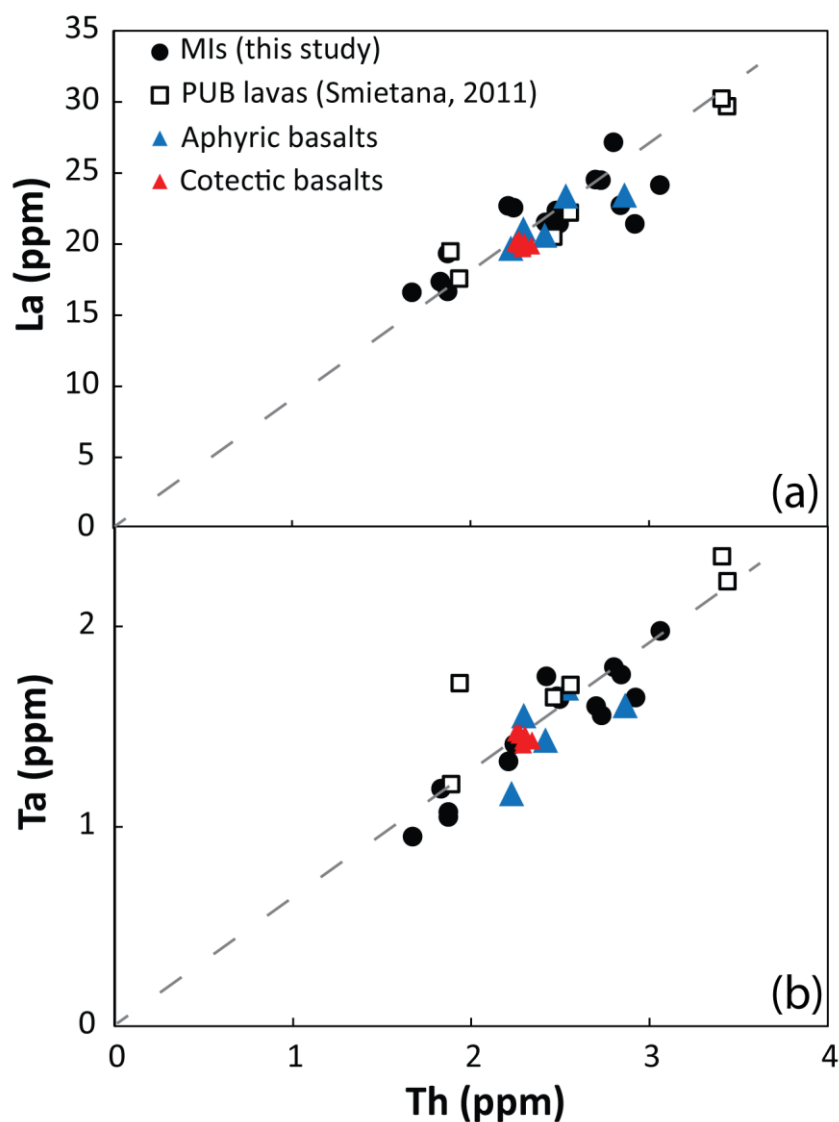
Some melt inclusions lie within the basanite field. Such variations in the alkali content suggest that the melt inclusions can sample liquids from a range of partial melting degrees. Lower melting rates are consistent with the enrichment in incompatible elements shown by the normalized trace element diagrams for melt inclusions (see Fig. 8). According to Albarède *et al.* (1997), lavas from the “Differentiated Series” result from extensive crystallization of clinopyroxene at high pressure (> 9 kbar). However, considering the evolution trend defined by the melt inclusions (Fig. 10), plagioclase also appears involved in the fractionation process with clinopyroxene. MELTS fractional crystallization calculations (Ghiorso & Sack, 1995 and Asimow & Ghiorso, 1998) were performed in order to determine the role of the different mineral phases, from the Mg-rich melt inclusion of this study (RR30-c3 MI, see Table 2) as starting composition (Table 3). The results show that, in addition to clinopyroxene, plagioclase appears around 1180°C-1200°C (i.e., at temperatures in agreement with the  $T_{\max}$  obtained for the melt inclusions) for pressures between 1 bar and 9 kbar, in anhydrous conditions. Olivine does not appear, even from the most primitive (i.e., most Mg-rich) melt inclusion. Naturally, we cannot exclude the possibility of a previous olivine fractionation, if considering a differentiation process from more primitive melts than RR30-c3 MI. It should be noted that the anorthite content of the crystals does not correspond to that of the host plagioclase of the RR30-c3 MI inclusion ( $An_{83.8}$ ), suggesting that the MELTS calculations do not perfectly reproduce the magmatic conditions for the formation of such anorthitic crystals. Water contents can be estimated using plagioclase-melt equilibrium (Putirka, 2008). The results indicate that water content for RR30-c3 MI is below 0.1 wt.% for pressures lower than 2 kbar, 0.5 wt.% at 5 kbar and 0.9 wt.% at 9 kbar. In such conditions, MELTS calculations indicate clinopyroxene and plagioclase remain the main crystallizing phases at pressures below 5 kbar. Plagioclase appears around the same range of temperatures as for anhydrous conditions, except for the highest pressures (> 2 kbar), which lowers the temperature (e.g., 100°C at 7 kbar) of plagioclase appearance (Table 3). Water contents of the melt do not significantly change the anorthite content of the plagioclase, except at high pressures (7 and 9 kbar) when plagioclase crystallizes at lower liquidus temperatures together with clinopyroxene and spinel.



**Figure 10.**  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{MgO}$  diagram comparing plagioclase-hosted melt inclusions from PUBs with data for Piton de la Fournaise lavas from Albarède *et al.* (1997), belonging to the “Differentiated group”, the “Cotectic basalts” and “Olivine-rich basalts” groups (see Fig. 2). Compositions of mineral phases are also from Albarède *et al.* (1997): *plag*, plagioclase; *cpx*, clinopyroxene; *ol*, olivine. The dashed line represents a potential trend of clinopyroxene + plagioclase fractionation, following the melt inclusion data.

Primitive mantle-normalised trace element patterns for the melt inclusions from the two volcanoes of La Réunion are very similar (see Fig. 8), suggesting a chemically homogeneous source. They require relatively low degrees of melting of a mantle source enriched in incompatible elements relative to the depleted MORB mantle, and display geochemical features that are typical of plume-derived OIB. Their high LREE/HREE ratios could indicate that garnet was a residual phase during melting. Despite the inherited character of the macrocrysts, the linear melt inclusion data-array extrapolates through the origin if we consider variation diagrams of highly incompatible elements, in agreement with what is expected during fractional crystallization of a cogenetic suite of melts (Fig. 11). In addition, the close similarity of all the trapped melts to aphyric basalt compositions from La Réunion (Smietana, 2011) and recent cotectic basalts from the Piton de la Fournaise 2006 eruption (Vlastelic *et al.*, 2007 - Fig. 11), raises the question of a compositionally homogeneous source for all these magmas. They all display negative Pb anomalies, but the aphyric and cotectic whole-rocks, which do not contain accumulated plagioclase, do not show positive Sr anomalies. These results are consistent with the homogeneous nature of the source of La Réunion plume through time, as previously suggested on the basis of Sr, Nd and Pb isotope systematics (e.g. Fisk *et al.*, 1988; Luais, 2004;

Bosch *et al.*, 2008; Vlastelic & Pietruszka, 2016). The homogenous character of the source can be found in melt inclusions trapped in plagioclase crystals that differ in textures. This implies that magmatic processes that operate within the volcano or during the magma transfer to the surface do not significantly change this geochemical signature.



**Figure 11.** (a) La versus Th and (b) Ta versus Th comparing plagioclase-hosted melt inclusions from PUBs with data for whole-rock PUBs (Smietana, 2011), aphyric basalts from “oceanitic” periods for the two La Réunion volcanoes (Smietana, 2011), and cotectic basalts from the 2006 Piton de la Fournaise eruption (Vlastelic *et al.*, 2007).

**Table 3** Numerical simulations of fractional crystallization using the MELTS software<sup>1,2</sup>

Anhydrous conditions (QFM+3)										
Pressure	T (°C)	Proportion of phases (vol.%) <sup>3</sup>				An <sup>4</sup>	D(Liq) <sup>5</sup>	D(Plg) <sup>5</sup>	D(Cpx) <sup>5</sup>	
1 (bar)	1180 <sup>6</sup>	98.61 Liq	1.39 Plg			80	2.75	2.67	-	
	1100	53.40 Liq	20.53 Plg	17.81 Cpx	8.26 Sp		2.55	2.65	3.28	
250	1180 <sup>6</sup>	98.00 Liq	2.00 Plg			79	2.75	2.67	-	
	1100	51.91 Liq	21.03 Plg	19.00 Cpx	8.06 Sp		2.55	2.65	3.29	
500	1180 <sup>6</sup>	97.42 Liq	2.58 Plg			79	2.76	2.67	-	
	1100	51.04 Liq	21.41 Plg	19.70 Cpx	7.85 Sp		2.55	2.65	3.30	
1000	1190 <sup>6</sup>	99.67 Liq	0.33 Plg			79	2.76	2.67	-	
	1100	49.67 Liq	21.17 Plg	21.44 Cpx	7.72 Sp		2.56	2.65	3.30	
2000	1190 <sup>6</sup>	97.49 Liq	2.51 Plg			77	2.78	2.67	-	
	1100	46.83 Liq	21.22 Plg	24.78 Cpx	7.17 Sp		2.57	2.64	3.32	
5000	1240	96.77 Liq	3.23 Cpx				2.81	-	3.33	
	1190 <sup>6</sup>	77.02 Liq	22.42 Cpx	0.55 Plg		68	2.79	2.67	3.38	
	1100	40.13 Liq	33.40 Cpx	18.37 Plg	8.10 Sp		2.61	2.64	3.40	
7000	1270	95.12 Liq	4.88 Cpx				2.83	-	3.38	
	1190 <sup>6</sup>	61.13 Liq	30.25 Cpx	3.95 Plg	4.66 Sp	60	2.68	2.66	3.35	
	1100	41.57 Liq	37.46 Cpx	15.84 Plg	5.13 Sp		2.64	2.65	3.47	
9000	1300	93.87 Liq	6.13 Cpx				2.85	-	3.34	
	1200 <sup>6</sup>	59.54 Liq	35.84 Cpx	0.95 Plg	3.67 Sp	57	2.71	2.66	3.40	
	1100	39.97 Liq	42.04 Cpx	13.56 Plg	4.43 Ox		2.65	2.65	3.47	

**Table 3** continued

Wet conditions <sup>7</sup> (QFM+3)										
Pressure	T (°C)	Proportion of phases (vol.%) <sup>3</sup>				An <sup>4</sup>	D(Liq) <sup>5</sup>	D(Plg) <sup>5</sup>	D(Cpx) <sup>5</sup>	
1 (bar)	1180 <sup>6</sup>	98.61 Liq	1.39 Plg			80	2.75	2.67	-	
	1100	53.40 Liq	20.53 Plg	17.81 Cpx	8.26 Sp		2.55	2.65	3.28	
250	1180 <sup>6</sup>	98.00 Liq	2.00 Plg			79	2.75	2.67	-	
	1100	51.91 Liq	21.03 Plg	19.00 Cpx	8.06 Sp		2.55	2.65	3.29	
500	1180 <sup>6</sup>	97.70 Liq	2.30 Plg			79	2.76	2.67	-	
	1100	51.48 Liq	21.08 Plg	19.55 Cpx	7.89 Sp		2.55	2.65	3.30	
1000	1180 <sup>6</sup>	98.00 Liq	2.00 Plg			79	2.76	2.67	-	
	1100	64.50 Liq	23.5 Plg	2.33 Cpx	9.67 Sp		2.55	2.65	3.29	
2000	1180	97.25 Liq	2.75 Cpx				2.75	-	3.33	
	1170 <sup>6</sup>	91.77 Liq	6.73 Cpx	1.50 Plg		77	2.75	2.67	3.34	
	1100	54.92 Liq	22.89 Cpx	14.60 Plg	7.59 Sp		2.54	2.65	3.31	
5000	1220	96.87 Liq	3.13 Cpx				2.77	-	3.33	
	1140 <sup>6</sup>	67.00 Liq	25.94 Cpx	6.27 Sp	0.79 Plg	68	2.59	2.67	3.37	
	1100	56.47 Liq	31.64 Cpx	6.27 Sp	5.62 Plg		2.55	2.66	3.43	
7000	1240	94.56 Liq	5.44 Cpx				2.79	-	3.34	
	1100	61.96 Liq	37.39 Cpx	0.65 Sp			2.56	-	3.47	
	1090 <sup>6</sup>	58.15 Liq	35.10 Cpx	6.01 Sp	0.74 Plg	59	2.56	2.66	3.48	
9000	1270	97.17 Liq	2.83 Cpx				2.80	-	3.34	
	1100	56.63 Liq	35.54 Cpx	7.83 Sp			2.58	-	3.49	
	1030 <sup>6</sup>	51.63 Liq	42.00 Cpx	5.61 Sp	0.75 Plg	48	2.54	2.65	3.52	

<sup>1</sup> From Ghiorso & Sack (1995) and Asimow & Ghiorso (1998)

<sup>2</sup> The starting composition corresponds to the RR30-c3 MI composition (see table 1): 47.89 wt% SiO<sub>2</sub>; 3.58 wt% TiO<sub>2</sub>; 13.89 wt% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 13.69 wt% FeO<sub>total</sub>; 0.24 wt% MnO; 6.32 wt% MgO; 11.05 wt% CaO; 1.36 wt% Na<sub>2</sub>O; 0.56 wt% K<sub>2</sub>O; 0.13 wt% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Buffer of oxygen fugacity: QFM (Quartz-Fayalite-Magnetite) +3

<sup>3</sup> In order of crystallization. Orthopyroxene was excluded of the possible crystallizing phases because it is not observed in volcanic rocks of La Réunion

<sup>4</sup> Anorthite content (%) of the feldspar formed at liquidus temperature of plagioclase. Note that the anorthite contents are not high enough to correspond to the host plagioclase of the RR30-c3 MI inclusion (An<sub>83.8</sub>)

<sup>5</sup> Density of the liquid and solid phases obtained by MELTS calculations (in g/cc). Density of spinel and rhombohedral oxide (not shown) is always superior to 4.65 g/cc

<sup>6</sup> Liquidus temperature of plagioclase



<sup>7</sup> Water content of the initial melt for each pressure is calculated using the hygrometer of Putirka (2008): 0 wt.% at 1 and 250 bar, 0.01 wt.% at 500 bar, 0.06 wt.% at 1000 bar, 0.2 wt.% at 2000 bar, 0.5 wt.% at 5000 bar, 0.7 wt.% at 7000 bar and 0.9 wt.% at 9000 bar.

Abbreviations: Cpx. clinopyroxene; Plg. plagioclase; Liq. liquid; Sp. spinel; Ox. rhombohedral oxide

### **Petrogenetic models for the PUBs from La Réunion**

The formation of La Réunion PUBs is a matter of long-standing debate. Upton and Wadsworth (1972a) proposed that Piton des Neiges PUBs were enriched in plagioclase crystals by sinking within the “differentiated” magma columns. Alternatively, Kluska (1997) proposed that the PUB eruptions signify prolonged periods of magma residence in a deep reservoir, and suggest that the porphyritic facies was acquired by mineral segregation and flotation controlled by lithostatic pressure. A xenocrystic origin for the plagioclase macrocrysts of La Réunion PUB, as fragments of disrupted gabbros (Albarède *et al.*, 1997) or from a gabbroic “mush” at the edges of the magma chamber (Smietana, 2011), has also been considered. In this section, we evaluate the models for the origin of La Réunion PUBs, with particular emphasis on the process of plagioclase crystal accumulation, in the light of the new textural and geochemical data.

Our results suggest that the plagioclase macrocrysts in our PUB samples are not only inherited, but also that they were included into the carrying magma shortly before the magma reached the surface. We can thus reasonably approximate the carrying magma composition as that of the PUB groundmass, which is close (e.g., comparable CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO/MgO and La/Sm ratios) to the spatially associated aphyric basalts from Piton de la Fournaise (Albarède *et al.*, 1997) and Piton des Neiges (Kluska, 1997). This suggests that a genetic link between the aphyric basalts and the PUB host lavas, in agreement with recent models for the formation of PUB at mid-ocean ridges (Lange *et al.*, 2013). The contemporaneous aphyric basalts represent the same liquid as the groundmass of the PUB host lavas (this study) or glasses (Lange *et al.* 2013 MORBs case study).

### ***Disruption of gabbroic cumulates***

Plagioclase-rich glomerocrysts and deformed or completely fractured plagioclase crystals in the PUBs are features that provide additional important constraints. Glomerocrysts comprise a) plagioclase alone, b) plagioclase + clinopyroxene ± FeTi oxides, c) plagioclase + clinopyroxene + olivine ± FeTi oxides assemblages. The most likely hypothesis is that they represent disrupted anorthositic and gabbroic material from crystal mush bodies and/or fully crystallized (anorthositic) gabbro, and were entrained as fragments by the ascending basaltic

magmas to form the PUBs. This is consistent with the “volcanic cannibalism” model proposed by Albarède *et al.* (1997) for the geochemical and petrological properties of the Piton de la Fournaise lavas, or with the model proposed by Lange *et al.* (2013) for PUBs at mid-ocean ridges. Smietana (2011) argues that such a “gabbroic mush” is formed at the edges of a shallow and evolved magmatic chamber, where low pressure induces preferential crystallization of clinopyroxene and plagioclase. This differs from the current behaviour of Piton de la Fournaise volcano, which is characterized by abundant crystallisation of olivine at low pressure (Boivin & Bachèlery, 2009; Famin *et al.*, 2009).

Anorthosites are rather uncommon among La Réunion volcano products, while gabbro and olivine gabbro are somewhat more abundant (Upton & Wadsworth, 1972b; Augé *et al.*, 1989; Upton *et al.*, 2000). Therefore, the formation of PUBs at specific stages in the volcano's history (e.g., the transition between the “primitive shield series” and the “Differentiated Series” on Piton des Neiges) implies particular conditions prevailing in the storage and magmatic evolution systems and not just the mobilization of a crystalline “mush”.

### ***Crystallization of the plagioclase macrocrysts***

The recent activity of Piton de la Fournaise and the “Oceanite Series” of Piton des Neiges are mainly characterized by the production of aphyric basalts and olivine basalts. Plagioclase crystallization is almost not considered for the magmatic evolution of the current Piton de la Fournaise lavas (e.g. Boivin & Bachèlery, 2009), except for some specific eruptions that follow an unusual phase of quiescence like the one of 1998, or correspond to episodes of low-rate activity as in the 2008 eruptions (Di Muro *et al.*, 2015). Although less well documented, plagioclase crystallization is also probably of minor importance for the main period of construction of Piton des Neiges (“Oceanite Series” – Upton & Wadsworth, 1972a). PUBs were formed during periods where the two volcanoes produced predominantly olivine-poor magmas belonging to the “Differentiated Series”. Albarède *et al.* (1997) proposed that these series correspond to a magmatic evolution controlled by massive crystallization of clinopyroxene at a pressure  $> 9$  kbar (i.e., at a depth exceeding 30 km), which is consistent with the experimental results obtained by Fisk *et al.* (1988). Note, however, that the phase relationships presented in Fisk *et al.* (1988) apply to basaltic magmas with higher MgO concentrations than the parental plagioclase liquids preserved in melt inclusions (MgO  $< 6.5$  wt%), and that those experiments were realized under water-free conditions. Other experimental studies performed on model diopside-anorthite or diopside-anorthite-forsterite systems (Yoder, 1969; Presnall *et al.*, 1978) suggest that magmas with compositions similar to our melt inclusion compositions

preferentially will crystallize clinopyroxene at high pressures, around 10 kbar, but under lower-pressure conditions, they crystallize abundant plagioclase relatively to clinopyroxene. MELTS calculations performed on the most primitive melt inclusion composition (RR30-c3 MI) confirm that the relative crystallization of clinopyroxene and plagioclase is controlled by pressure (see Table 3). Plagioclase appears as the liquidus phase below 2 kbar (at 1180 - 1190 °C) and is followed by clinopyroxene during cooling, in anhydrous conditions. If considering the water contents (between < 0.1 and 0.9 wt% for pressure ranging between 1 bar and 9 kbar) estimated in the previous section for RRc3-MI, clinopyroxene crystallization is favoured against plagioclase at pressure above 2 kbar. Below this pressure, plagioclase is still the first liquidus phase.

Hence, although magmas with compositions similar to our melt inclusions could preferentially crystallize plagioclase relatively to the other mineral phases, these calculations indicate that plagioclase is always associated with pyroxene as main phenocryst phases in the crystallisation of these liquids. As these two mineral phases are not encountered in cotectic proportion in the PUBs, a process of selective plagioclase enrichment is required to generate PUB lithologies.

### ***Segregation of plagioclase crystals by density contrasts***

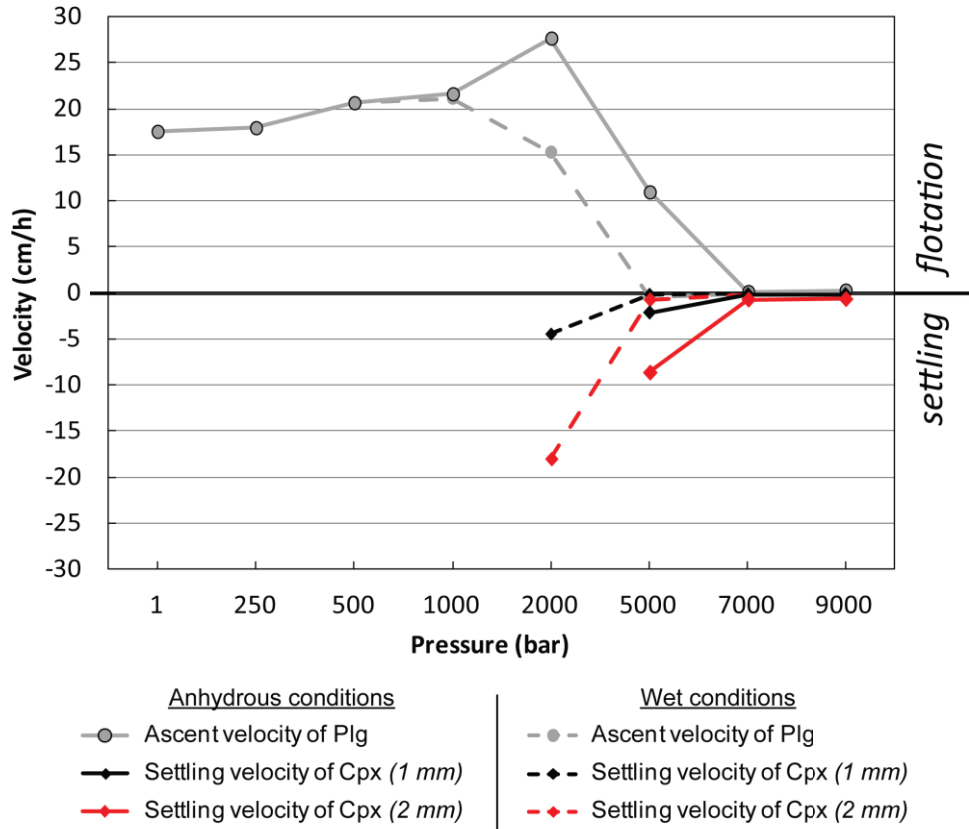
Among the various models for plagioclase-phyric basalt formation in ocean islands (e.g. Cullen *et al.*, 1989; Hansen & Grönvold, 2000; Annell *et al.*, 2007; Halldorsson *et al.*, 2008; Neave *et al.*, 2014), it is often proposed that plagioclase crystals accumulate by flotation during replenishment of shallow-level crystal-rich chambers during periods of reduced magmatic activity (e.g. Cullen *et al.*, 1989; Annell *et al.*, 2007) and are transported in an evolved, high density melt. In addition, experimental studies have established that An<sub>85</sub> plagioclase becomes buoyant in a basaltic liquid above 5 kbar (Kushiro, 1978; Campbell *et al.*, 1978; Stolper *et al.*, 1981).

Here, liquid and mineral phase densities were calculated using the MELTS algorithm for pressures between 1 bar to 9 kbar, considering the Mg-rich RR30-c3 MI composition as representative of the liquid (Table 3). When comparing the calculated densities for the two phases (plagioclase and clinopyroxene) and the RR30-c3 MI composition, the results indicate that, at plagioclase liquidus temperature, separation of plagioclase crystals from clinopyroxene crystals must occur by flotation for all pressures in anhydrous conditions, since the melts are always less dense than clinopyroxene and denser than plagioclase (Table 3).

Melt density decreases with dissolved water content. For the water contents estimated for the RR30-c3 MI composition, melt density could decrease by 0.5 g/cc relative to dry conditions at high pressure (at liquidus temperature), when solid phase densities would not be significantly affected (Table 3). Hence, in wet conditions, segregation of plagioclase crystals by flotation still occurs, except at pressures above and equal to 5 kbar (i.e., for water contents  $\geq 0.5$  wt.%), considering the plagioclase liquidus temperature. It should be noted that the density contrasts drastically change with cooling, in all conditions, which means that temperature is relatively stable or does not significantly decrease in the reservoir.

In order to generate plagioclase-enriched basalts, the residence time of the magma in the reservoir has to be long enough, or the segregation rate fast enough, to efficiently segregate the mineral phases within the magma, especially plagioclase. Approximate rates of settling or rising of the minerals can be obtained using Stokes' law. Minimum rates for pressures between 1 bar and 9 kbar were calculated using the RR30-c3 MI composition. Crystal sizes used are 5 mm in diameter for plagioclase and 1-2 mm for clinopyroxene. The viscosity of the melt was obtained using MELTS. At temperatures between 1180°C and 1200°C, the viscosity varies between 19.5 Pa.s (2 kbar) and 851 Pa.s (9 kbar). For pressures between 1 bar and 5 kbar, the viscosity shows an average value of 26.5 Pa.s, which is consistent with recent Piton de la Fournaise lavas (Villeneuve *et al.* 2008). In dry conditions, the segregation efficiency of plagioclase is maximum at a pressure around 2 kbar, with a rise rate of 27.6 cm/h (Fig. 12). Although the viscosity of the liquid decreases in hydrous conditions, the density contrast between liquid and solid phases decreases with increasing water: the rising rate of plagioclase is maximum at 1 kbar (21.11 cm/h, Fig. 12). It should be noted that segregation of plagioclase by flotation is always effective for all pressures below 7 kbar in anhydrous conditions, and below 5 kbar in wet conditions, resulting in an accumulation of the crystals (Fig. 12). Sinking of clinopyroxene is subordinate to plagioclase flotation.

Considering the vertical velocities obtained for the segregation of crystals, and in the absence of other dynamic processes such as magma convection, plagioclase and clinopyroxene crystals can separate from 4 to 7 m per day. Therefore, a short (months) residence time of the magma in the reservoir is enough to accumulate plagioclase crystals near the roof of the reservoir.



**Figure 12.** Segregation velocities for solid phases from the RR30-c3 MI liquid composition, calculated using Stokes' law. Crystal sizes are 5 mm for plagioclase, 2 and 1 mm for clinopyroxene. For each pressure, calculations are performed for anhydrous and wet conditions with the viscosities and densities (liquid and solid phases) obtained by the MELTS algorithm, close to the liquidus temperature of plagioclase. Note that plagioclase is the first and the only mineral phase at liquidus for pressures below 2 kbar in wet conditions, and below 5 kbar in anhydrous conditions. Negative and positive velocities represent the settling and the flotation of the crystals, respectively.

### ***Decrease of the magmatic production***

PUB eruptions are restricted to relatively quiescent periods of volcanic activity at La Réunion. At Piton des Neiges, these are: (1) the beginning of the “differentiated” alkaline magmatism between 340 and 250 kyrs, and (2) during the “differentiated” stage, between 140 and 100 kyrs, after the quiet period following the ignimbrite eruption (Fig. 1c). Hence, the occurrence of PUBs corresponds to periods that reflect a strong decrease in magma production, and therefore in volcanic activity, compared to the current activity of Piton de la Fournaise or the shield-building stage of Piton des Neiges. A relationship between the formation of PUBs and lower magma supply has also been proposed for Kerguelen Island (Annell *et al.*, 2007). The PUB lava flows, at both Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes, are commonly interspersed with nearly aphyric “differentiated” lavas (from basalt to mugearite)

(Upton & Wadsworth, 1972a; Kluska, 1997), suggesting that the PUB eruptions are repetitive events. Thus, the entrainment of abundant plagioclase crystals is not a continuous process, even during these periods.

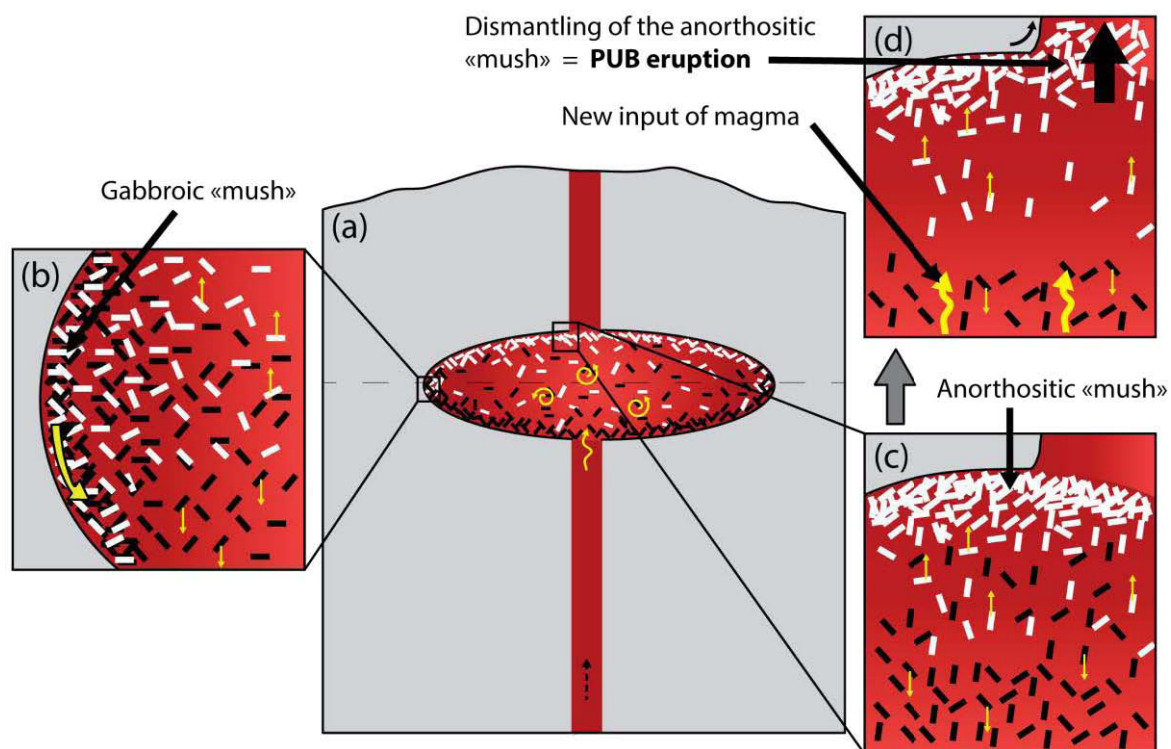
The first unit with PUB lava flows at Piton des Neiges appears to be a response to a rapid (less than 100 kyrs) and significant change in the magma storage and transport conditions. At Piton de la Fournaise, the formations below the PUB series are unknown, but PUBs predate a major change in magma supply (around 450-400 kyrs ago), as they precede the olivine basalt and oceanite series in which plagioclase is almost absent as a phenocryst phase.

Hence, as illustrated in Figure 13, we proposed a multistage model for the generation of PUBs that consists of 1) the crystallization of plagioclase and clinopyroxene from a slightly evolved liquid, favoured by a decrease of the magmatic production. During storage, various dynamic processes, such as convection, magma replenishment and mixing, gravitational movements in a gabbroic crystal-mush developed at the compositionally and thermally zoned margins of the magma chamber, occur and affect crystal growth. 2) Density contrasts allow plagioclase/clinopyroxene segregation, with plagioclase accumulation by flotation at the roof of the magma chamber forming an anorthositic “mush” enriched in cumulative plagioclase. 3) Lowering of porosity and crystallization of the interstitial liquid allow solidification of the crystal mush in an anorthositic gabbro. Rare clinopyroxenes (see an example in Fig. 6h) and other minerals such as Fe-Ti oxides are interpreted as intercumulus crystals, as shown by the poikilitic texture of some pyroxenes. Plastic deformation, and brittle fracturing can then intervene. 4) Remobilization of the crystal-mush and cumulate take place just before eruptions, possibly triggered by an input of a new batch of magma in the reservoir or by strong thermal or compositional instabilities. PUBs may result from the dismantling of this anorthositic “mush”.

Although the MELTS calculations did not allow to reproduce the An<sub>83.8</sub> plagioclase crystal from the crystallization of the RR30-c3 MI liquid (see Table 3), the highest anorthite contents are obtained for low-pressure conditions. This suggests that the reservoir is not located in deep levels. Considering higher water contents than those obtained by Putirka (2008), plagioclase crystals with higher An contents can be formed. MELTS calculations show that a water content of 0.5 wt.% in the initial melt (RR30-c3 MI) at 250 bar (QFM+3 as oxygen fugacity buffer) allows the crystallization of An<sub>82</sub> plagioclase crystal as first liquidus phase (at 1140°C). However, higher water contents drastically decrease the liquid density, and thus preclude from segregation of plagioclase crystals by flotation.

An<sub>88</sub> plagioclase cores have been found in some PUB samples by Smietana (2011). In our case, the more magnesian melt inclusion (RR30-c3 MI), with a MgO content of 6.32 wt%, was

preserved in a  $An_{83.8}$  crystal. This suggests that the formation of more anorthitic crystals originate from more magnesian parental magmas, possibly as SSB-like liquids. However, as the current shallow reservoir (i.e., at the sea level within the edifice) produces SSB-type magma but does not allow the crystallization of such quantities of calcic millimetre-sized plagioclase crystals, we deduce that the magmatic conditions significantly differ from the present ones in order to produce the PUBs.



**Figure 13.** Proposed model for the petrogenesis of the PUBs from La Réunion Island. See text for details. (a) General sketch. (b) Clinopyroxene and plagioclase crystallization takes place in a magma chamber forming a gabbroic (mainly Cpx + Plg ± olivine and FeTi oxides) mushy boundary layer that develops along the chamber margins and/or in the main magma body (homogeneous crystallization). Various dynamic processes may occur inside the magma chamber (e.g., convection, arrival of new batches of magma and mixing, gravitational movements affecting the crystal-mush) underlying complex texture recorded by the plagioclase macrocrysts. (c) Rapid segregation of the mineral phases occurs by density contrast, implying clinopyroxene settling and plagioclase ascent. Plagioclase crystals are accumulated at the roof of the reservoir by flotation constituting an anorthositic crystal-mush, with cumulate plagioclase crystals and interstitial liquid. Crystallization of the interstitial liquid and compaction may allow solidification of part of the crystal mush into an anorthositic gabbro. (d) Dismantling and remobilization of the crystal-mush and cumulate should take place just preceding the eruption, possibly triggered by the input of a new batch of magma in the reservoir, or by strong thermal or compositional instabilities. *White rectangle*, plagioclase; *Black rectangle*, clinopyroxene.

The decrease of the magmatic production can lead to a closed-system evolution of a magmatic reservoir. If this reservoir is large enough, it can preserve stable thermal, near-liquidus conditions. This generates slow crystal growth rates, allowing the formation of millimetre-sized plagioclase crystals and their segregation by density contrasts. Note that water contents in the melt can also inhibit nucleation processes and thus promote crystal growth by diffusion.

### **Insights from PUB eruptions into the construction of the volcanoes of La Réunion**

A low magmatic flux scenario such as described above is consistent with the “Hawaiian-model” of construction of the Piton des Neiges, where the eruption of alkaline “differentiated” magmas is associated with the entry of the volcano into its declining phase. Although PUBs have trace element patterns comparable to the Piton des Neiges shield basalts and oceanites (see Fig. 8), they also display a more alkaline character. This difference is likely to reflect a lower degree of partial melting, which could be related to the decrease in magmatic production during the alkaline stage that followed the shield (“oceanitic”) stage for the Piton des Neiges. In contrast, at Piton de la Fournaise, which shows an inverse stratification compared to Piton des Neiges with the older lavas being more alkaline and differentiated than the younger ones (Fig. 1c), PUBs cannot easily be reconciled with a decrease in magma supply, nor a change in the magma dynamics. However, the PUBs found in the two volcanoes are petrographically and chemically similar, and this observation clearly points to a common process of formation. One way to apply the previous scenario (that is, the decrease of the magmatic production) to the genesis of the PUBs ascribed to Piton de la Fournaise volcano is to reconsider the evolution scheme of this volcanic edifice: Piton de la Fournaise activity, *sensu stricto*, would be initiated by the “Oceanitic series” at 450 kyrs (see Fig. 1c) and the older “Differentiated series”, including the PUBs dated from about 560 to 450 kyrs, would correspond to the end of the activity of a former edifice, characterizing a decrease in magmatic flux. This would be consistent with assumption about the existence of a volcano now largely dismantled that predates Piton de la Fournaise, ‘Les Alizés volcano’ or ‘Proto-Fournaise’ (Rançon *et al.*, 1989; Lerebour, 1985; Lénat *et al.*, 2001; Smietana, 2011). Accordingly, PUBs originally assigned to La Fournaise volcano may be related to the declining stages of this older edifice. Following this hypothesis, this complex would have been contemporaneous with the constructional phase of Piton des Neiges (Lénat & Aubert, 1982; Lénat *et al.*, 2001; Gailler, 2010), and its last activity would have occurred around 450 kyrs ago, with the eruption of the alkaline “differentiated” lavas of the “Rivière des Remparts”, which comprise the PUB lavas.



## **Conclusions**

Textural observations of plagioclase macrocrysts and the study of the compositions of melt inclusions preserved within plagioclase macrocrysts in plagioclase-ultraphyric basalts (PUBs) from the Piton de la Fournaise and Piton des Neiges, support the inherited nature of these crystals and an accumulative origin for these rocks. Parental melts of these plagioclases belong to the Réunion “Differentiated Series”, whose evolution is governed predominantly by clinopyroxene + plagioclase crystallization. Trace element compositions indicate that the parental melts and the host lavas of the two volcanoes originate from chemically similar mantle sources. The presence of plagioclase-rich aggregates in the PUBs and the deformation features observed in some plagioclase crystals suggest that the fragments arose from the dismantling of an anorthositic “mush” and cumulate at the upper edges of a magma chamber. This accumulative zone is previously formed by the selective concentration of the plagioclase crystals by flotation. The investigation of the periods and abundances of the PUB lava eruptions at Piton des Neiges led to a possible model in which plagioclase crystallization and accumulation is promoted during a decrease in magmatic flux when the volcano enters into its alkaline, declining phase. The strong similarity between PUBs from the “Rivière des Remparts”, initially assigned to Piton de la Fournaise volcano, and those of Piton des Neiges is a valuable argument to indicate that PUBs from the “Rivière des Remparts” came from the declining phase of activity of an edifice older than Piton de la Fournaise, possibly ‘Les Alizés volcano’.

## **Acknowledgements**

We thank J.L. Devidal, J-M. Hénot and M. Benbakkar who provided highly skilled technical support. N. Cluzel is acknowledged for his help during melt inclusion preparation and microthermometry experiments, and E. Médard for his helpful discussions. We also thank P. Mairine his help for fieldwork and discussions, and M. Smietana and A. Boujibar for allowing us to use her rock samples. We are thankful to W. Bohrsen, A. Di Muro, F.J. Tepley, B.G.J. Upton and an anonymous reviewer for their constructive comments, which have improved our manuscript. We also thank J. Hammer for reading and improving. Finally, we thank the OVPF team and the Géosciences Réunion laboratory for welcoming and helping for fieldwork. This is contribution number XXX of the French ANR Centre of Excellence Programme “ClerVolc”.

## References

- Agostini, C., Fortunati, A., Arzilli, F., Landi, P., & Carroll, M. R. (2013). Kinetics of crystal evolution as a probe to magmatism at Stromboli (Aeolian Archipelago, Italy). *Geochim Cosmochim Acta* **110**, 135-151.
- Albarède, F. & Tamagnan, V. (1988). Modeling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *Journal of Petrology* **29**, 997-1030.
- Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B. G. J., Bachèlery, P. & Cheminée, J. L. (1997). The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years. *Journal of Petrology* **38**, 171-201.
- Annell, H., Scoates, J.S., Weis, D., & Giret, A. (2007). Petrology of flood basalts at the tholeiitic-alkalic transition and phenocryst compositions, Mt. Marion Dufresne, Kerguelen Archipelago, southern Indian Ocean. *Canadian Mineralogist* **45**, 809-835.
- Asimow, P. D. & Ghiorso, M. S. (1998). Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist* **83**, 1127-1132.
- Augé, T., Lerebour, P. & Rançon, J-P. (1989). The Grand Brûlé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 3: Mineral chemistry of the cumulate rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **36**, 139-151.
- Bachèlery, P. (1981). Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique. *PhD Thesis of Univ. of Clermont-Ferrand* II.
- Bachèlery, P. & Mairine, P. (1990). Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 53 Ma. In: J.-F. Lénat (ed.). *Le Volcanisme de la Réunion*, Monogr., 213-242.
- Bachèlery, P., Upton, B. G. J., Odling, N. & Stieltjes, L. (2014). Adventive cones of Piton de la Fournaise, La Reunion: aberrant deep-source magmatism. *Annual meeting of the Volcanic and Magmatic Group Studies*, Edinburgh - UK, 5-8 January 2014.
- Batiza, R. & Niu, Y. (1992). Petrology and magma chamber processes at the East Pacific Rise ~9°30'N. *Journal of Geophysical Research* **97** (B5), 6779-6797.
- Billard, G. (1974). Carte géologique de la France-La Réunion. Echelle 1/50 000 en collaboration avec P. M. Vincent. Carte (4 feuilles) et notice explicative. *Editions du BRGM*.
- Blundy, J.D., Wood, B.J. (1991). Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochem. Cosmochim. Acta* **55**, 193-209.
- Boivin, P. & Bachèlery, P. (2009). Petrology of 1977 to 1998 eruptions at Piton de la Fournaise, la Réunion Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **184**, 109-125.
- Bosch, D., Blichert-Toft, J., Moynier, F., Nelson, B. K., Telouk, P., Gillot, P. Y. & Albarède, F. (2008). Pb, Hf and Nd isotope compositions of the two Réunion volcanoes (Indian Ocean): a tale of two small-scale mantle blobs. *Earth and Planetary Science Letters* **265**, 748-768.
- Boujibar, A. (2009). Étude et comparaison des roches pintades du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Etude pétrologique et géochimique. Unpublished *Master's Thesis Université de La Réunion*.
- Campbell, I. H., Roeder, P. L. & Dixon, J. M. (1978). Plagioclase buoyancy in basaltic liquids as determined with a centrifuge furnace. *Contrib. Mineral. Petrol.* **67**, 369-377.
- Cantagrel, F. & Pin, C. (1994). Major, minor and rare-earth element determinations in 25 rock standards by ICP Atomic-Emission Spectrometry. *Geostandards newsletter* **18**, 123-138.
- Cashman, K.V. (1993). Relationship between plagioclase crystallisation and cooling rate in basaltic melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113**, 126-142.
- Clague, D.A. & Sherrod, D.R. (2014). Growth and degradation of Hawaiian volcanoes. In *Characteristics of Hawaiian Volcanoes*, Editors: Michael P. Poland, Taeko Jane Takahashi, and Claire M. Landowski, U.S. Geological Survey Professional Paper 1801.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. & Stock, J. (2003). Three distinct type of hotspots in the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letter* **205**, 295-308.
- Cullen, A., Vicenzi, E. & McBirney, A. R. (1989). Plagioclase-ultraphyric basalts of the Galapagos archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **37**, 325-337.
- Deniel, C., Kieffer, G. & Lecointre, J. (1992). New <sup>230</sup>Th-<sup>238</sup>U and <sup>14</sup>C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion – A revised chronology for the Differentiated Series, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **51**, 253-267.
- Di Muro, A., Métrick, N., Vergani, D., Rosi, M., Armienti, P., Fougereux, T., Deloule, E., Arienzo, I. & Civetta, L. (2014). The Shallow Plumbing System of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island, Indian Ocean) Revealed by the Major 2007 Caldera-Forming Eruption. *Journal of Petrology* **55**, 1287-1315.
- Di Muro, A., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Métrick, N., Besson, P., Garofalo, C., Villemant, B. (2015). Shallow Magma Storage at Piton de la Fournaise Volcano After 2007 Summit Caldera Collapse Tracked in Pele's Hairs. In: Carey, R. J., V. Cayol, M. P. Poland, and D. Weis (eds.), *Hawaiian Volcanoes: From Source to Surface*, *American Geophysical Union Monograph* **208**, pp 189-212, doi:10.1002/9781118872079.ch9.

- Duncan, R. A. (1990).** The volcanic record of the Réunion hotspot. In: Duncan, R. A., Backman, J., Peterson, L. C., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **115**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3-10, doi:10.2973/odp.proc.sr.115.206.1990.
- Dungan, M. A. & Rhodes, J. M. (1978).** Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP Legs 45 and 46: evidence for magma mixing. *Contrib Mineral Petrol*, **67**, 417-431.
- Famin, V., Welsch, B., Okumura, S., Bachèlery, P. & Nakashima, S. (2009).** Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise (Réunion hotspot). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **10**, Q01007, doi:10.1029/2008GC002015.
- Fisk, M. R., Upton, B. G. J., Ford, C. E. & White, W. M. (1988).** Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Réunion island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research* **93**, 4933-4950.
- Fisk, M. R., Duncan, R. A., Baxter, A. N., Greenough, J. D., Hargraves, R. B. & Tatsumi, Y. (1989).** Reunion hotspot magma chemistry over the past 65 m.y.: results from Leg 115 of the Ocean Drilling Program. *Geology* **17**, 934-937.
- Flower, M. F. J. (1980).** Accumulation of calcic plagioclase in oceanridge tholeiite: an indication of spreading rate? *Nature* **287**, 530-532.
- Fretzdorff, S., Paterne, M., Stoffers, P. & Ivanova, E. (2000).** Explosive activity of the Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea sediments. *Bulletin of Volcanology* **62**, 266-277.
- Gagnon, J., Fryer, B. J., Samson, I. M. & Williams-Jones, A. E. (2008).** Quantitative analysis of certified reference materials by LA-ICP-MS and without an internal standard. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **23**, 1529-1537.
- Gailler L.-S. (2010).** Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud : La Réunion (Océan Indien). *Approches géophysiques. PhD Thesis of Université Clermont-Ferrand II*.
- Gailler L.-S. & Lénat, J.-F. (2010).** Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data. *J. Geophys. Res.*, **115** (B12105). doi:10.1029/2009JB007193.
- Ghiorso, M. S. & Sack, R. O. (1995).** Chemical mass-transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated-temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **119**, 197-212.
- Gillot, P.-Y. & Nativel, P. (1982).** K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges Volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **13**, 131-144.
- Gillot, P.-Y. & Nativel, P. (1989).** Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **36**, 53-65.
- Ginibre, C., Wörner, G. & Kronz, A. (2002).** Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Paríacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143**, 300-315.
- Ginibre, C., Wörner, G. & Kronz, A. (2007).** Crystal zoning as an archive for magma evolution. *Elements*, **3**, 261-266.
- Halldorsson, S. A., Oskarsson, N., Gronvold, K., Sigurdsson, G., Sverrisdottir, G. & Steinthorsson, S. (2008).** Isotopic-heterogeneity of the Thjorsa lava - Implications for mantle sources and crustal processes within the Eastern Rift Zone, Iceland. *Chemical Geology* **255**, 305-316.
- Hansen, H. & Grönvold, K. (2000).** Plagioclase ultraphyric basalts in Iceland: the mush of the rift. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **98**, 1-32.
- Hellevang, B. & Pedersen, R. B. (2008).** Magma ascent and crustal accretion at ultraslow-spreading ridges: constraints from plagioclase ultraphyric basalts from the Arctic mid-ocean ridge. *Journal of Petrology* **49**, 267-294.
- Higgins, M.D. (2006).** Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Higgins, M.D. & Chandrasekharam, D. (2007).** Nature of Sub-volcanic Magma Chambers, Deccan Province, India: Evidence from Quantitative Textural Analysis of Plagioclase Megacrysts in the Giant Plagioclase Basalts. *Journal of Petrology* **48**, 885-900.
- Jarosewich, E., Nelen, J.A. & Norberg, J.A. (1979).** Electron Microprobe Reference Samples for Mineral Analyses. In: Fudali, R.F. (ed.). *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences* **22**, 68-72.
- Kent, R.W., Pringle, M.S., Müller, R.D., Saunders, A.D. & Ghose, N.C. (2002).** <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of the Rajmahal basalts, India, and their relationship to the Kerguelen Plateau. *J. Petrol.* **43**, 1141-1153
- Kieffer, G. (1990).** Recent dynamic and structural evolution ("Phase IV") of the Piton des Neiges (Reunion island, Indian Ocean). In: J. F. Lénat (ed.) *Le Volcanisme de la Réunion, Monogr.* pp. 163-185. *Cent. De Rech. Volcanol.: Clermont-Ferrand, France*.
- Kluska, J.-M. (1997).** Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges (Ile de la Réunion) au cours des derniers 500000 ans. *PhD Thesis of Université Paris XI, Orsay*.

- Kuo, L.-C. & Kirkpatrick, R. (1982).** Pre-eruption history of phyric basalt from DSDP Legs 45 and 46: evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **79**, 13-27.
- Kushiro, I. (1978).** Viscosity and structural changes of albite (NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) melt at high pressures. *Earth Planet. Sci. Lett.* **41**, 87-90.
- Lange, A. E., Nielsen, R. L., Tepley, F. J., III & Kent, A. J. R. (2013).** The petrogenesis of plagioclase-phyric basalts at mid-ocean ridges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **14**, 3282-3296.
- Lénat, J.-F. & Aubert, M. (1982).** Structure of Piton de la Fournaise volcano (La Reunion island, Indian Ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2**, 361-392.
- Lénat J.-F. & Labazuy P. (1990).** Submarine morphologies and structure of Reunion. In: J. F. Lénat (ed.). *Le Volcanisme de la Réunion, Monogr.*, pp. 43-74. Cent. De Rech. Volcanol.: Clermont-Ferrand, France.
- Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B. & Galdeano, A. (2001).** A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research* **106**, 8645–8663.
- Lénat, J. F., Bachèlery, P. & Merle, O. (2012).** Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). *Bulletin of Volcanology* **74**, 1945-1961.
- Lerebour P. (1987).** Etude du forage du Grand Brûlé: Lithostratigraphie, pétrologie, minéralogies primaire et secondaire. *PhD Thesis of Université Paris-Sud, Orsay.*
- Le Roex, A. P., Frey, F. A. & Richardson, S. H. (1996).** Petrogenesis of lavas from the AMAR Valley and Narrowgate region of the FAMOUS Valley, 36-37N on the Mid-Atlantic Ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **124**, 167-184.
- Luais, B. (2004).** Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5**, Q01008, DOI: 10.1029/2002GC000502.
- Ludden J.N. (1978).** Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island. *J. Volc. Geotherm. Res.* **4**, 171-198.
- Mahoney, J. J., Duncan, R. A., Khan, W., Gnos, E. & McCormick, G. R. (2002).** Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps. *Earth and Planetary Science Letters* **203**, 295–310.
- Mairine, P., Bachèlery, P. (1997).** Major erosional period in the building of Piton de la Fournaise (Réunion Island). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **325**, 243–249.
- Malengreau, B. (1995).** Structure profonde de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques. *PhD Thesis of Université Clermont-Ferrand II.*
- McDonough, W.F. & Sun, S. S. (1995).** The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
- McDougall, I. 1971.** The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion. Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35**, 261-288.
- Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachèlery, P. & Smietana, M. (2010).** Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **189**, 131-142.
- Murray, R. W., Miller, D. J. & Kryc, K. A. (2000).** Analysis of major and trace elements in rocks, sediments, and interstitial waters by inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES). *ODP Technical Note* **29**, doi:10.2973/odp.tn.29.2000.
- Nativel, P., Joron, J. L. & Treuil, M. (1979).** Etude pétrographique et Géochimique des volcans de la Réunion. *Bulletin de la Soc. Geol. France* **XXI**, 4, 427-440.
- Neave, D. A., Maclennan, J., Hartley, M. E., Edmonds, M. & Thordarson, T. (2014).** Crystal Storage and Transfer in Basaltic Systems: the Skuggafjo«ll Eruption, Iceland. *Journal of Petrology* **55**, 2311-2346.
- Nelson, S. T. & Montana, A. (1992).** Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* **77**, 1242-1249.
- Nielsen, R. L., Crum, J., Bourgeois, R., Hascall, K., Forsythe, L. M., Fisk, M. R., & Christie, D. M. (1995).** Melt inclusions in high-An plagioclase from the Gorda Ridge: an example of the local diversity of MORB parent magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **122**(1-2), 34-50.
- Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L. V., Crawford, A. J., & Harris, K. L. (1995).** An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **118**(4), 420-432.
- Peltier, A., Bachèlery, P., Staudacher, T. (2009).** Magma transfer and storage at Piton de la Fournaise (La Réunion Island) between 1972 and 2007: a review of geophysical and geochemical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **184** (1–2), 93–108.
- Peterson, D. W. & Moore, R. B. (1987).** Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. *Volcanism in Hawaii, U.S. Geological survey Professional paper P 1350*, pp.149-189.
- Pichavant, M., Brugier, Y. & Di Muro, A. (2016).** Petrological and experimental constraints on the evolution of Piton de la Fournaise Magmas. In: Bachèlery, P., Lénat, J.F., Di Muro, A. & Michon, L. (eds). *Active volcanoes*

- of the southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala. *Active volcanoes of the world*. Springer, Berlin.
- Presnall, D.C., Dixon Selena, A., Dixon James, R., O'Donnell, T. H., Brenner, N. L., Schrock, R. L. & Dycus, D. W. (1978).** Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar. Their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* **66**, 203-220.
- Putirka, K. D. (2008).** Thermometers and barometers for volcanic systems, *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **69**, 61-120.
- Rançon, J. P., Lerebour, P. & Augé, T. (1989).** The Grand Brule exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **36**, 113-127.
- Rocher, P. & Westercamp, D. (1989).** The Salazie Cirque ignimbrite (Piton des Neiges volcano, Réunion Island): chronostratigraphy, description and significance of lithic fragments and eruptive mechanisms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **36** (1-3), 177-191.
- Rosi, M., Landi, P., Polacci, M., Di Muro, A. & Zandomenighi, D. (2004).** Role of conduit shear on ascent of the crystal-rich magma feeding the 800 yr BP plinian eruption of Quilotoa volcano (Ecuador), *Bulletin of Volcanology* **66**, 307-321.
- Salaün, A., Villemant, B., Semet, M. P., Staudacher, T. (2010).** Cannibalism of olivine-rich cumulate xenoliths during the 1998 eruption of Piton de la Fournaise (La Réunion hotspot): Implications for the generation of magma diversity, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **198**, 187-204.
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P. & Gillot, P. Y. (2012).** Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma, *Geomorphology* **136**, 132-147.
- Schiano, P. & Bourdon, B. (1999).** On the preservation of mantle information on ultramafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.* **169**, 173-188
- Schiano, P. (2003).** Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth-Science Reviews* **63**, 121-144.
- Sinton, C., Christie, D. & Coombs, V. (1993).** Near-primary melt inclusions in anorthite phenocrysts from the Galapagos Platform. *Earth and Planetary Science Letters* **119**, 527-537.
- Smietana, M. (2011).** Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de La Réunion : Implications sur la construction de l'édifice volcanique. *PhD Thesis of Université de La Réunion*.
- Sobolev, A. V., Barsukov, V. L., Nevsorov, V. N. & Slutsky, A. B. (1980).** The formation conditions of the high-magnesian olivines from the monomineralic fraction of Luna 24 regolith. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11th*, 105-116.
- Sobolev, A. V. & Nikogosian, I. K. (1994).** Petrology of long-lived mantle plume magmatism: Hawaii, Pacific, and Réunion Island, Indian Ocean. *Petrology* **2**, 111-144.
- Sorbadère, F., Schiano, P., Metrich, N. & Garaebiti, E. (2011).** Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). *Contributions to mineralogy and petrology* **162**, 995-1009.
- Stolper, E., Walker, D., Hager, B. & Hays, J. (1981).** Melt segregation from partially molten source regions: the importance of melt density and source region size. *Journal of Geophysical Research* **86**(B7), doi: 10.1029/0JGREA0000860000B7006261000001. issn: 0148-0227.
- Störmer, J. C. & Nicholls, J. (1978).** Xlfrac – Program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences* **4**, 143-159.
- Streck, M.J. (2008).** Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. In: Putirka, K.D., Tepley III, F.J. (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*. : Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol. 69. Mineralogical Society of America, pp. 595-622.
- Upton, B. G. J. & Wadsworth, W. J. (1965).** Geology of Réunion Island, Indian Ocean. *Nature*, **207**. no. 4993, 151-154.
- Upton, B.G.J. & Wadsworth, W. J. (1972a).** Aspects of magmatic evolution on Réunion Island. *Phil. Trans. R. Soc. London A* **271**, 105-130.
- Upton, B.G.J. & Wadsworth, W. J., (1972b).** Peridotitic and gabbroic rocks associated with shield-forming lavas of Réunion. *Contrib. Mineral. Petrol.* **35**, 139-158.
- Upton, B.G.J., Semet, M. P. & Joron, J.-L. (2000).** Cumulate clasts in the Bellecombe Ash Member, Piton de la Fournaise, Réunion Island, and their bearing on cumulative processes in the petrogenesis of the Réunion lavas, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **104**, 297-318.
- Valer, M., Schiano, P. & Bachèlery, P. (2015).** A Melt Inclusion study in Primitive Olivines from the Adventive Cones of the Piton de la Fournaise Volcano, La Réunion Island : Implications for the Nature of the Réunion Mantle Plume. *AGU Fall Meeting*, San Francisco.
- Vance, D. (1995).** Rate and time controls on metamorphic processes. *Geological Journal*, **30**(3-4), 241-259.

- Villemant, B., Salaün, A., & Staudacher, T. (2009).** Evidence for a homogeneous primary magma at Piton de la Fournaise (La Réunion): a geochemical study of matrix glass, melt inclusions and Pélé's hairs of the 1998–2008 eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **184**(1), 79-92.
- Villeneuve, N., Neuville, D., Boivin, P., Bachèlery, P. & Richet, P. (2008).** Magma crystallization and viscosity: A study of molten basalts from the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island), *Chem. Geol.*, **256**(3–4), 242–251
- Vlastélic, I., Peltier, A. & Staudacher, T. (2007).** Short-term (1998-2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): origins and constraints on the size and shape of the magma reservoir. *Chemical Geology* **244**, 202-220.
- Yoder, H. S., Jr (1969).** Anorthite-akermanite and albite-soda melilite reaction relations. *Carnegie Inst., Washington, Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 1967-8, 105-8.

## Appendix

### Electronic Appendix 1 - Sample description

Sample*	Volcano	Location	Observations	Latitude (S)	Longitude (E)
PE2	Piton des Neiges	Cirque de Salazie, Piton d'Enchaing	collected from screes	-21.05082	55.50454
HEN1	Piton des Neiges	Cirque de Salazie, Ravine Camp d'Henri	collected from river	-21.03051	55.48995
PdN10	Piton des Neiges	Cirque de Cilaos, Etang Salé	at the outcrop	-21.25701	55.33235
GP3	Piton des Neiges	Cirque de Mafate, Rivière des Galets	collected from river	-21.00044	55.37897
RR30	Piton de la Fournaise	Rivière des Remparts	at the outcrop	-21.25615	55.08191
LeBloc	Piton de la Fournaise	Rivière des Remparts	at the outcrop	-21.29391	55.61499

\*GP3 and HEN1 (Boujibar, 2009), RR30 and PdN10 (Smietana, 2011), PE2 and LeBloc (this study).

### Electronic Appendix 2 - Major and trace element concentrations for plagioclase crystals hosting analyzed melt inclusions

(next pages)

<sup>1</sup> FeO(t): total iron; An: anorthite. Ab: albite. Or: orthoclase contents of plagioclase crystals

<sup>2</sup> Measurements are calibrated against NIST610 glass standard, using CaO as the internal element reference (Gagnon et al., 2008). Some crystals were not analyzed

Rock sample	HEN1			RR30				PdN10			LeBloc
Plagioclase crystal	HEN1-c1	HEN1-c2	HEN1-c6	RR30-c1	RR30-c3	RR30-c4	RR30-c5	PdN10-c2	PdN10-c3	PdN10-c5	LeBloc-c2
Major elements <sup>1</sup>											
SiO <sub>2</sub> (wt%)	48.05	46.94	48.14	47.82	47.63	47.54	47.65	47.32	47.50	46.83	50.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.20	31.86	32.13	32.38	32.55	32.21	32.32	32.37	31.80	32.98	30.70
FeO(t)	0.45	0.48	0.53	0.68	0.68	0.89	0.65	0.72	0.78	0.66	0.57
CaO	16.32	16.07	15.87	16.26	16.68	16.42	16.63	16.79	16.37	17.11	14.64
Na <sub>2</sub> O	2.22	2.37	2.34	2.00	1.73	1.90	2.01	1.83	2.12	1.69	3.11
K <sub>2</sub> O	0.11	0.11	0.11	0.09	0.07	0.10	0.10	0.17	0.12	0.13	0.14
Total	99.36	97.83	99.12	99.24	99.35	99.07	99.35	99.20	98.70	99.39	99.26
An (%)	79.68	78.46	78.40	81.36	83.84	82.17	81.60	82.71	80.44	84.23	71.66
Ab (%)	19.66	20.92	20.96	18.10	15.74	17.25	17.83	16.30	18.88	15.02	27.53
Or (%)	0.66	0.62	0.63	0.54	0.41	0.57	0.56	0.99	0.68	0.75	0.81
Trace elements <sup>2</sup>											
Sc (ppm)	—	5.480	8.600	7.410	7.025	—	—	6.545	—	—	—
V	—	1.628	1.800	1.913	2.037	—	—	2.406	—	—	—
Cr	—	1.820	1.480	1.500	1.505	—	—	1.340	—	—	—
Co	—	0.293	0.464	0.492	0.315	—	—	0.543	—	—	—
Ni	—	0.277	0.324	0.324	7.945	—	—	0.292	—	—	—
Rb	—	0.240	0.249	0.168	0.141	—	—	0.171	—	—	—
Sr	—	1434	1436	894	844	—	—	828	—	—	—
Y	—	0.198	0.241	0.133	0.150	—	—	0.107	—	—	—
Zr	—	0.040	0.386	0.032	0.099	—	—	0.041	—	—	—
Nb	—	0.016	0.072	0.013	0.019	—	—	0.017	—	—	—
Cs	—	0.010	0.012	0.010	0.010	—	—	0.011	—	—	—
Ba	—	61.38	60.29	41.28	35.34	—	—	32.26	—	—	—
La	—	1.869	1.872	1.245	1.047	—	—	0.926	—	—	—
Ce	—	2.937	2.932	1.938	1.696	—	—	1.511	—	—	—
Nd	—	1.172	1.209	0.845	0.801	—	—	0.629	—	—	—
Sm	—	0.169	0.170	0.117	0.140	—	—	0.102	—	—	—
Eu	—	0.541	0.517	0.362	0.342	—	—	0.278	—	—	—
Gd	—	0.133	0.114	0.081	0.059	—	—	0.075	—	—	—
Dy	—	0.055	0.068	0.041	0.040	—	—	0.035	—	—	—
Er	—	0.023	0.027	0.023	0.022	—	—	0.024	—	—	—
Yb	—	0.037	0.039	0.035	0.037	—	—	0.036	—	—	—
Lu	—	0.008	0.009	0.008	0.008	—	—	0.008	—	—	—
Hf	—	0.028	0.032	0.028	0.028	—	—	0.027	—	—	—
Ta	—	0.010	0.011	0.009	0.009	—	—	0.010	—	—	—
Pb	—	0.321	0.352	0.236	0.208	—	—	0.237	—	—	—
Th	—	0.011	0.016	0.011	0.011	—	—	0.011	—	—	—
U	—	0.010	0.011	0.010	0.011	—	—	0.011	—	—	—

Rock sample	PE2		GP3
Plagioclase crystal	PE2-c3	PE2-c4	GP3-c3 MI
Major elements <sup>1</sup>			
SiO <sub>2</sub> (wt%)	48.78	48.71	49.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.91	31.92	31.65
FeO(t)	0.54	0.46	0.56
CaO	14.88	15.43	14.88
Na <sub>2</sub> O	2.94	2.47	2.83
K <sub>2</sub> O	0.14	0.11	0.14
Total	98.20	99.10	99.95
An (%)	73.08	77.01	73.73
Ab (%)	26.08	22.33	25.41
Or (%)	0.84	0.66	0.85
Trace elements <sup>2</sup>			
Sc (ppm)	6.065	6.310	5.523
V	1.211	1.526	1.390
Cr	1.310	2.000	1.457
Co	0.386	0.306	0.233
Ni	4.290	0.281	0.217
Rb	0.281	0.279	0.235
Sr	1465	1465	1365
Y	0.176	0.190	0.172
Zr	0.035	0.058	0.029
Nb	0.013	0.015	0.012
Cs	0.011	0.012	0.009
Ba	72.50	64.45	56.34
La	2.225	1.943	1.742
Ce	3.465	2.953	2.712
Nd	1.331	1.111	1.085
Sm	0.221	0.138	0.162
Eu	0.600	0.603	0.472
Gd	0.120	0.120	0.105
Dy	0.046	0.049	0.046
Er	0.021	0.024	0.025
Yb	0.034	0.037	0.031
Lu	0.007	0.009	0.007
Hf	0.026	0.030	0.024
Ta	0.009	0.010	0.008
Pb	0.655	0.369	0.316
Th	0.010	0.011	0.010
U	0.009	0.011	0.009



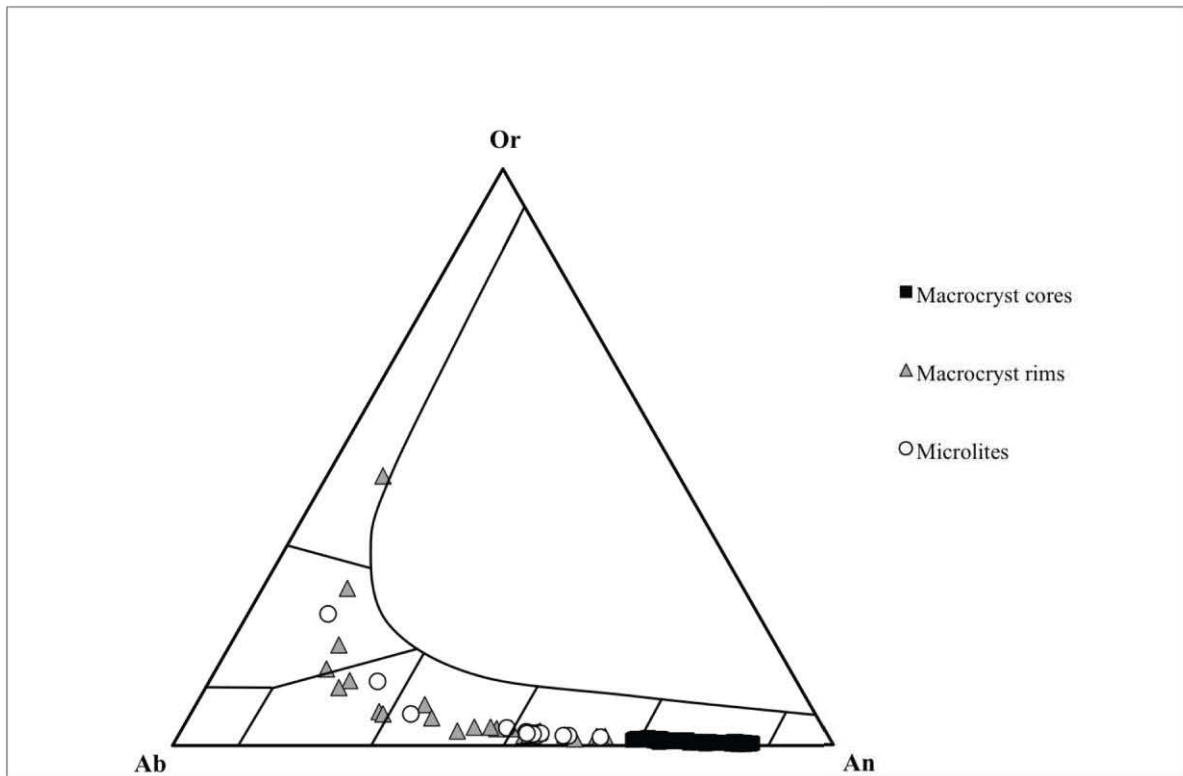
**Electronic Appendix 3 - Major element concentrations for PUBs**

Rock sample	Previous studies				Present study	
	HEN1 <sup>1</sup>	RR30 <sup>2</sup>	PdN10 <sup>2</sup>	GP3 <sup>1</sup>	LeBloc	PE2
SiO <sub>2</sub> (wt%)	49.45	47.76	46.50	47.90	46.34	47.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.17	19.63	18.61	19.67	19.46	21.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.68	10.92	13.00	10.13	10.78	8.96
MgO	3.33	3.69	4.16	3.73	3.94	2.93
CaO	9.33	12.11	11.85	10.29	12.12	11.54
Na <sub>2</sub> O	3.80	2.96	2.43	3.35	2.97	3.50
K <sub>2</sub> O	1.73	0.68	0.61	1.16	0.96	1.17
TiO <sub>2</sub>	2.65	3.11	3.14	2.56	2.80	2.48
MnO	0.28	0.09	0.11	0.20	0.14	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.53	0.16	0.13	0.39	0.37	0.50
Total	100.95	101.11	100.54	99.38	99.89	100.01

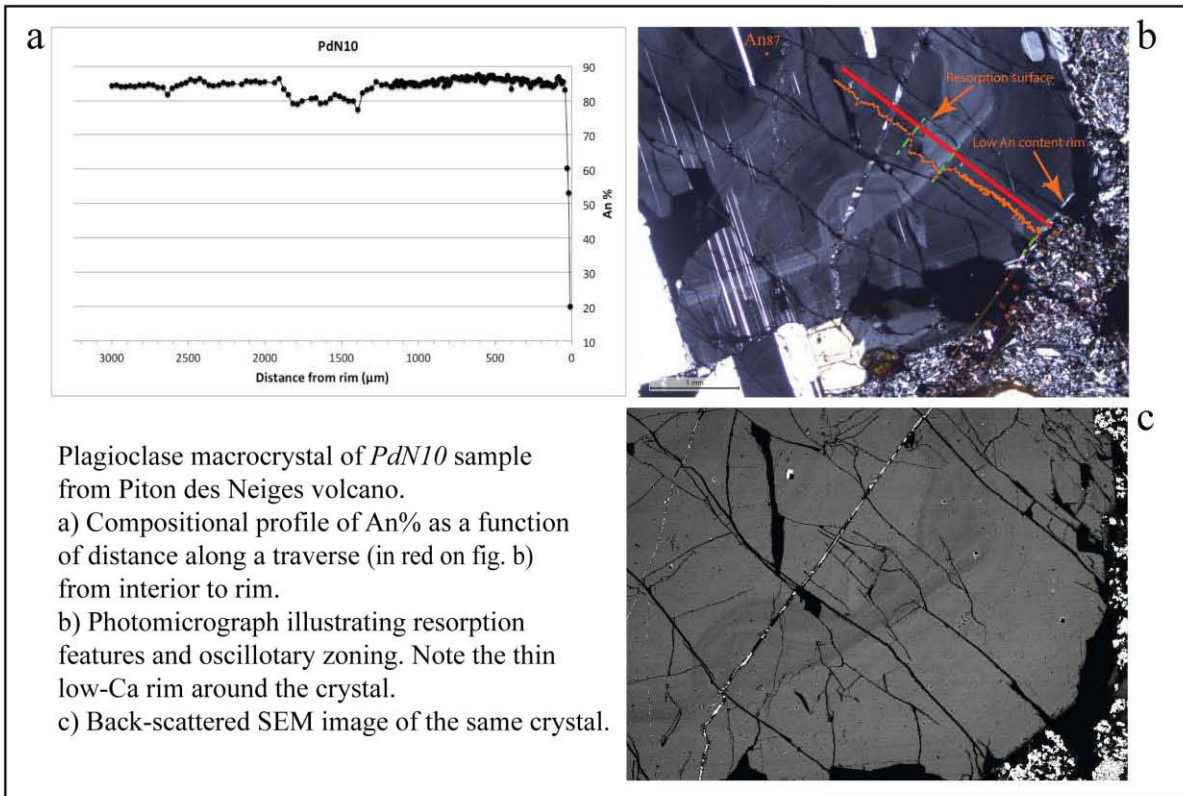
<sup>1</sup> Data from Boujibar (2009), using XRF

<sup>2</sup> Data from Smietana (2011), using XRF

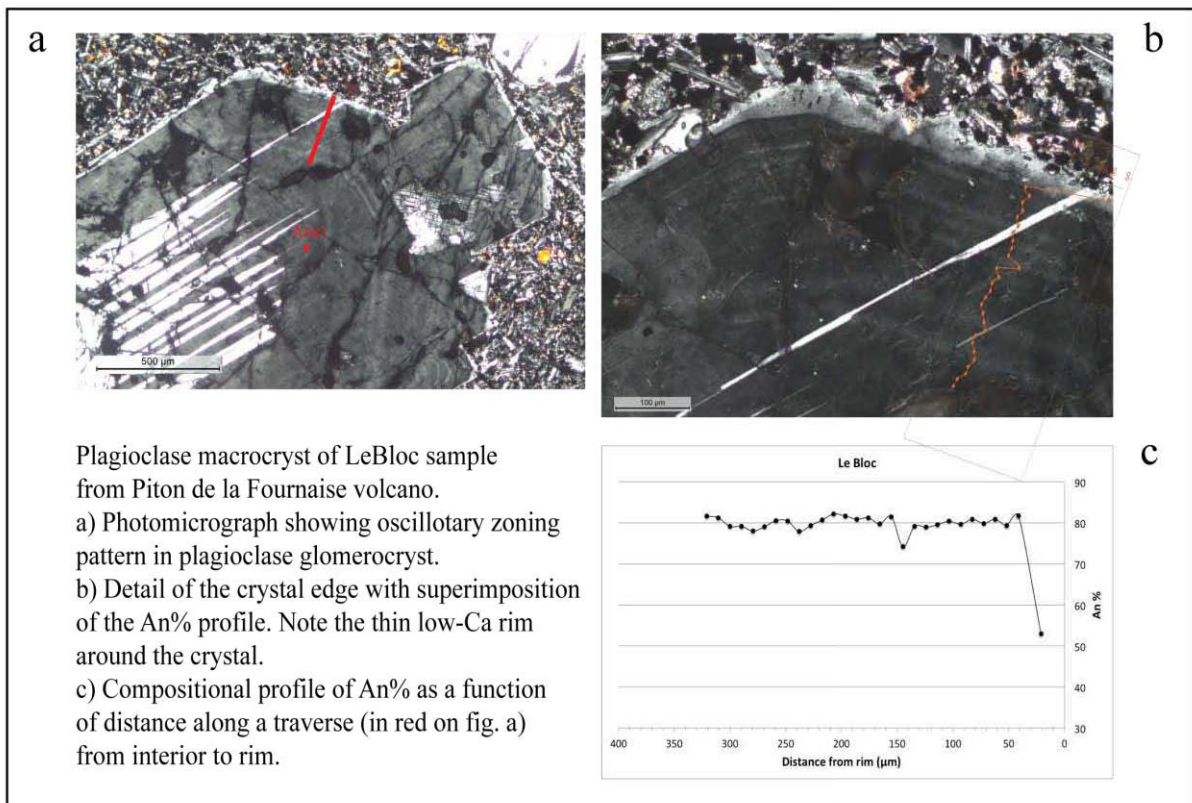
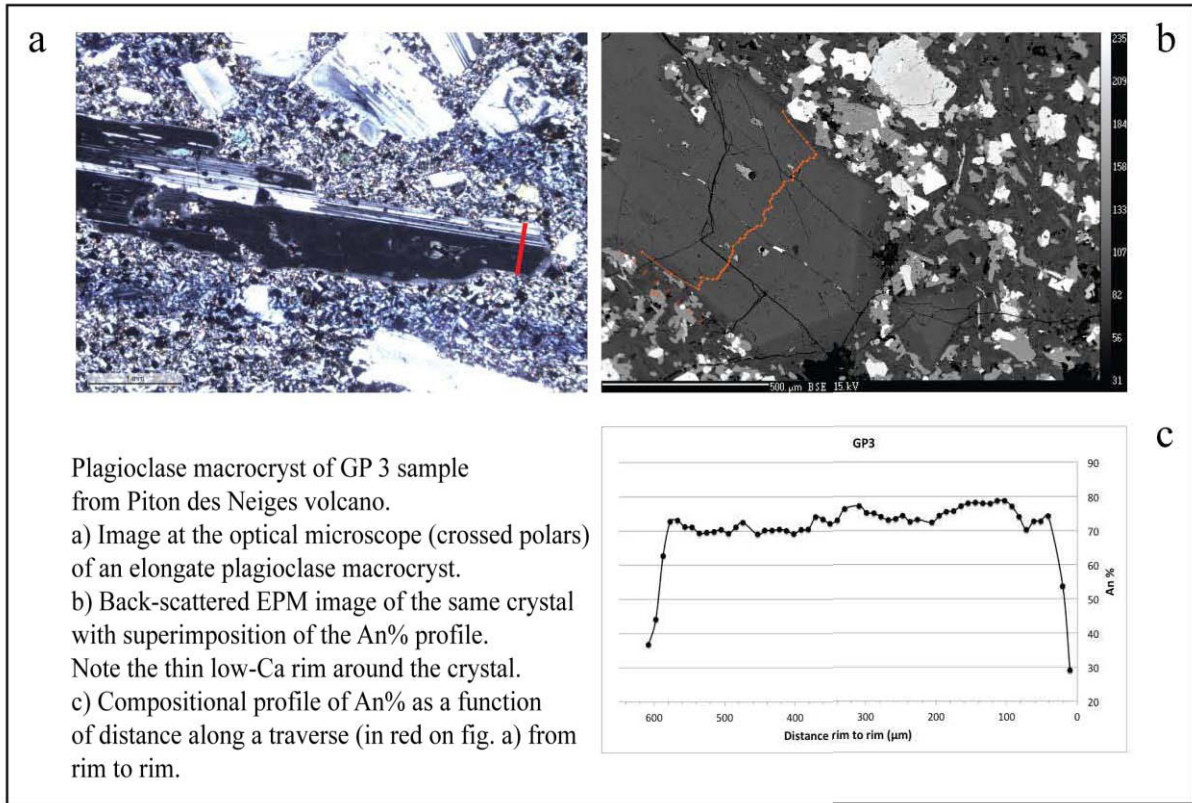
Electronic Appendix 4 - Feldspar compositions



Chemical composition of plagioclase macrocrysts and microlites from selected plagioclase-ultraphyric basalts from La Réunion (samples *PdN10*, *GP3*, *LeBloc*). An% profiles are shown below. Note that some microlite or macrocryst rim compositions are alkali feldspars.



Electronic Appendix 4 - continued



**Electronic Appendix 5 - Major element concentrations for PUB groundmass (using X-ray mapping by electron microprobe)**

Rock sample	HEN1	PdN10	GP3	LeBloc	PE2
SiO <sub>2</sub> (wt%)	52.38	47.96	47.85	49.44	49.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.18	14.02	15.95	15.70	16.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.18	12.26	12.24	9.64	8.96
FeO <sub>total</sub>	7.36	11.03	11.01	8.67	8.06
MgO	2.85	4.83	4.03	3.95	3.70
CaO	7.40	10.63	8.04	10.03	8.44
Na <sub>2</sub> O	5.16	2.87	4.41	4.03	4.57
K <sub>2</sub> O	2.48	1.33	1.87	1.53	2.07
TiO <sub>2</sub>	2.55	4.92	3.79	3.05	2.84
Total(*)	98.19	98.82	98.17	97.37	96.44

(\*): The total is calculated by considering Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

## Chapitre VI : Les cônes adventifs et les « Mid-Alkaline Basalts »

### Pétero-géochimie et inclusions magmatiques

---

Les cônes adventifs du Piton de la Fournaise possèdent des volumes et hauteurs variables (jusqu'à ~ 200 m de haut) et sont « satellites » au cône principal (Piton de la Fournaise s.s.). Ils sont essentiellement localisés en-dehors de la caldeira active de l'Enclos Fouqué, sur les flancs du massif du Piton de la Fournaise (s.l.), le long des rift-zones du volcan (cf. Fig.I.23). Ces appareils sont des cônes de scories résultant d'une activité explosive correspondant à des régimes hawaïen et strombolien. Ils sont associés à l'émission de coulées de lave parfois longues de plusieurs dizaines de kilomètres (Trous Blancs ou Piton Chisny, par exemple). Dans cette étude, nous nous sommes focalisés sur les cônes de la Plaine des Sables, la Plaine des Remparts, la Plaine des Cafres et du flanc Sud du massif (cf. Fig.III.1). Ces différentes zones correspondent aux rift zones NO-SE (ou N°120) et Sud (SVZ, cf. Fig.I.23). Excepté les trois cônes plus complexes de la Plaine des Sables (Piton Haüy, Piton Chisny et Demi-Piton), les cônes sont généralement considérés comme monogéniques, bien que le plus souvent, il n'existe pas d'étude détaillée. Pour la plupart d'entre eux, ils représentent d'importants volumes de magma émis, et résultent d'une explosivité forte, comparés aux éruptions actuelles et historiques.

Ce chapitre présente les premiers résultats d'une étude consacrée à la caractérisation des cônes adventifs d'un point de vue pétero-géochimique, en combinant l'étude des inclusions magmatiques et celle des laves. Une attention particulière a été portée au recyclage des cristaux d'olivine, ainsi qu'à un type particulier de laves définis, du fait de leur composition chimique particulière (cf. section I-3.2.3), comme les basaltes du « Groupe anormal » (AbG) du Piton de la Fournaise (e.g. Pichavant *et al.*, 2016). Les AbG ont également été émis lors de l'éruption de 1998 au sein de l'Enclos Fouqué, qui a formé le cratère Hudson. Il s'agit du seul exemple récent, et même historique, d'éruption de laves de type AbG.

Les échantillons étudiés (roche totale, minéraux et inclusions magmatiques) proviennent de cinquante-quatre cônes adventifs différents, recouvrant une période temporelle s'étendant de 60 000 ans BP (Piton Rouge, McDougall, 1971) à 381 ans (Piton Chisny, Morandi *et al.*, 2016), ainsi que du cratère Hudson. Les cônes adventifs les mieux préservés sont ceux de la Plaine des Sables, plus jeunes, tandis que ceux du flanc Sud du massif sont partiellement démantelés et recouverts par la végétation.

La première partie de ce chapitre s'intéresse à la pétrographie des laves des cônes adventifs et du cratère Hudson, ainsi qu'aux cristaux qu'elles contiennent. Les deuxième et troisième parties présentent respectivement les compositions chimiques obtenues sur les laves, notamment celles appartenant au « Groupe Anormal », puis sur les compositions des inclusions magmatiques. Enfin, les hypothèses sur la pétrogenèse de ces laves seront abordées en quatrième partie, où nous synthétisons et discutons les principales caractéristiques de ces magmas.

## **VI-1 : Pétrographie et chimie des minéraux**

### **VI-1.1. Texture des laves et minéralogie**

#### ***VI-1.1.1. Description générale***

Les échantillons sont prélevés au sein de coulées de lave ou parmi les projections. Quelque soit la nature de l'échantillon, différents types de lave se distinguent macroscopiquement, correspondant majoritairement à ceux observés parmi les laves historiques et actuelles du Piton de la Fournaise : des laves dites « aphyriques », plus ou moins sombres, des laves contenant des cristaux d'olivine en quantité variable, et des laves appelées « océanites », très riche en cristaux d'olivine (proportion d'olivine  $\geq 20$  % vol.). Différents degrés de vésicularité sont observés parmi les projections. Dans ce contexte, le terme « aphyrique » est utilisé pour décrire les laves qui ne présentent pas de cristaux visibles à l'œil nu, en opposition aux laves plus ou moins riches en olivine. Des cristaux de plagioclase sont parfois identifiables dans certaines laves, mais toujours accompagnés d'olivine : ce type de lave se trouve essentiellement dans les coulées (p.ex. l'échantillon 0615PHau-4, coulée du « Petit Haüy », cf. Fig.III.2, Chp.III). Les échantillons de coulée (ADC11 et 514SF2, cf. Fig.III.1d) du Piton Langevin (flanc Sud) ont la particularité de contenir des cristaux de pyroxène nettement identifiables et en quantité comparable à celle de l'olivine. Le pyroxène est également présent dans l'échantillon ADC6 de nature océanitique (Piton Entonnoir, flanc Sud). Des cumulats millimétriques d'olivine (dunite) sont observables dans certains échantillons de projection et de coulée (p.ex. 514SF27 et ADC14r des Fractures Matouta, flanc Sud, cf. Fig.III.1d). De petits cumulats gabbroïques sont présents dans l'échantillon du Piton Montvert (514SF16, flanc Sud, cf. Fig.III.1d). La Plaine des Sables est la seule zone du volcan où se trouvent fréquemment des enclaves centimétriques de roches grenues d'origine cumulative, incluses dans les laves du Piton

Chisny et du Piton Haüy. Elles sont majoritairement dunitiques, mais également wehrlitiques, et plus rarement gabbroïques.

Mis à part le fait que les coulées de lave localisées sur la Plaine des Sables sont particulièrement riches en enclaves cumulatives, les différents types de laves sont globalement répartis sur l'ensemble des rift zones étudiées. Nous pouvons cependant remarquer une fréquence plus importante des océanites dans les cônes adventifs du flanc Sud en comparaison avec les autres zones, particulièrement la Plaine des Sables. Des descriptions macroscopiques sur tous les échantillons étudiés sont disponibles en Annexe A.

L'observation microscopique confirme la prédominance de l'olivine en « macrocristaux » dans les échantillons, qui sont tous basaltiques. Compte tenu des marques texturales et chimiques de déséquilibre d'une grande partie des olivines (cf. ci-après, sections VI-1.1.2 et VI-1.2.1), les termes de « macrocristaux » ( $> 500 \mu\text{m}$ ) et « mésocristaux » ( $500 - 100 \mu\text{m}$ ) sont fréquemment utilisés dans ce chapitre, et étendus à l'ensemble des minéraux (clinopyroxènes et plagioclases). Cependant, nous gardons le terme de « microlites » pour définir les cristaux qui représentent clairement la mésostase des échantillons (notamment les plagioclases en baguettes). Ils sont le plus souvent inférieurs à  $100 \mu\text{m}$ , excepté parfois les microlites de plagioclase.

La texture des échantillons de coulée, comme celle des projections, est microlitique, avec toutefois une quantité variable de macrocristaux d'olivine, jusqu'à des proportions supérieures à 20 % vol. pour les océanites. Les basaltes « aphyriques » peuvent parfois contenir de rares macrocristaux d'olivine isolés, de tailles variables (jusqu'à  $\sim 2 \text{ mm}$ ). Certaines laves présentent quelques clinopyroxènes, plus ou moins nombreux, pouvant atteindre une taille de 1 mm, bien qu'elle soit rarement supérieure à  $500 \mu\text{m}$ . Le plagioclase, très abondant dans la mésostase de la plupart des échantillons, n'apparaît que rarement en macrocristaux. La mésostase, plus ou moins cristallisée selon les échantillons (microlites souvent  $> 100 \mu\text{m}$ ), est également constituée de plagioclase, d'olivine, d'oxydes ferro-titanés et de clinopyroxène. Il est relativement fréquent d'observer des microlites de plagioclase entre 200 et  $500 \mu\text{m}$  (par exemple dans les échantillons du Piton Haüy, non-montrés). Hors microlites, des cristaux de plagioclase de taille  $\sim 1 \text{ mm}$  sont parfois présents dans quelques rares échantillons. La **figure VI.1** réunit différentes photographies d'échantillons en lames mince représentatifs de la plupart des laves des cônes adventifs.

Deux échantillons de la coulée du Piton Langevin (ADC11 et 514SF2, flanc Sud), renferment des cristaux millimétriques d'orthopyroxène, dont un d'environ 1 cm (ADC11,

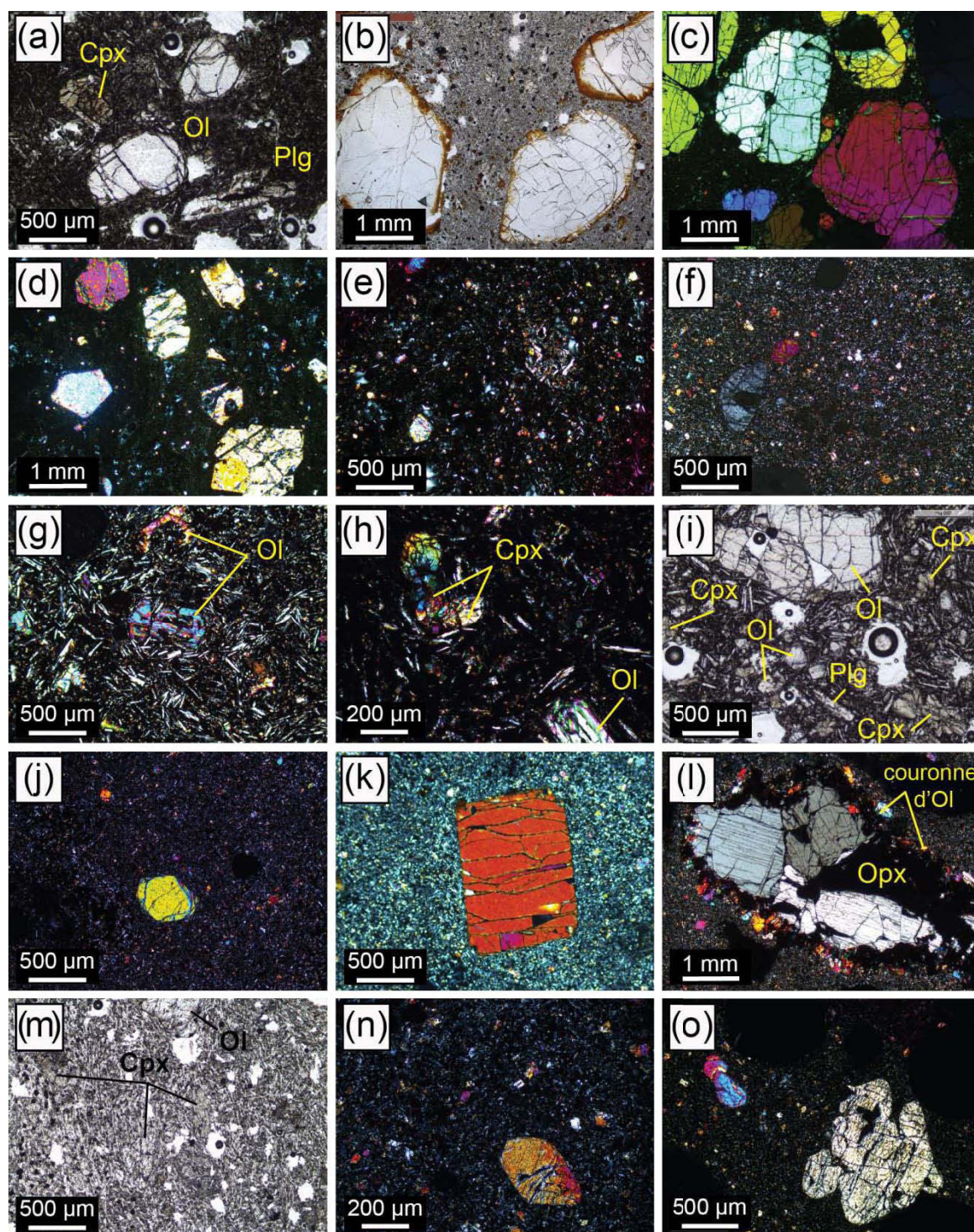
Fig.VI.11). Ce minéral n'a jamais été observé en cristaux millimétriques dans les laves réunionnaises. Les très rares occurrences d'orthopyroxène à La Réunion ont été notées dans des cumulats gabbroïques, sous forme de microcristaux interstitiels (Kornprobst et Bachèlery, 1984 ; Brugier, 2016). Il faut noter qu'aucun orthopyroxène n'a été observé dans l'échantillon pyroclastique de ce même cône volcanique (514SF5). Bien que l'origine de ces cristaux dans la coulée du Piton Langevin reste à déterminer, la couronne réactionnelle constituée d'olivines très magnésiennes ( $Fo > 90$ ) indique qu'il s'agit de xénocristaux d'orthopyroxène. La déstabilisation dans le liquide basaltique formerait ce type de bordure constituée de forstérite et de liquide interstitiel (Bachèlery *et al.*, 2014).

Les observations macroscopiques et microscopiques des laves des cônes adventifs témoignent de caractéristiques texturales et pétrographiques globalement similaires à celles des laves historiques du Piton de la Fournaise (s.s).

#### ***VI-1.1.2. Textures de déséquilibre***

La **figure VI.2** illustre diverses marques de déséquilibre observées dans les cristaux d'olivine, minéral prédominant dans les basaltes des cônes adventifs et de Hudson. Des olivines automorphes et/ou squelettiques sont présentes dans la majorité des échantillons. Les olivines squelettiques sont issues d'une croissance rapide, hors équilibre, contrôlée par la diffusion (cf. photographies sous microscope optique en Fig.VI.2a,b,c). Des fragments d'olivine apparaissent dans certains échantillons (Fig.VI.2d,e), impliquant le démantèlement d'un « solide » préexistant. Les images acquises grâce aux électrons rétrodiffusés (BSEI) permettent aussi d'observer des olivines squelettiques, dont les lacunes peuvent avoir été remplies par la matrice environnante au cours de la croissance du cristal (Fig.VI.2f,g). Ces images mettent également en évidence de nombreuses marques de résorption des cristaux d'olivine, correspondant à la dissolution des bords de cristal par déséquilibre chimique ou thermique (Fig.VI.2h,i).

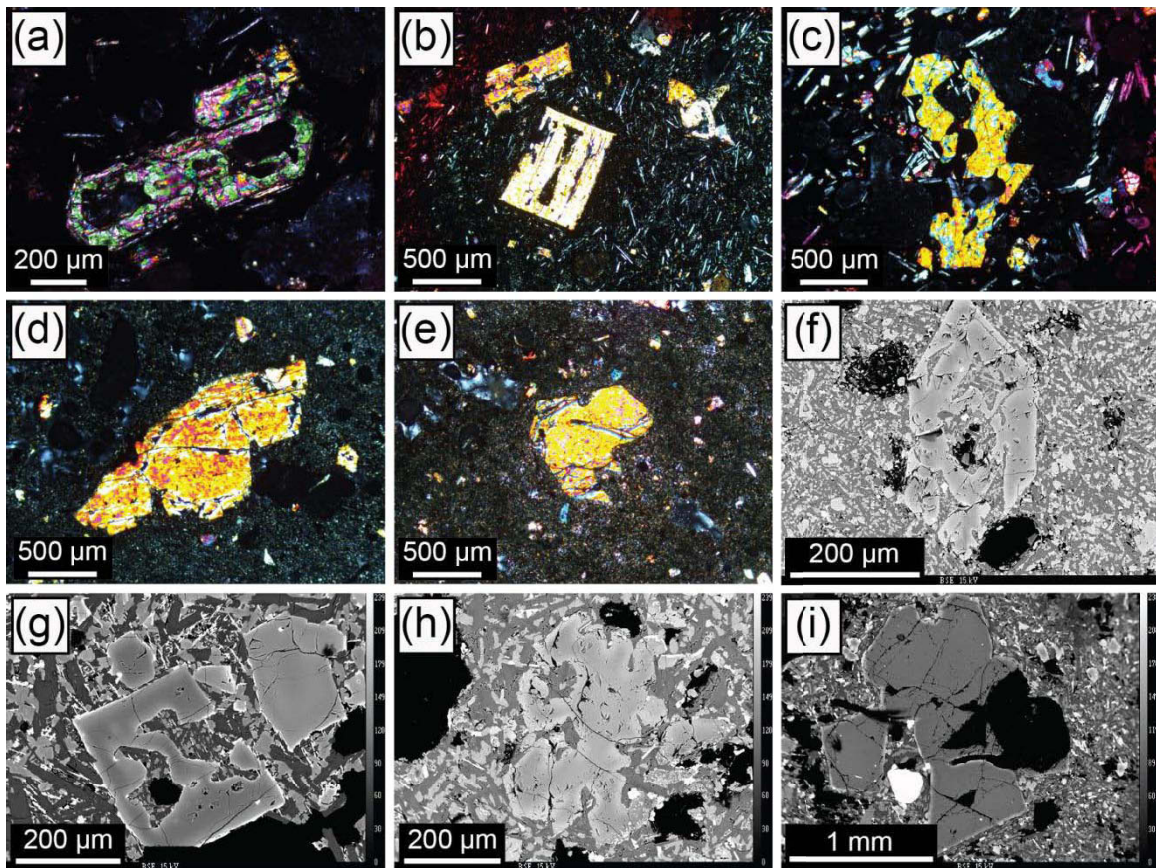




**Figure VI.1 :** Photographie d'échantillons des laves de cônes adventifs au microscope optique, en lumière transmise polarisée analysée (LPA) ou non-analysée (LPnA). (a) Basalte très riche en macrocristaux d'olivine, contenant également des macrocristaux et mésocristaux de clinopyroxène et plagioclase (ADC1 : Piton Charrié), en LPnA. (b) Océanite montrant des marques d'iddingsitisation sur les bords des macrocristaux d'olivine, en LPnA. De nombreux oxydes sont reconnaissables dans la matrice (ADC2 : Piton Rosile). (c) Océanite (ADC6 : Piton Entonnoir 2) en LPA. (d) Océanite (514PC10 : Piton de Caille) en LPA. (e) Basalte « aphyrique » (514PR5 : Cratère Commerson) en LPA. (f) Basalte « aphyrique », avec de très rares cristaux d'olivine (ADC26 : Piton Mahot), en LPA. (g) Basalte « aphyrique » contenant de rares mésocristaux d'olivine, en LPA. La matrice est très riche en microlites de plagioclase (514Hud2 : Cratère Hudson). (h) Basalte « aphyrique » contenant de rares mésocristaux voire macrocristaux d'olivine et quelques-uns de clinopyroxène (~ 500 microns, ADC1



514Hud2 ADC8 : Cratère Hudson), en LPA. (i) Basalte à olivine contenant également de nombreux mésocristaux de clinopyroxène et de plagioclase (ADC8 : Piton La Mare), en LPnA. (j) Basalte à olivine montrant un mésocristal d'olivine automorphe aux bords légèrement arrondis (ADC11 : Piton Langevin), en LPA. (k) Basalte à olivine montrant un macrocristal d'olivine automorphe (ADC11 : Piton Langevin), en LPA. (l) Basalte à olivine contenant un cristal d'orthopyroxène de plus d'un centimètre, avec une couronne réactionnelle d'olivines très magnésiennes (ADC11 : Piton Langevin), en LPA. (m) Basalte contenant des mésocristaux voire macrocristaux de clinopyroxène et d'olivine, en LPnA. La mésostase est très riche en microlites de plagioclase. (ADC12 : nom de cône inconnu du flanc Sud). (n et o) Basalte avec de rares mésocristaux (n) voire macrocristaux (o) d'olivine (ADC27 : Piton Mahot) en LPA. On peut noter la présence de macrocristaux d'olivine par croissance dendritique de sous-unités parallèles (o), telles que décrites par Welsch *et al.* (2013). *Ol*, olivine ; *Cpx*, clinopyroxène ; *Plg*, plagioclase ; *Opx*, orthopyroxène.

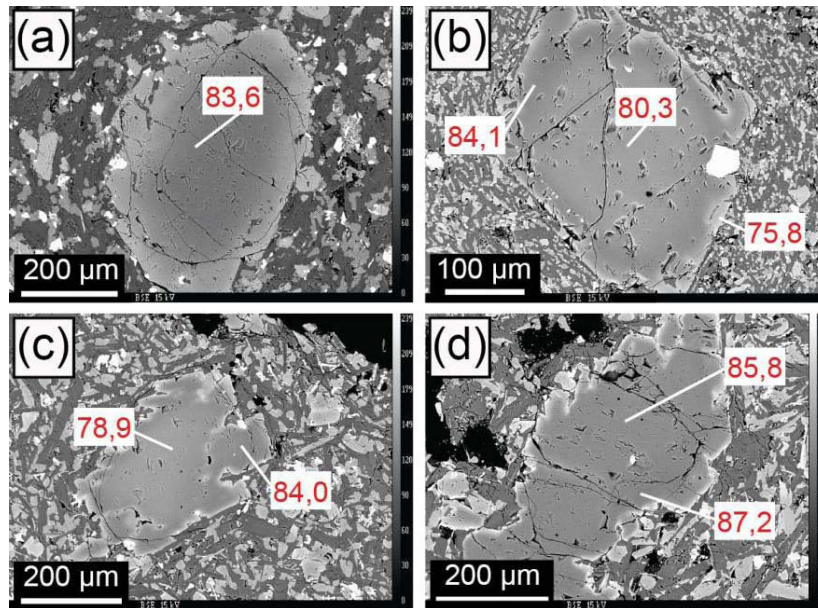


**Figure VI.2 :** Echantillons des laves de cônes adventifs en lame mince montrant des textures de déséquilibre de cristaux d'olivine. (a – e) Photographies au microscope optique en LPA. (f – h) Images en électrons rétrodiffusés (BSEI) réalisées à la microsonde électronique (LMV). (a) Olivine squelettique de l'échantillon 514Hud3 (Cratère Hudson). (b) Olivine squelettique de l'échantillon 514PS26 (Piton Rouge). (c) Olivine squelettique de forme complexe, aux bords arrondis, de l'échantillon 514PS17 (Piton Chisny, cratères Aubert de la Rüe). (d) Fragment d'olivine de l'échantillon 514PC10 (Piton de Caille). (e) Fragment d'olivine de l'échantillon 514PC10 (Piton de Caille). (f) Olivine squelettique de l'échantillon 0615Hau-A8 (Piton Haüy). (g) Olivine squelettique de l'échantillon ADC21 (Piton Bleu). (h) Olivine de forme très irrégulière aux bords arrondis, reflétant un phénomène de résorption (échantillon 0615Hau-G1 : Piton Haüy). (i) Cristal d'olivine d'environ 2 mm, présentant des bords arrondis et concaves typiques d'une résorption partielle (échantillon ADC23 : Piton de Caille).

### VI-1.1.3. Zonation des cristaux

S'il est très habituel d'observer des plagioclases et clinopyroxènes zonés dans les basaltes comme ceux des cônes adventifs et de Hudson, les zonations sont bien plus difficiles à préserver dans les cristaux d'olivine. En effet, si l'olivine reste suffisamment longtemps à haute température, elle se rééquilibre beaucoup plus rapidement que le plagioclase et le clinopyroxène (par diffusion Fe-Mg), et les zonations ne sont pas préservées. La **figure VI.3** montre des cristaux d'olivine zonés dans certains échantillons du Piton Haüy (Plaine des Sables), mis en évidence en BSEI (microsonde électronique), où les teintes les plus claires correspondent aux compositions les plus riches en fer. Certaines olivines présentent une zonation normale, c'est-à-dire une teneur en Fo plus riche au cœur que sur les bordures (Fig.VI.3a), en accord avec une évolution « classique » de la croissance du cristal dans un liquide magmatique évoluant progressivement vers des compositions plus différenciées. Ce type de zonation est commun dans les olivines du Piton de la Fournaise (Salaün *et al.*, 2010; Welsch *et al.*, 2009). Au contraire, d'autres cristaux montrent une zonation inverse en BSEI, confirmée par les analyses chimiques, montrant un écart plus ou moins important de teneur en forstérite entre les cœurs et les bordures (Fig.VI.b,c,d). Les zonations chimiques témoignent de fluctuations rapides des conditions régnant dans la chambre magmatique. Les olivines aux zonations inverses ont fini de cristalliser dans un liquide plus magnésien, comme dans le cas d'une réinjection de magma plus basique dans le réservoir. Dans tous les cas, les cristaux d'olivine de nos échantillons ont une bordure externe et fine nettement plus claire (Fig.VI.3), avec une composition identique à celle de la plupart des microlites d'olivine de la matrice environnante (non-montré). Il s'agit donc d'une cristallisation tardive.

Des marques de dissolution sont également visibles pour les cristaux de la Figure VI.3 (notamment VI.3a, c et d), aux bords arrondis et très irréguliers, typiques de la résorption.



**Figure VI.3 :** Imagerie en électrons rétrodiffusés (BSEI) réalisée à la microsonde électronique (LMV), montrant les zonations des cristaux d’olivine d’échantillons du Piton Haüy. Les valeurs en rouge indiquent la teneur en forstérite (Fo%) mesurée à la microsonde électronique en un point donné. (a) Cristal aux bords arrondis (résorption) présentant une zonation normale, avec une teneur en Fo décroissante du cœur vers les bords (échantillon 0615Hau-10). (b) Cristal automorphe aux bords relativement bien conservés, présentant une teneur plus faible en Fo au cœur du cristal qu’en bordure, typique d’une zonation inverse. Les teneurs les plus faibles correspondent à la bordure externe plus claire en BSEI du cristal (0615Hau-A8). (c) Cristal présentant une zonation inverse, aux bords irréguliers, résorbés (0615Hau-H1). (d) Cristal aux bords très irréguliers (résorption) présentant une zonation inverse non-visible par la BSEI (0615Hau-H1). Pour chaque cristal, la bordure externe très claire en BSEI présente une teinte comparable à celle des microlites d’olivine environnants.

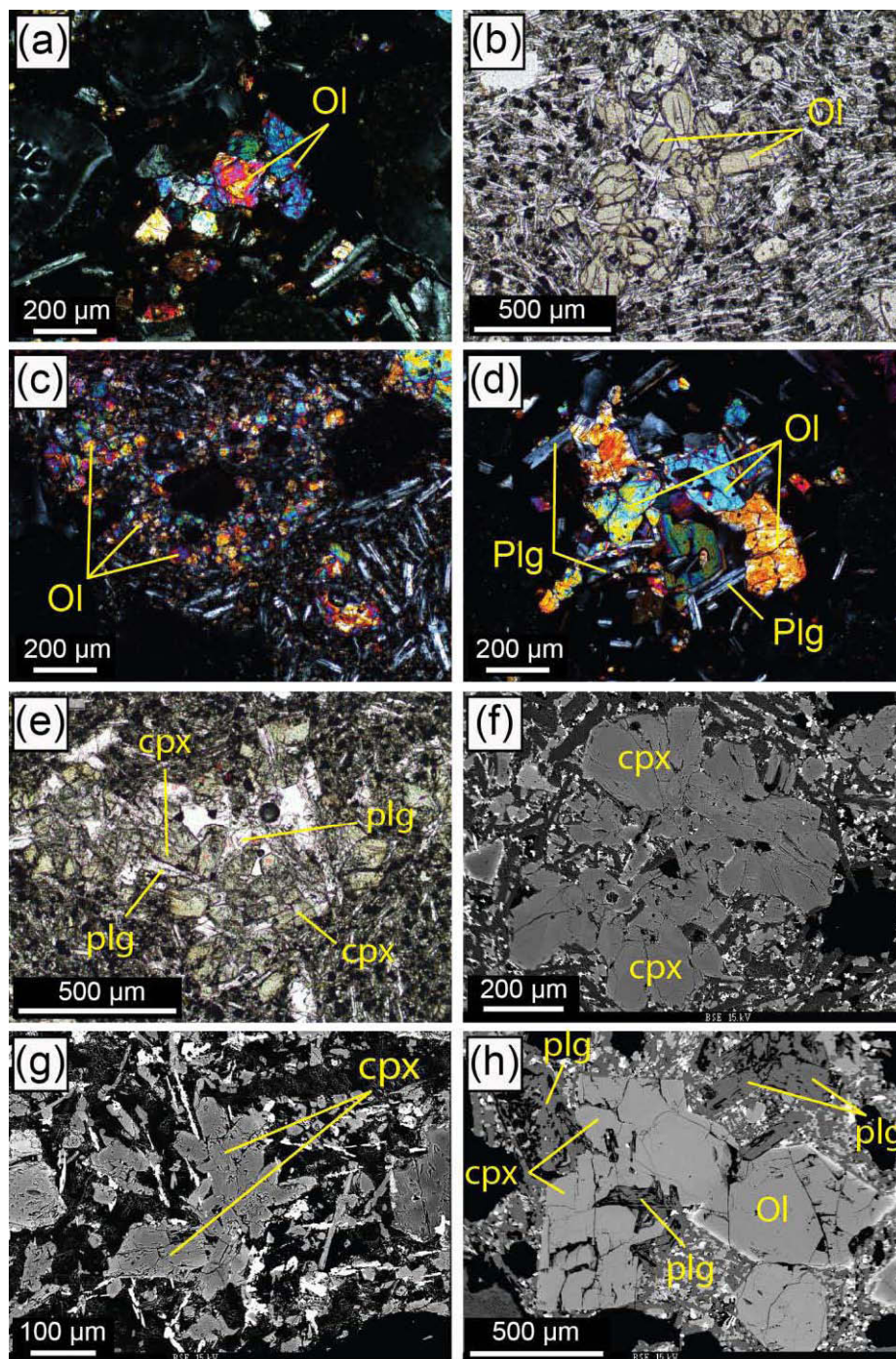
#### VI-1.1.4. Agrégats de cristaux

Les cristaux de taille généralement inférieure au millimètre se présentent parfois sous forme d’agrégats, plus ou moins fréquents selon les échantillons des laves des cônes adventifs. Bien qu’il s’agisse le plus souvent de mésocristaux d’olivine, différentes variétés d’agrégats poly-cristallins, composés de mésocristaux non-orientés, positionnés aléatoirement, apparaissent au sein des échantillons : agrégats de type olivine-plagioclase, clinopyroxène-plagioclase ou encore olivine-clinopyroxène-plagioclase. Ces différents types d’agrégat sont illustrés en **figure VI.4**. Les plus fréquents sont les agrégats de mésocristaux d’olivine polyhédrale (Fig.VI.4a et b), également décrits dans les laves de 2005 par Welsch (2010) et Welsch *et al.* (2013). Selon ces auteurs, ces « groupes » de mésocristaux (clusters) peuvent être constitués d’olivines polyhédrales ou dendritiques, qui se sont « attachées » de façon non-ordonnée après avoir grandi dans une fraction de liquide significative. Un agrégat de microcristaux d’olivine, xénomorphes et non-orientés, est également observé dans un échantillon du Piton Hyacinthe (Plaine des Cafres, Fig.VI.4c). Ces caractéristiques sont

cohérentes avec un agrégat de type dunitique, comme ceux décrits dans des coulées de l'éruption de 2007 (Welsch *et al.*, 2013). Des agrégats poly-cristallins constitués d'olivine et de plagioclase sont observés dans de rares échantillons (p.ex. la phase terminale du Piton Chisny, Fig.VI.4d). Ils présentent des textures similaires à un glomérocrystal dont les cristaux, baignant ensemble dans un liquide magmatique, sont agrégés par tension de surface, et s'interpénètrent lors de la croissance cristalline. Certains échantillons contiennent des agrégats de mésocristaux de clinopyroxène, voire de clinopyroxène et plagioclase (Fig.VI.4e,f,g). Dans certains cas, les cristaux de clinopyroxène et de plagioclase se recoupent (non-montré), témoignant de la cristallisation simultanée des deux phases minérales. Il faut noter que, s'il a été constaté pour les laves récentes que les agrégats clinopyroxène-plagioclase sont dépourvus d'olivine et de spinelle, et que ceux constitués d'olivine et de spinelle sont dépourvus de clinopyroxène et de plagioclase (Welsch *et al.*, 2009), certaines laves des cônes adventifs présentent des combinaisons variables, comme olivine-plagioclase (cf. ci-dessus), voire même des agrégats olivine-clinopyroxène-plagioclase (Fig.VI.4h).

**Figure VI.4 (page suivante) :** Agrégats millimétriques de cristaux observés dans les lames minces des échantillons de cônes adventifs. (a – e) Photographies au microscope optique en lumière transmise. (f – h) BSEI. (a) Agrégat de mésocristaux d'olivine, en LPA (514PS17 : Piton Chisny, cratères Aubert de la Rüe). (b) Agrégat de mésocristaux d'olivine avec mésostase interstitielle, en LPnA (ADC12 : n.c., flanc Sud). (c) Cristaux non-automorphes d'olivine agrégés (en « microcristaux », < 100 µm, non-orientés, de type dunitique, en LPA (514PC15 : Piton Hyacinthe). (d) Agrégat de mésocristaux d'olivine et de plagioclase, en LPA (514PS17 : Piton Chisny, cratères Aubert de la Rüe). (e) Agrégat de mésocristaux de clinopyroxène et de plagioclase, en LPnA (ADC3 : Piton du Relais). (f) Agrégat de mésocristaux de clinopyroxène (ADC8, Piton La Mare). (g) Agrégat de mésocristaux de clinopyroxène (0615PHau-4, Piton Haüy). (h) Agrégat de mésocristaux voire macrocristaux d'olivine, clinopyroxène et plagioclase (ADC18, n.c., flanc Sud). *Ol*, olivine ; *Cpx*, clinopyroxène ; *Plg*, plagioclase (n.c., nom de cône inconnu).





## VI-1.2. Composition des minéraux

### VI-1.2.1. Les olivines

Les analyses chimiques des minéraux ont montré qu'il existe plusieurs populations d'olivine dans un même échantillon (au sein d'une même lame mince), c'est-à-dire des macrocristaux (ou mésocristaux) d'olivine aux teneurs en forstérite

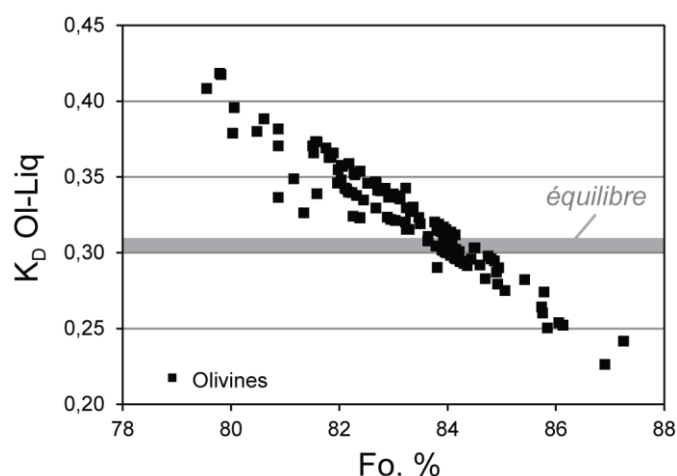
(Fo. % =  $[\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})] \times 100$ ) très variables. Les microlites d'olivine ne sont pas considérés dans cette section.

La teneur maximale en Fo des olivines de chaque échantillon est systématiquement au-dessus de 82 %, et peut atteindre 88 %. Une inclusion d'un échantillon de Hudson est même contenue dans une olivine 88,2 Fo.% (cf. Chapitre IV et Partie VI-3). De façon générale, la quasi-totalité des échantillons analysés possède des cristaux d'olivine Fo > 83, et les olivines les moins magnésiennes sont rarement en-dessous de 80 Fo.%. La teneur moyenne en forstérite sur l'ensemble des olivines (cœurs) de nos échantillons est de 82,2 %. À titre de comparaison, les teneurs maximales en forstérite des olivines des laves historiques semblent présenter un seuil à 84 Fo.% (e.g. Boivin et Bachèlery, 2009; Villemant *et al.*, 2009; Welsch *et al.*, 2009). Il est donc plus fréquent d'échantillonner des olivines plus magnésiennes, dans les laves des cônes adventifs. Les olivines des laves du cratère Hudson présentent les mêmes caractéristiques que celles des laves des cônes adventifs.

Les olivines Fo > 85, de tailles très variables (< 100  $\mu\text{m}$  à ~ 3 mm), se retrouvent aussi bien dans des laves « aphyriques » que dans les laves à olivine. Elles sont cependant beaucoup plus rares dans les océanites, dont la teneur en Fo des olivines ne dépasse pas 84,5 %, excepté pour un échantillon (ADC2). Les olivines Fo > 85 présentent régulièrement des marques texturales de déséquilibre (dissolution des bords, lacunes), et quelques unes appartiennent à des agrégats cristallins (constitués exclusivement d'olivine). Les olivines les plus magnésiennes sont échantillonnées aussi bien sur la Plaine des Sables que la Plaine des Cafres, ou encore sur le flanc Sud. Nos échantillons du cratère Hudson présentent des olivines jusqu'à Fo<sub>88,2</sub> (olivine hôte d'une inclusion magmatique, cf. Chapitre IV et Tableau III.1).

Si la répartition des olivines les plus magnésiennes ainsi que leurs caractéristiques texturales semblent relativement aléatoires parmi les cônes adventifs et Hudson, il apparaît clairement que les olivines Fo > 85 ne sont pas à l'équilibre avec leur lave hôte. La **figure VI.5** montre les coefficients de répartition Fe-Mg entre les olivines et leur lave hôte ( $K_D^{Fe-Mg}_{Ol-Liq}$ ) en fonction de la teneur en Fo. % au cœur du cristal. Il faut noter que, puisqu'aucun verre n'a pu être analysé (en raison de la cristallisation avancée des mésostases dans la plupart des échantillons), les compositions de liquide (lave hôte) considérées sont celles obtenues par les analyses sur roche totale (cf. section III-2.1). Ainsi, pour limiter le biais de composition lié à l'accumulation, seuls les basaltes « aphyriques » contenant de rares cristaux sont pris en compte dans ces calculs. La teneur en MgO de ces basaltes est comprise entre 8,47 et 9,91 pds.%. L'olivine est considérée à l'équilibre avec sa lave hôte lorsque les valeurs de  $K_D$  sont comprises

entre 0,30 et 0,31 incluses, sur la base de la valeur d'équilibre à 0,306 pour les laves de La Réunion (Fisk *et al.*, 1988). Les calculs révèlent que seules les olivines avec une Fo comprise entre 83,6 et 84,8 % (moyenne de 84,1 %) sont à l'équilibre avec leur lave hôte (Fig.VI.5). Toutefois, il est possible qu'une plus large gamme de Fo des olivines, inférieure à 83,6 %, soit à l'équilibre avec le liquide hôte, si l'on considère un  $K_D$  d'équilibre à 0,33 par exemple, comme il l'a été suggéré récemment (Brugier, 2016).



**Figure VI.5 :** Coefficient de répartition Fe-Mg entre les olivines (cœurs) et leur lave hôte respective ( $K_D$  Ol-Liq) versus la teneur en forstérite (Fo.%) des olivines (cœurs). La zone grisée correspond aux valeurs de  $K_D$  comprises entre 0,30 et 0,31, considérées comme valeurs d'équilibre entre l'olivine et la lave hôte (~ 0,306, d'après Fisk *et al.*, 1988). Seules les olivines des laves relativement « aphyriques » sont représentées.

### VI-1.2.2. Les pyroxènes, plagioclases et spinelles

Le clinopyroxène est surtout présent au sein de la mésostase des laves, mais apparaît également sous forme de mésocristaux voire de macrocristaux dans certains échantillons, parfois en quantité relativement importante (p.ex. dans les échantillons ADC8 et ADC12). Il peut aussi se présenter au sein d'agrégats poly-cristallins (cf. Fig.VI.4e,f,g). Ce sont essentiellement des augites, avec également quelques diopsides (Fig.VI.6a). Le Piton Langevin (flanc Sud) a émis un cas exceptionnel de coulée (échantillons ADC11 et 514SF2) contenant quelques orthopyroxènes (enstatites, Fig.VI.6a) millimétriques, dont un d'environ 1 cm (ADC11, Fig.VI.11). Aucun orthopyroxène n'a été observé dans les projections de ce même cône adventif.

Les mésocristaux et macrocristaux de clinopyroxène ont une composition moyenne de  $En_{48}Fs_{12}Wo_{40}$ . Il s'agit de la même composition que les augites des laves historiques (période de 1977 à 1998, éruption de Hudson incluse) de Boivin et Bachèlery (2009). Contrairement à



ces travaux, aucun pyroxène parmi nos échantillons ne rentre dans la catégorie des « augites magnésiennes », identifiée par ces auteurs. Les clinopyroxènes des cônes adventifs et de Hudson sont tout de même largement dans la gamme de composition de ceux des laves historiques de la période 1977-1998, et sont donc issus d'un magma chimiquement très semblable. Les clinopyroxènes de Hudson (514Hud2, cette étude) sont également dans la gamme de compositions de ceux de Boivin et Bachèlery (2009). La composition moyenne des microlites des cônes adventifs et de Hudson (514Hud2) est  $En_{41}Fs_{15}Wo_{44}$ . Celle des rares orthopyroxènes du Piton Langevin est  $En_{83}Fs_{13}Wo_4$ . Certains bords de clinopyroxène sont plus riches en magnésium que les cœurs correspondant, témoignant des nombreuses zonations affectant couramment ces cristaux, également visibles en BSEI (non-montré). Les compositions des clinopyroxènes en agrégat sont dans la gamme de celles des cœurs des méso- ou macrocristaux. Les cœurs des clinopyroxènes présentent un  $Mg\#$  ( $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) compris entre 0,72 et 0,87 (valeur moyenne de 0,81). En comparaison, celui des orthopyroxènes est compris entre 0,87 et 0,89.

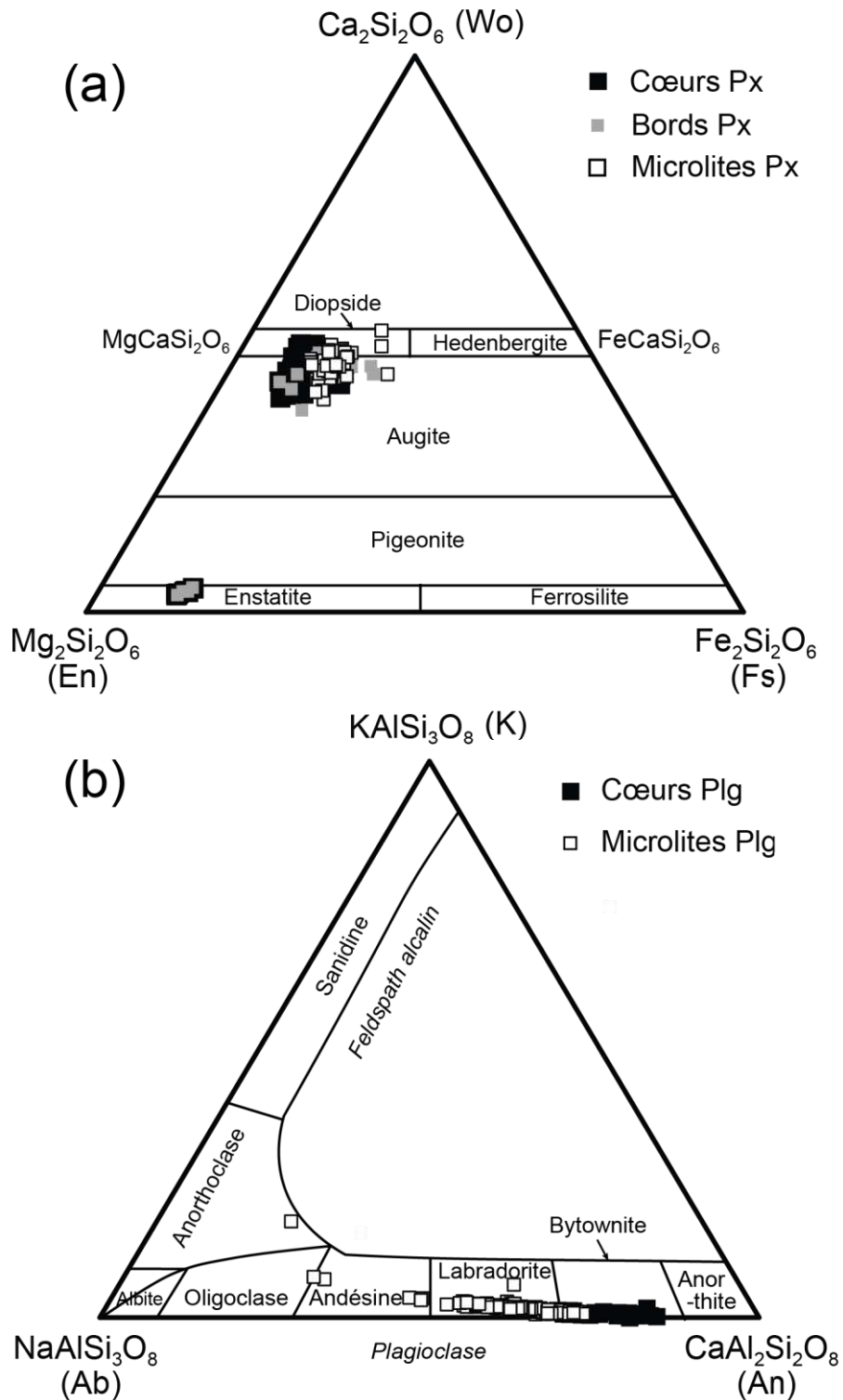
Pour des magmas de compositions similaires, le rapport Al/Ti des clinopyroxènes est un marqueur des conditions de pression de cristallisation : il augmente avec la pression (e.g. Boivin, 1982; Boumehdi, 1988). D'après Boivin et Bachèlery (2009), le rapport Al/Ti moyen des clinopyroxènes des laves historiques (1977-1998, Hudson inclus) est de 5,03 pour les « augites magnésiennes », et de 3,98 pour les augites. Pour ceux des cônes adventifs de cette étude, le rapport moyen est de 4,29 au cœur des méso- ou macrocristaux (y compris ceux en agrégats) et de 2,77 pour les microlites. Plus précisément, les rapports pour les méso- ou macrocristaux sont compris entre 2,20 et 7,55 (valeur maximale obtenue dans un clinopyroxène de l'échantillon 514SF2 du Piton Langevin), la majorité étant supérieure à 4. Le rapport Al/Ti des clinopyroxènes (cœurs) de Hudson (514Hud2, cette étude) est de 4,14.

Ces résultats suggèrent que les clinopyroxènes des cônes adventifs, ou encore ceux de Hudson, proviennent de niveaux similaires à ceux du groupe des augites des laves historiques de Boivin et Bachèlery (2009), niveaux supposés moins profonds que ceux caractéristiques de la cristallisation des « augites magnésiennes », ou bien qu'ils ont subi un rééquilibrage chimique à faible profondeur. La question de l'origine et de la signification des quelques orthopyroxènes millimétriques voir centimétriques de la coulée du Piton Langevin n'est pas complètement résolue.

Le plagioclase est très présent sous forme de microlites plus ou moins gros dans les laves des cônes adventifs et Hudson comme dans l'ensemble des laves réunionnaises. Toutefois, il

n'est pas rare d'observer des cristaux de plagioclase de taille nettement supérieure à 100 microns (taille maximale communément admise pour les microlites), certains pouvant atteindre un peu plus d'un millimètre, et être alors considérés comme des méso- ou macrocristaux. Les plagioclases se trouvent également au sein d'agrégats poly-cristallins, avec d'autres minéraux (agrégat olivine-plagioclase ou clinopyroxène-plagioclase). Il s'agit essentiellement de bytownites et labradors (Fig.VI.6b), avec des compositions qui varient de  $An_{65,1}Ab_{33,3}Or_{1,6}$  à  $An_{84,5}Ab_{15,3}Or_{0,2}$  pour les méso- ou macrocristaux, et de  $An_{20,3}Ab_{62,4}Or_{17,3}$  à  $An_{73,0}Ab_{26,2}Or_{0,8}$  pour les microlites. Les plagioclases des cônes adventifs ont des compositions très cohérentes avec ceux des laves historiques (Boivin et Bachèlery, 2009), y compris ceux de Hudson (d'après les teneurs en CaO,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  et  $Na_2O$ , non-montrées), en accord avec un liquide parental similaire, chimiquement de même nature. Les compositions des plagioclases en agrégat sont le plus souvent dans la gamme de celles des méso- ou macrocristaux.

**Figure VI.6 (page suivante):** (a) Compositions des pyroxènes (cœurs et bords des méso- ou macrocristaux et microlites) des cônes adventifs dans un diagramme ternaire Enstatite-Ferrosilite-Wollastonite. (b) Compositions des plagioclases (cœurs de méso- ou macrocristaux et microlites) des cônes adventifs dans un diagramme ternaire Albite-Anorthite-Orthose.



Les spinelles sont essentiellement chromifères et se présentent soit en inclusion au sein des olivines soit isolés dans la matrice. Seuls quelques spinelles ont été analysés dans cette thèse. Le Cr# (Cr/Cr+Al) moyen est de 0,60 (compris entre 0,50 et 0,71) et le Mg#

(Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>) de 0,51 (de 0,28 à 0,62). Ces valeurs sont dans la gamme de compositions de la plupart des spinelles chromifères des laves de La Réunion et notamment ceux des laves historiques (Albarède *et al.*, 1997; Sobolev et Nikogosian, 1994; Welsch *et al.*, 2009).

En conclusion, si **l'olivine est le minéral prépondérant** au sein des laves des cônes adventifs et de celles émises par le cratère Hudson, les **marques de déséquilibre textural et chimique** impliquent qu'une grande partie de ces « **macrocristaux** » d'olivine, isolés ou sous forme d'agrégats poly-cristallins, est issue d'une **histoire complexe** liée aux **fluctuations des conditions magmatiques** dans le/les réservoir(s), combinées à d'importants processus de **recyclage des cristaux**.

## VI-2 : Géochimie des laves

### VI-2.1. Compositions en éléments majeurs

L'ensemble des données considérées sur les laves des cônes adventifs et de Hudson (cette étude, cf. Chapitre III, et études précédentes non-publiées) est représenté en **Figure VI.7** (cf. « Cônes adventifs »). Comme il l'a été présenté dans le Chapitre I (cf. section I-2.1), les « Steady-State Basalts » (SSB) et les « basaltes à olivine » (parmi lesquels figurent les océanites) représentent les « Séries Océanitiques » de La Réunion, c'est-à-dire des séries où prédomine l'olivine. Les laves historiques du Piton de la Fournaise appartiennent à ces séries. À l'inverse, les « laves différenciées », ou « Séries Différenciées » de La Réunion, sont des laves qui évoluent par fractionnement d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase. Elles sont représentées par une partie des laves du Piton des Neiges, mais également par une séquence de laves plus anciennes que celles du massif du Piton de la Fournaise proprement dit (> 450 ka, cf. section I-2.1.2).

La figure VI.7a montre que les laves des cônes adventifs, ainsi que celles de Hudson, définissent majoritairement une tendance distincte de celles décrites ci-dessus. Cette tendance a été identifiée dans différents travaux et nommée « Groupe Anormal » ou AbG (e.g. Lénat *et al.*, 2012; Pichavant *et al.*, 2016). Elle correspond à un rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> inférieur à 0,80, pour des teneurs montrant une évolution restreinte en MgO, entre environ 8 et 10 pds.%. Certains cônes présentent également des teneurs en MgO supérieures à 10 pds.%, et peuvent intégrer la lignée des « basaltes à olivine » selon leur rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. A l'inverse, quelques laves aux teneurs en MgO nettement plus faibles (< 7 pds. %) semblent correspondre aux « laves

différenciées ». Un échantillon présente un rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  environ égal à 0,9 : il s'agit d'un échantillon océanitique, contenant également de nombreux cristaux de clinopyroxène, visibles à l'œil nu (ADC6). Ce rapport reflète probablement un effet d'accumulation en clinopyroxène. L'échantillon ADC6 possède une composition en éléments majeurs très comparable à celle de « l'ankaramite » mentionnée par Albarède *et al.* (1997). La figure VI.7b est une autre représentation des différents groupes de laves de La Réunion. Elle montre que les « laves différenciées » sont pour la plupart des laves alcalines, tandis que les SSB et « basaltes à olivine » (incluant les océanites) sont des laves transitionnelles. Excepté quelques laves de nature transitionnelle, les cônes adventifs présentent essentiellement des compositions intermédiaires et correspondent donc à des basaltes légèrement alcalins. Les compositions en éléments majeurs des échantillons analysés dans cette thèse sont présentées en Annexe C.

La figure VI.7 révèle également que **la tendance majoritairement représentée par les cônes adventifs et Hudson (i.e., avec un faible  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  pour un MgO relativement constant), auparavant décrite comme « anormale » (AbG) dans la littérature**, regroupe en fait un nombre très significatif d'échantillons à La Réunion, sur le massif du Piton de la Fournaise au sens large. Pour cette raison, **ce groupe de compositions est rebaptisé « Mid-Alkaline Basalts » dans cette thèse, ou « MAB »** (cf. Figure VI.7), en référence à leur **alcalinité intermédiaire entre les basaltes transitionnels et les laves alcalines différenciées** (d'après Fig.VI.7b). **Le groupe des MAB (anciennement « AbG ») peut être considéré comme faisant partie des « Séries Océanitiques »** (cf. Chapitre I, section I-2.1.1), puisque (1) le minéral prépondérant est l'olivine en macrocristal, (2) il est constitué uniquement de laves basaltiques et (3) les laves sont temporellement inscrites dans le stade Bouclier du Piton de la Fournaise, en cours depuis environ 450 ka (cf. Chapitre I, Partie I-2).



*orange*, laves différenciées ; *bleue*, groupe « anormal » ou AbG, également nommés Mid-Alkaline Basalts ou MAB dans cette thèse). *SSB*, *Steady-State Basalts* ou basaltes cotectiques.

Sur la base de la figure VI.7a, le groupe des MAB est arbitrairement définis comme les basaltes (coulées et projections) dont la teneur en MgO est comprise entre 7,55 et 10,00 pds.% et dont le rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  est inférieur ou égal à 0,76. D'après les observations macroscopiques, certains MAB sont donc « aphyriques », alors que d'autres sont plus ou moins riches en macrocristaux d'olivine (« MAB à olivine »). Les échantillons de cette étude sont donc classés de cette façon en Annexe A. Certaines laves très riches en olivines possèdent cependant un rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  inférieur ou égal à 0,76 : elles sont mentionnées comme « MAB océaniques » (cf. Annexe A).

Dans la suite de cette partie, une distinction sera faite entre les cônes adventifs de type MAB et ceux situés en-dehors de cette tendance, dits « hors MAB », afin d'observer l'ensemble des caractéristiques chimiques qui les différencient ou non des autres laves du Piton de la Fournaise, et discuter des hypothèses de pétrogenèse des MAB.

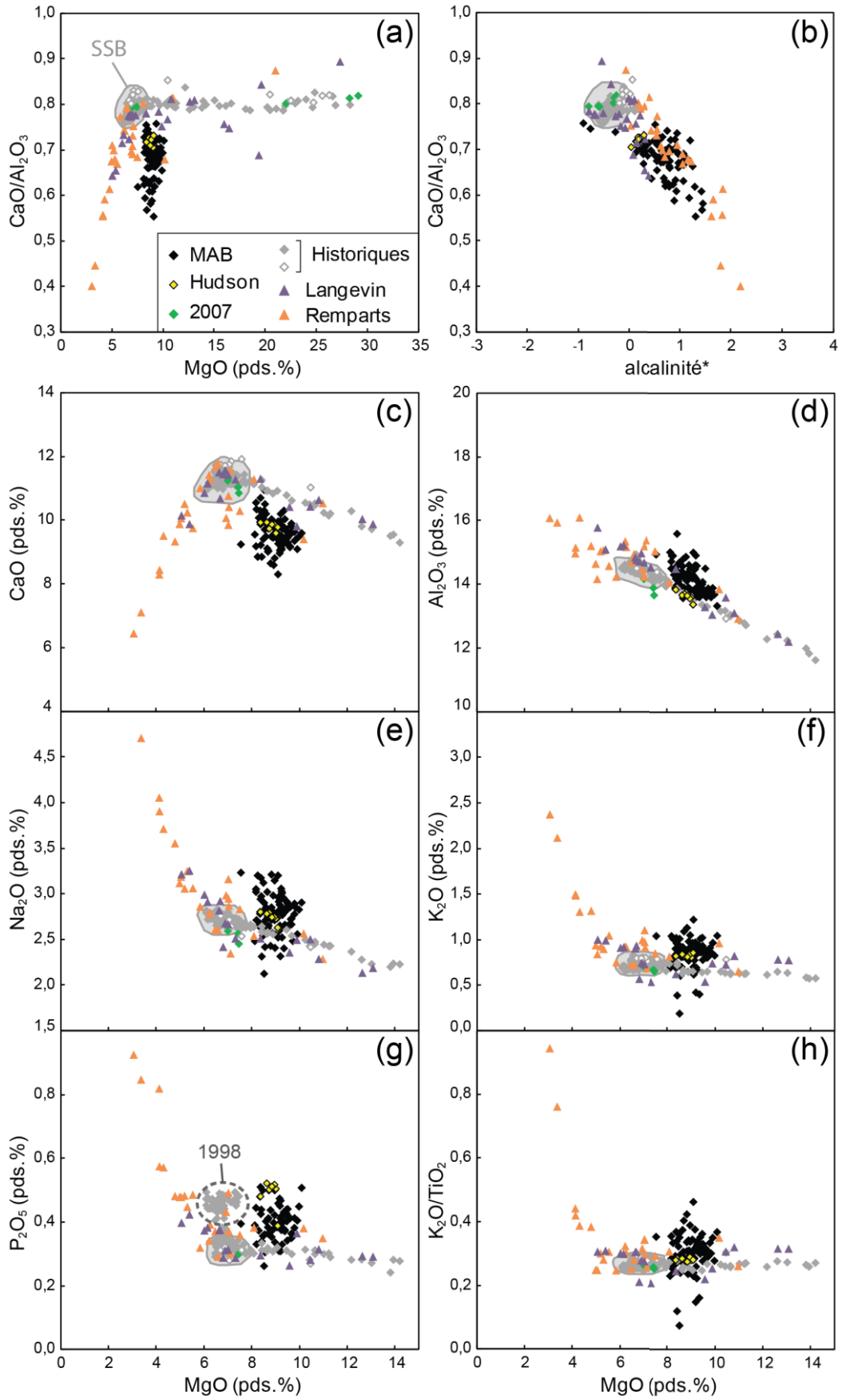
La **figure VI.8** montre les compositions en éléments majeurs des MAB (données de cette étude et données précédentes confondues) comparées à celles des principaux groupes de laves définis au Piton de la Fournaise : les laves de la Rivière des Remparts, celles du Morne Langevin, et les laves historiques. Ces dernières proviennent d'éruptions du 18<sup>ème</sup>, 19<sup>ème</sup>, 20<sup>ème</sup> siècle, jusqu'à 2007 (données de Bosch *et al.*, 2008 ; Vlastélic *et al.*, 2005, 2007 ; Di Muro *et al.* (2014)), localisées en grande majorité au sein de l'Enclos Fouqué. Il s'agit de basaltes transitionnels, plus ou moins riches en olivine, incluant des océanites. Les laves du Morne Langevin (données de Albarède *et al.*, 1997) proviennent d'un affleurement de la Rivière Langevin (à l'Ouest de l'Enclos Fouqué) et sont datées entre 70 ka et 40 ka (Gillot *et al.*, 1990 ; Albarède *et al.*, 1997). Ce sont des basaltes transitionnels aphyriques, ou plus ou moins riches en olivine, jusqu'aux océanites (ainsi qu'une ankaramite). Les laves de l'affleurement de la Rivière des Remparts (données de Albarède *et al.*, 1997), située à l'Ouest de l'Enclos Fouqué et de la Rivière Langevin, ont été datées de 290 ka à 527 ka (Gillot *et al.*, 1990), et peuvent se diviser en deux séquences : une première (échantillonnée entre ~700 m et ~1300 m d'altitude) constituée essentiellement de laves appartenant aux « Séries Différenciées » (jusqu'à des compositions de mugéarite), et une seconde (échantillonnée entre ~1300 m et ~1700 m) dans laquelle l'ensemble des compositions relève des « Série Océaniques » (basaltes avec des

teneurs variables en olivine). La transition entre ces deux séquences est brutale ; son âge est estimé entre 450 et 400 ka (Merle *et al.*, 2010).

La figure VI.8a présente les compositions caractéristiques des MAB comme décrit précédemment ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 0,76$  et MgO compris entre 7,55 et 10,09 pds.%). Le rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  diminue alors que l'alcalinité des laves augmente (jusqu'à 0,55 pour les MAB), qui est donc nettement plus élevée pour les MAB que les laves historiques (Fig.VI.8b). Selon Albarède *et al.* (1997), le fractionnement de clinopyroxène est responsable de l'évolution de l'alcalinité des laves du Piton de la Fournaise. Les MAB s'inscrivent également dans ce schéma et sont, comme les laves de la séquence différenciée de la Rivière des Remparts, marqués par ce fractionnement. Les figures VI.8c à VI.8h montrent l'évolution de différents oxydes des laves en fonction de leurs teneurs en MgO. Ainsi, le rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  plus faible des MAB, en comparaison avec les laves historiques, reflète essentiellement une plus faible teneur en CaO (de 10,95 à 8,30 pds.%), plutôt qu'une plus forte concentration en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (de 15,59 à 13,33 pds.%) ; ceci étant particulièrement évident pour les laves de Hudson (Fig.VI.8c-d). La plupart des MAB, et notamment ceux de Hudson, sont enrichis en FeO par rapport aux laves historiques, avec des teneurs comprises entre 10,98 et 12,54 pds.% (non-montré). Leurs teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  sont plus variables que celles des laves historiques, et majoritairement plus élevées (de 2,12 à 3,23  $\text{Na}_2\text{O}$  pds.% et de 0,19 à 1,22  $\text{K}_2\text{O}$  pds.%, Fig.VI.8e-f), en lien avec une plus forte alcalinité. Les teneurs en  $\text{P}_2\text{O}_5$  des MAB (de 0,26 à 0,51 pds.%) sont nettement plus élevées que celles des laves historiques, ainsi que leur rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ , bien que ce rapport soit variable (de 0,07 à 0,46, Fig.VI.8g-h). Il est intéressant de remarquer que, parmi les laves historiques, seules celles de 1998 (hors cratère Hudson) ont des teneurs aussi élevées en  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

L'échantillon 514Hud3 collecté et analysé dans le cadre de cette thèse rentre dans la gamme de compositions des échantillons de Hudson de la littérature (Vlastélic *et al.*, 2005 ; Boivin et Bachèlery, 2009 ; Salaün *et al.*, 2010, Bureau *et al.*, 1999). Excepté les teneurs en CaO et  $\text{P}_2\text{O}_5$ , qui sont caractéristiques du groupe des MAB, les laves de Hudson ont des concentrations similaires à celles des laves historiques pour les autres oxydes.



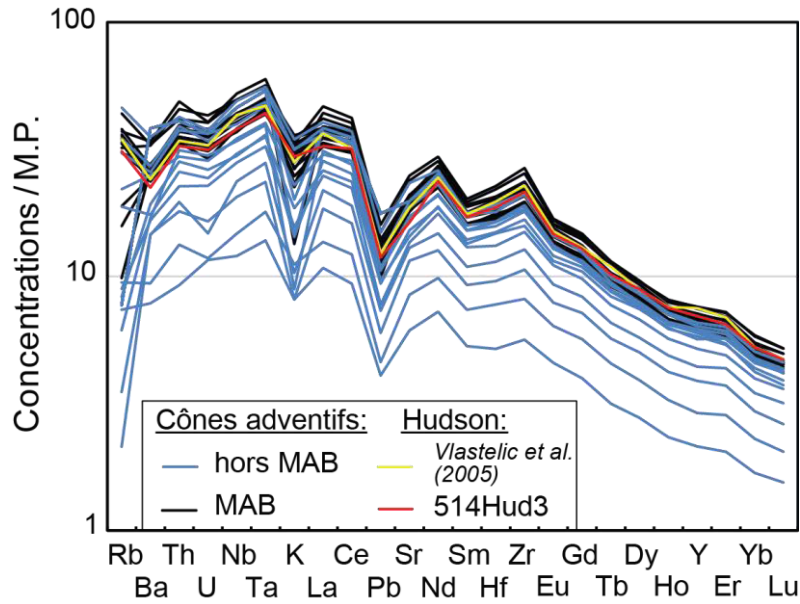


**Figure VI.8 (page précédente)** : Compositions en éléments majeurs des MAB des cônes adventifs de cette étude combinés aux MAB des études précédentes (Bachelery, 1981; Bachelery *et al.*, 2014 et données non-publiées) et du cratère Hudson (échantillon 514Hud3, Vlastélic *et al.*, 2005 ; Boivin et Bachelery, 2009 ; Salaün *et al.*, 2010, Bureau *et al.*, 1999). Ces compositions sont comparées à celles de différents groupes de laves du Piton de la Fournaise (voir texte). Les laves historiques sont divisées en deux groupes : *losanges gris vides*, les laves des éruptions du 18<sup>ème</sup>, 19<sup>ème</sup> et de la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle (Bosch *et al.*, 2008) ; *losanges gris pleins*, les laves des éruptions du 1927 à 2006 (Vlastélic *et al.*, 2005, 2007). Les laves de 2007 sont issues de Di Muro *et al.* (2014) et les laves des séries des Remparts et de Langevin de Albarède *et al.* (1997). Le champ grisé représente les compositions des SSB d'après les données de la littérature. (\*) L'indice d'alcalinité est calculé comme suit :  $[Na_2O + K_2O] - [0,37 \times (SiO_2 - 39)]$ , cf. Albarède *et al.* (1997).

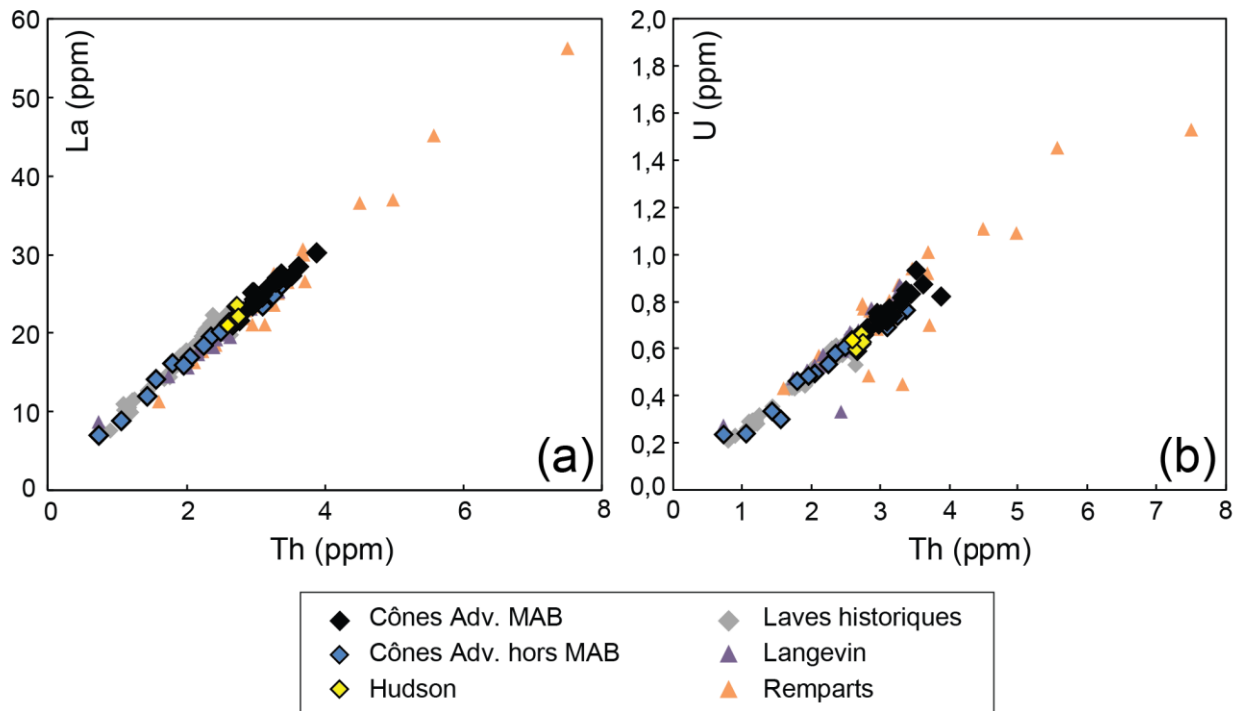
## VI-2.2. Compositions en éléments en traces

Toutes les données en éléments traces des cônes adventifs présentées dans ce chapitre ont été obtenues dans le cadre de cette thèse. Les spectres normalisés au manteau primitif des laves des cônes adventifs ainsi que de Hudson sont très similaires (**Figure VI.9**). L'ensemble des échantillons présentent un enrichissement en éléments les plus incompatibles, avec des anomalies négatives en K et en Pb. Il s'agit de compositions typiques des basaltes d'îles océaniques (OIB). Si les MAB, dont Hudson, ont des spectres particulièrement proches en composition, les laves dites « hors MAB » montrent une plus grande gamme de concentrations. Ces dernières sont essentiellement des « MAB à olivine » et « MAB océaniques », très riches en olivine, qui se distinguent par un effet de « dilution » des éléments en traces, particulièrement visibles pour le Rb. L'échantillon 514Hud3 possède un spectre identique à celui des laves de Hudson de la littérature.

Dans des diagrammes binaires d'éléments très incompatibles, ces mêmes laves définissent des corrélations linéaires entre elles, mais également avec les laves historiques (Vlastélic *et al.* 2005, 2007) et anciennes de la Rivière Langevin et des Remparts (Albarède *et al.*, 1997) du Piton de la Fournaise (**Figure VI.10**). Ces corrélations sont représentatives d'une origine chimique commune pour ces différents magmas. Les MAB sont globalement plus riches en éléments incompatibles que les basaltes du Piton de la Fournaise (seules les mugéarites des Remparts sont plus enrichies). Parmi les laves « hors-MAB » et les laves historiques, les plus riches en olivines présentent des teneurs nettement plus faibles en éléments en traces. La dispersion des concentrations en U des laves anciennes est attribuée à l'effet de l'altération (Albarède *et al.*, 1997).



**Figure VI.9 :** Concentrations en éléments en traces normalisées au manteau primitif (M.P., McDonough et Sun, 1995) des laves des cônes adventifs et du cratère Hudson. *MAB*, laves de type « Mid-Alkaline Basalts » ; *hors MAB*, laves situées hors de la lignée des *MAB*. Ces dernières sont essentiellement des laves riches à très riches en olivine, ce qui produit un effet de « dilution » des éléments en traces incompatibles.

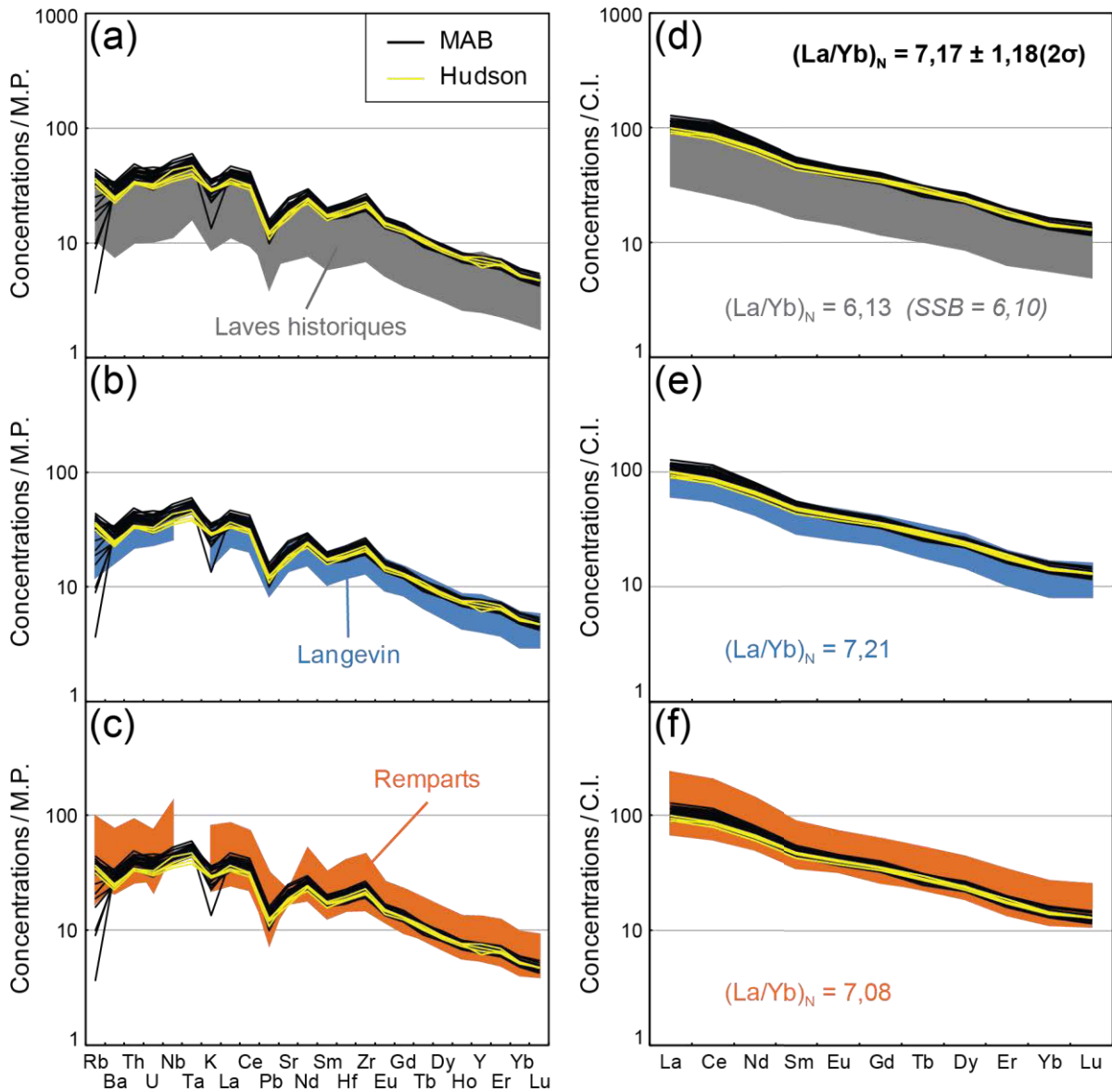


**Figure VI.10 :** Concentrations en (a) La et (b) U versus Th (ppm) des laves des cônes adventifs (*MAB* et « hors *MAB* », cf. légende de la Fig. VI.9) et du cratère Hudson (514Hud3 et Vlastelic *et al.*, 2005). Les laves historiques sont issues de Vlastelic *et al.* (2005, 2007), et laves des Remparts et de Langevin de Albarède *et al.* (1997).

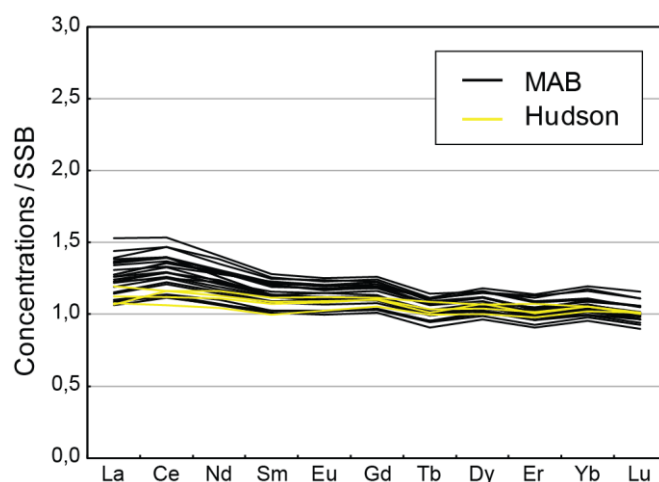
Le rapport Th/U des laves est relativement constant pour les laves des cônes adventifs ainsi que de Hudson ( $\sim 4,15 \pm 0,25 \ 1\sigma$ ), et similaire à celui de l'ensemble des laves du Piton de la Fournaise (e.g. Albarède *et al.*, 1997 ; Vlastélic *et al.*, 2006), témoignant également d'une homogénéité compositionnelle globale dans le temps.

La **figure VI.11** s'intéresse spécifiquement aux compositions des MAB, en les comparant à celles des différentes séries de laves du Piton de la Fournaise présentées dans la figure VI.8. Si les spectres sont globalement homogènes entre eux, les quelques différences reflètent la variation du degré de différenciation des laves, ou l'accumulation d'olivine. Les MAB sont globalement plus différenciés que les laves historiques, parmi lesquelles figurent les SSB, et moins différenciées que les laves des Remparts. Parmi les laves historiques et celles de Langevin figurent des océanites, dans lesquelles les concentrations en traces sont « diluées » par l'abondance d'olivine cumulative. D'autre part, les MAB se distinguent par un rapport normalisé aux chondrites  $(La/Yb)_N$  moyen de 7,17, plus élevé que celui des laves historiques, dont les SSB (Fig.VI.11d). Il est relativement proche de celui des laves de Langevin et légèrement plus élevé que celui des laves des Remparts.

Afin de mieux percevoir les différences de compositions entre les MAB et les laves historiques, leurs concentrations en REE sont normalisées à celles des SSB, qui sont les laves historiques non-affectées par l'accumulation en olivine (**Figure VI.12**). Les MAB se distinguent par un enrichissement en LREE par rapport aux SSB, alors que leurs concentrations en HREE sont dans la même gamme. Cet enrichissement est également mis en évidence par le rapport  $(La/Yb)_N$  plus élevé pour les MAB que les SSB (cf. Fig.VI.11d).



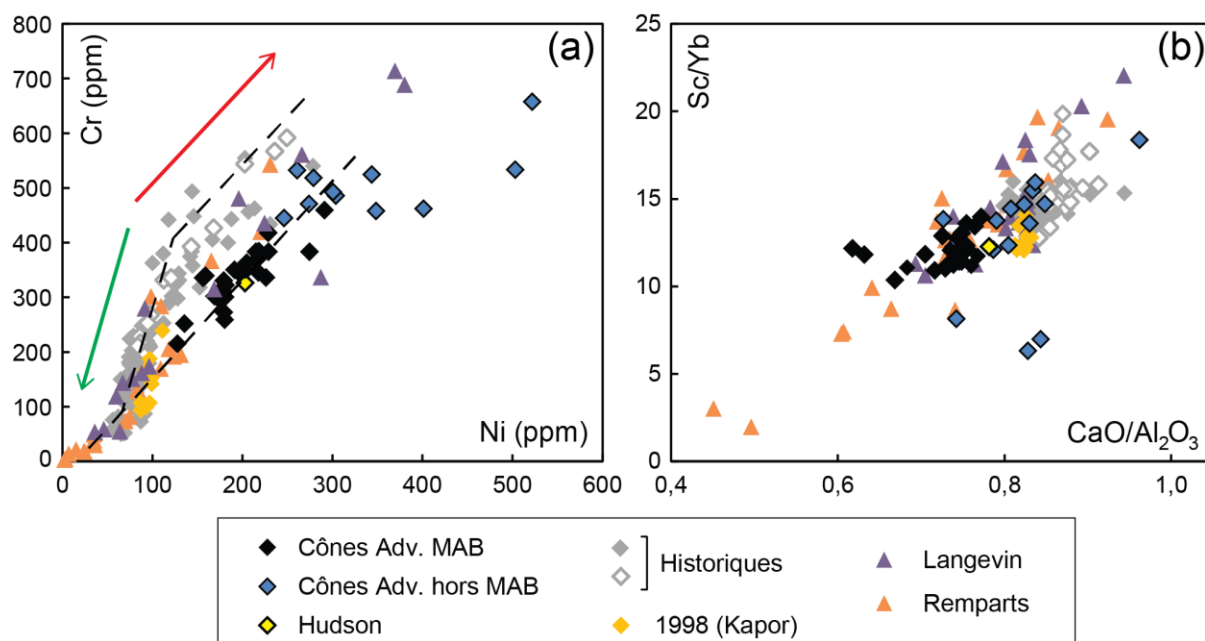
**Figure VI.11:** (a,b,c) Concentrations en éléments en traces normalisées au manteau primitif M.P. (McDonough et Sun, 1995) et (d,e,f) concentrations en terres rares normalisées aux chondrites C.I. (McDonough et Sun, 1995) des MAB des cônes adventifs, et du cratère Hudson (échantillon 514Hud3, Vlastélic *et al.*, 2005 ; Salaün *et al.*, 2010), comparées à différents groupes de laves du Piton de la Fournaise : les laves historiques (Vlastélic *et al.*, 2005, 2007) dont celles de l'éruption de 2007 (Di Muro *et al.*, 2014), et les laves des Remparts et de Langevin (Albarède *et al.*, 1997).  $(La/Yb)_N$  correspond à la valeur moyenne du rapport La/Yb normalisé à C.I. pour chaque groupe de laves.



**Figure VI.12:** Spectres de terres rares des MAB des cônes adventifs et du cratère Hudson, normalisés à une composition moyenne représentative des « Steady-State Basalts » (calculée d’après les données de Vlastélic *et al.*, 2007).

Les éléments de transitions peuvent mettre en évidence le rôle du fractionnement et/ou de l’accumulation de certaines phases minérales dans la composition et l’évolution des laves. Les figures suivantes comparent également les compositions des laves des cônes adventifs (de type MAB et hors-MAB) avec différentes séries de laves du Piton de la Fournaise. Albarède *et al.* (1997) ont suggéré d’après l’évolution des teneurs en Cr et en Ni des laves historiques, que les SSB (moins riches en Ni) et les basaltes à olivine (plus riches en Ni, voir Figure VI.13a) ne sont pas reliées par le même processus de cristallisation fractionnée. Des laves historiques plus récentes (jusqu’à 2016, voir légende) sont également représentées sur la **figure VI.13a**. Les laves des cônes adventifs ne seraient donc pas reliées au même processus d’évolution que les SSB. Leurs compositions semblent suivre une tendance essentiellement marquée par la variation de la teneur en cristaux cumulatifs d’olivine, mais à partir de magmas initialement plus riches en Ni pour une même teneur en Cr, en comparaison avec les SSB actuels. Il faut noter que parmi les laves « hors MAB », certaines sont riches à très riches en olivine (« MAB à olivine » et « MAB océaniques »), ce qui explique le décalage des compositions vers des teneurs en Ni jusqu’à plus de 500 ppm.

En se basant sur la corrélation positive entre les rapports Sc/Yb et CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des laves du Piton de la Fournaise, Albarède *et al.*, 1997 ont proposé que l’évolution chimique des laves du volcan au cours temps soit reliée à une diminution du fractionnement du clinopyroxène. En effet, en cristallisant, ce minéral induit une diminution préférentielle des teneurs en Sc et Ca par rapport à celles en Yb et Al. La **figure VI.13b** montre que les laves des cônes adventifs s’inscrivent également dans ce schéma d’évolution du volcan.



**Figure VI.13:** (a) Cr versus Ni (ppm) et (b) Sc/Yb versus CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pour les laves des cônes adventifs (MAB et « hors MAB », cf. légende de la Fig.VI.9) et du cratère Hudson (514Hud3), comparés aux laves de 1998 (cratère Kapor, Salaün *et al.*, 2010), de Langevin et des Remparts (Albarède *et al.*, 1997) et aux laves historiques. Les losanges gris pleins représentent les laves les plus récentes : du 20<sup>ème</sup> siècle (Albarède et Tamagnan, 1988) et des éruptions de 2008 à 2016 (données non-publiées, I. Vlastélic). Les losanges gris vides correspondent aux laves historiques du 18<sup>ème</sup> à la première moitié de 20<sup>ème</sup> siècle (Albarède *et al.*, 1997 ; Bosch *et al.*, 2008). Les lignes en pointillés représentent deux types de fractionnements différents (voir texte). Les flèches rouge et verte montrent l'accumulation et le fractionnement d'olivine, respectivement.

Si le Sc est un élément compatible vis-à-vis de la composition du clinopyroxène, le Nb est incompatible, de même que vis-à-vis de l'olivine. Ainsi, une augmentation du rapport Nb/Sc dans les laves, tel qu'illustré dans la **figure VI.14**, témoigne de la cristallisation de clinopyroxène. Le rapport moyen des cônes adventifs étant de 0,99 (1,01 pour les MAB seuls) et celui des laves historiques de 0,68, le rôle du fractionnement du clinopyroxène semble plus important dans la composition des premières.





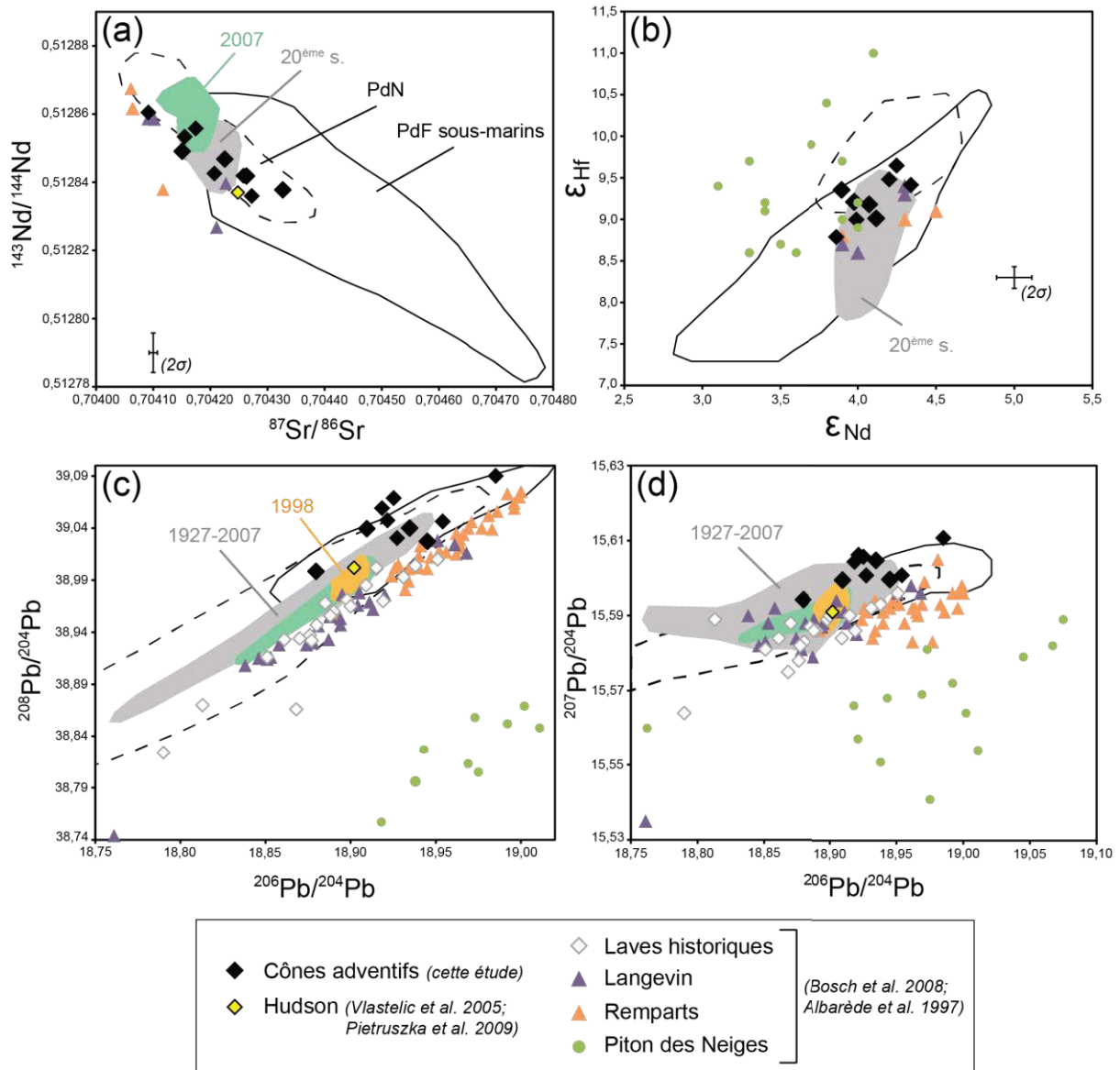
isotopique considéré. Il en résulte que les laves des cônes adventifs sont en accord avec les gammes de compositions isotopiques connues pour l'ensemble des laves de La Réunion (**Fig.VI.15**). Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont compris entre 0,70409 et 0,70433, les  $\epsilon\text{Nd}$  entre 3,9 et 4,3, les  $\epsilon\text{Hf}$  entre 8,8 et 9,6, et les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  moyens sont respectivement de 18,93, 15,60 et 39,04. Les cônes adventifs, comme l'ensemble des laves réunionnaises, montrent une corrélation inverse entre les rapports du Sr et du Nd (Fig.VI.15a). Certains échantillons tendent vers des compositions plus radiogéniques en Sr et moins radiogéniques en Nd, par rapport aux laves historiques, correspondant à des compositions légèrement plus enrichies. Malgré cela, celles-ci restent très différentes de celles obtenues dans les laves sous-marines du Piton de la Fournaise (Fig.VI.15a, Smietana, 2011). Les  $\epsilon\text{Nd}$  et  $\epsilon\text{Hf}$  des cônes adventifs sont dans la gamme des laves aériennes du Piton de la Fournaise (laves historiques, Langevin et Remparts), se distinguant ainsi de celles observées au Piton des Neiges par Bosch *et al.* (2008) (Fig.VI.15b). Concernant les rapports isotopiques du Pb, les cônes adventifs s'inscrivent dans les tendances définies par les laves du Piton de la Fournaise (Fig.VI.15c-d), très différentes de celles des laves du Piton des Neiges (Bosch *et al.*, 2008). Toutefois, les données isotopiques du Pb pour le Piton des Neiges de Smietana (2011) rejoignent bien la tendance de celles du Piton de la Fournaise (cf. Fig.VI.15c-d). Les gammes de compositions isotopiques du Pb des cônes adventifs définissent un domaine un peu plus large que celui des laves historiques.

Les compositions isotopiques des laves des cônes adventifs sont cohérentes avec une **source homogène du panache mantellique de La Réunion au cours des deux derniers millions d'années.**

**Figure VI.15 (page suivante) :** Compositions isotopiques des laves des cônes adventifs de cette étude (MAB et « hors-MAB » confondus) comparées à des données compilées issues de la littérature. *Champ grisé*, laves historiques (Pietruszka *et al.*, 2009 ; Bosch *et al.*, 2008 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Vlastélic *et al.*, 2005,2007,2009) ; *champ vert*, laves de l'éruption de 2007 (Di Muro *et al.*, 2014) ; *champ orange*, laves de l'éruption de 1998, hors-cratère Hudson (Vlastélic *et al.*, 2005) ; *cercle plein noir*, échantillons sous-marins du Piton de la Fournaise (Smietana, 2011) et *cercle en pointillés noir*, échantillons subaériens et sous-marins du Piton des Neiges (Smietana, 2011). (c et d) Les laves historiques de Bosch *et al.* (2008) proviennent des éruptions du 18<sup>ème</sup>, 19<sup>ème</sup> et de la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, tandis que le champ grisé contient des laves plus récentes. Les données en isotopes du Pb et de l'Hf proviennent de J. Blichert-Toft (ENS Lyon).

$$\epsilon\text{Nd} = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{échantillon}(t)} / ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)} - 1] \times 10000 \text{ avec } ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$$

$$\epsilon\text{Hf} = [({}^{177}\text{Hf}/{}^{176}\text{Hf})_{\text{échantillon}(t)} / ({}^{177}\text{Hf}/{}^{176}\text{Hf})_{\text{CHUR}(t)} - 1] \times 10000 \text{ avec } ({}^{177}\text{Hf}/{}^{176}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0,282772$$



### VI-3 : Inclusions magmatiques

Les inclusions magmatiques de cette étude ont été analysées dans les olivines de différents types d'échantillons des cônes adventifs, des coulées (échantillons du groupe « ADC », cf. Chp.III) ainsi que des projections (groupe « 514 », cf. Chp.III). Les échantillons de roches correspondant aux laves hôtes sont décrits en Annexe A. Certaines inclusions proviennent aussi d'olivines accumulées mécaniquement au pied des cônes (par exemple les inclusions des échantillons du Piton de Caille). Les laves hôtes des inclusions sont des MAB (p. ex. celles de Hudson et du Piton Haüy) et des « basaltes à olivine » (p. ex. celles du Piton de Caille), voire des océanites (p. ex. celles du Piton Vincenzo).

Nous avons vu précédemment que certaines olivines des cônes adventifs sont nettement plus magnésiennes que celles habituellement présentes dans les laves historiques du Piton de la Fournaise (cf. section VI-1.2.1). La majorité des inclusions magmatiques étudiées dans cette partie est contenue dans des olivines hôtes dont la teneur en forstérite (Fo) est supérieure à 85 %. Or, les olivines à l'équilibre avec les laves émises par les cônes adventifs ont une Fo comprise entre 83,6 et 84,8 % (section VI-1.2., Fig.VI.5). De plus, les calculs effectués entre les olivines hôtes des inclusions MI-Hud3 et la lave hôte correspondante (échantillon 514Hud3, **Tableau VI.1**) montrent que pour les olivines  $Fo > 84$ , le  $K_D$  est largement inférieur à 0,306 (d'après Fisk *et al*, 1988, considérant un rapport  $Fe^{III}/Fe_{total} = 0,12$ ). La quasi-totalité des olivines de cet échantillon provient donc d'un liquide plus primitif que la lave hôte. Seule l'olivine  $Fo_{83,3}$  est à l'équilibre avec la lave ( $K_D = 0,3$  **Tableau VI.1**).

**Tableau VI.1** : Calcul du coefficient de distribution ( $K_D$ ) Fe-Mg entre les olivines hôtes des inclusions de l'échantillon 514Hud3 et la lave hôte (composition sur roche totale de 514Hud3).

	Hud3-2	Hud3-8	Hud3-7	Hud3-9	Hud3-9	Hud3-9	Hud3-11	Hud3-12	Hud3-13	Hud3-14	Hud3-15
$K_D^a$	0,243	0,254	0,230	0,239	0,247	0,232	0,237	0,201	0,217	0,224	0,256
$Fo^b$ %	86,1	85,6	86,7	86,3	85,9	86,6	86,4	88,2	87,4	87,0	85,4

**Tableau VI.1** (suite)

Hud3-16	Hud3-03	Hud3-07(2)	Hud3-07(2)	Hud3-07(2)	Hud3-09(2)	Hud3-19	Hud3-01	Hud3-01(2)	Hud3-06
0,218	0,340	0,283	0,287	0,286	0,300	0,256	0,243	0,208	0,236
87,3	81,6	84,2	84,0	84,0	83,3	85,4	86,1	87,8	86,4

$$^a K_D^{Fe-Mg} = (X_{Liq}^{Mg} / X_{Ol}^{Mg}) / (X_{Liq}^{Fe^{II}} / X_{Ol}^{Fe^{II}})$$

<sup>b</sup> Teneur en forstérite de l'olivine ( $Fo = Mg / (Mg + Fe)$ ).

Le champ grisé correspond à une olivine à l'équilibre avec la lave hôte ( $K_D \sim 0,306$ , d'après Fisk *et al.*, 1988).

C'est parce que les laves des cônes adventifs contiennent des olivines dont les compositions sont supérieures au seuil de  $Fo_{84}$ , habituellement observé pour les olivines des laves historiques, qu'elles présentent un intérêt majeur dans l'étude des magmas primitifs via les inclusions magmatiques primaires. Toutefois, l'inconvénient est qu'il est difficile de comparer la composition des inclusions avec celle des laves, lorsque les olivines hôtes ne sont pas à l'équilibre avec ces dernières. Cette partie a donc pour but de caractériser les liquides parentaux des cristaux d'olivine des cônes adventifs.

### VI-3.1. Compositions en éléments majeurs

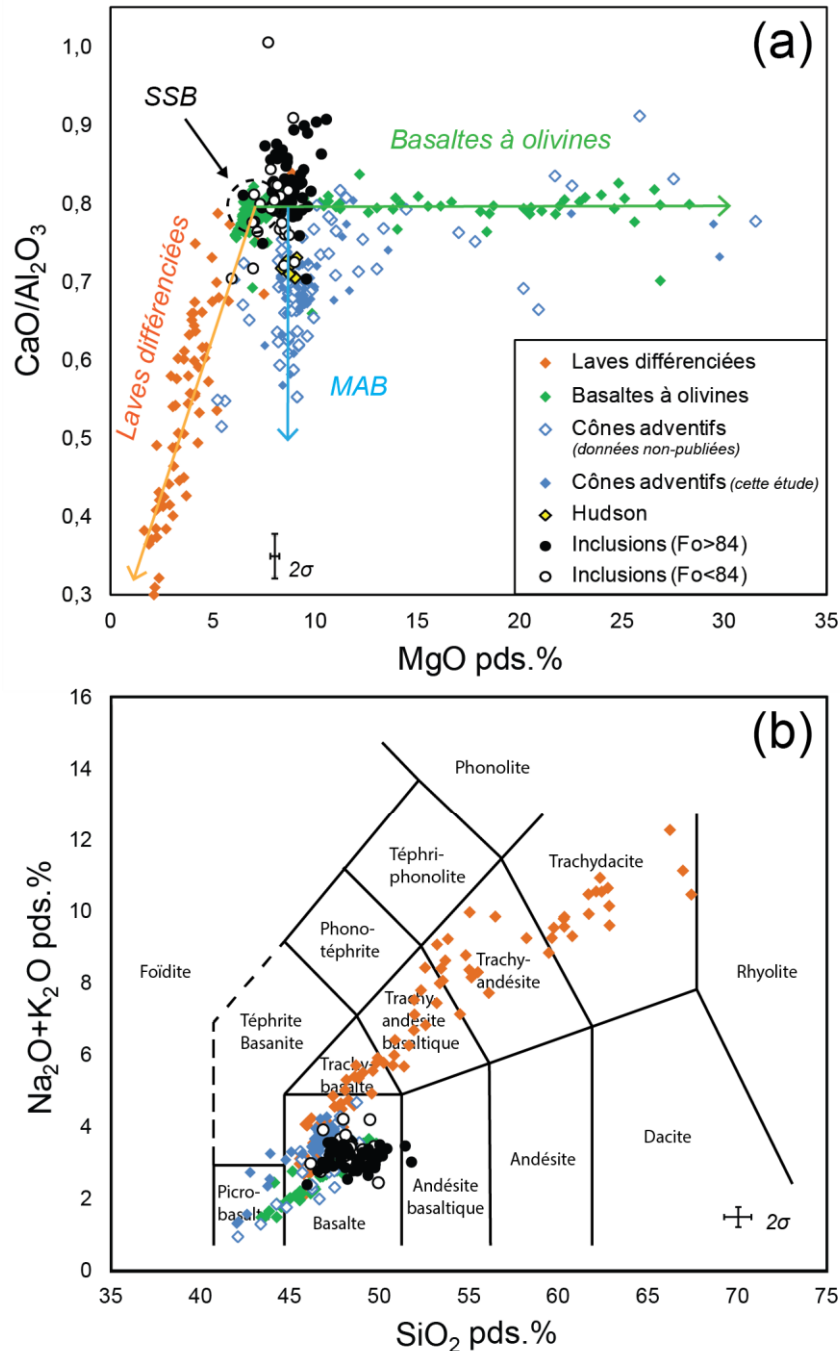
Dans cette section, seules les inclusions vitreuses (corrigées numériquement de la cristallisation aux parois du minéral hôte) seront utilisées dans des diagrammes binaires d'éléments majeurs, ainsi que les deux inclusions homogénéisées de la série B, MI1-ADC27 et MI2-ADC27 (cf. Partie III.5, Chp. III). Ces deux dernières seront, pour la suite de ce manuscrit, incluses dans le terme « inclusions vitreuses ». Les inclusions homogénéisées de la série A seront présentées dans des diagrammes ternaires.

L'ensemble des inclusions vitreuses présente des compositions comprises entre 45,96 et 51,79 pds.% en SiO<sub>2</sub>, 2,16 et 3,43 pds.% en TiO<sub>2</sub>, 12,44 et 15,66 pds.% en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 6,41 et 13,34 pds.% en FeO\*, 5,90 et 10,55 pds.% en MgO, 9,95 et 13,06 pds.% en CaO, 1,94 et 1,20 pds.% en Na<sub>2</sub>O, 0,02 et 1,20 pds.% en K<sub>2</sub>O, et 0,13 et 1,39 pds.% en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Notamment, les inclusions piégées dans les olivines Fo > 84 ont des teneurs en MgO moyennes de 8,71 ± 1,56 (2σ) pds.%, et celles piégées dans les olivines Fo < 84 de 7,88 ± 1,56 (2σ) pds.% (**Fig.VI.16a**). Les inclusions aux teneurs en MgO supérieures à 10 pds.% ont été trouvées dans les échantillons des cônes adventifs de la Plaine des Sables, le Piton Haüy (514PS12) et le Piton Chisny (514PS15). Des teneurs supérieures à 9 pds.% ont également été mesurées dans des inclusions provenant du Piton de Caille (514PC7) et du Demi-Piton (514PS21). Les inclusions les moins magnésiennes pour des olivines hôtes riches en forstérite (à Fo > 85) sont celles de l'échantillon du cratère Hudson (514Hud3), avec des teneurs toujours inférieures à 9 pds.% (maximum de 8,92 pds.%). Cet échantillon présente pourtant des olivines parmi les plus riches en forstérite du jeu de données (jusqu'à > Fo<sub>88</sub>). Dans l'ensemble, les teneurs en MgO de ces inclusions sont similaires à la gamme de compositions définie par les inclusions des études précédentes effectuées sur les cônes adventifs (Piton de Caille essentiellement, Bureau *et al.*, 1998a, 1998b et Laubier, 2006) et le cratère Hudson (Bureau *et al.*, 1999, cf. Fig.VI.17a, ci-après). Des compositions plus magnésiennes sont toutefois obtenues pour des inclusions provenant d'olivines du Piton Haüy et du Piton Chisny (maximum à 10,55 pds.% pour MI PS12-28).

Dans les diagrammes de cette section, les inclusions sont comparées aux différents groupes de laves de La Réunion : les SSB et basaltes à olivine (notamment représentés par les laves historiques), les laves différenciées et les laves des cônes adventifs (dont le cratère Hudson). Dans les diagrammes discriminant les principaux groupes de laves réunionnaises, les inclusions présentent essentiellement des compositions sur la même tendance que celles des

SSB et des « basaltes à olivine » (**Figure VI.16**). Elles semblent se situer dans une position compatible avec le fait qu'elles soient à l'origine de l'évolution des groupes des « basaltes à l'olivine » et des MAB. De façon générale, les inclusions piégées dans les olivines  $Fo < 84$  sont moins riches en magnésium que celles des olivines plus primitives ( $Fo > 84$ ). Bien que le rapport  $CaO/Al_2O_3$  moyen soit de 0,82, similaire à celui des SSB (Pichavant *et al.*, 2016), il reste cependant très variable, compris entre 0,70 et 1,01 pour les inclusions des olivines  $Fo < 84$  et entre 0,70 et 0,91 pour celles des  $Fo > 84$ . La majorité des inclusions, qu'elles soient piégées dans des olivines  $Fo < 84$  ou  $Fo > 84$ , ne fait pas partie de la lignée des MAB, qui correspond pourtant à la plupart des laves hôtes. Signalons toutefois trois inclusions dont la composition permet de les intégrer à la lignée des MAB : MI-PS21-01, MI1-PC7-18 et MI2-PC7-18. Si les deux dernières sont piégées dans une olivine  $Fo < 84$  ( $\sim Fo_{81}$ ), la première est incluse dans une olivine  $Fo_{85,7}$ . Leur rapport  $CaO/Al_2O_3$  plus élevé suggère une composition plus primitive que les laves hôtes. Pourtant, il faut noter que le plus fort rapport  $CaO/Al_2O_3$  concerne une inclusion piégée dans une  $Fo < 84$  (= 83,7 %).

Bien que la grande majorité des inclusions possède une teneur en MgO supérieure à celles des SSB (Fig.VI.16a), certaines inclusions présentent des teneurs en MgO plus faibles que les laves, et sont donc plus évoluées. Excepté certaines parmi les plus différenciées, les inclusions sont moins alcalines que les laves des cônes adventifs, et donc que les MAB : il s'agit de liquides de nature transitionnelle, semblables à ceux des SSB et des « basaltes à olivines » (Fig.VI.16b).

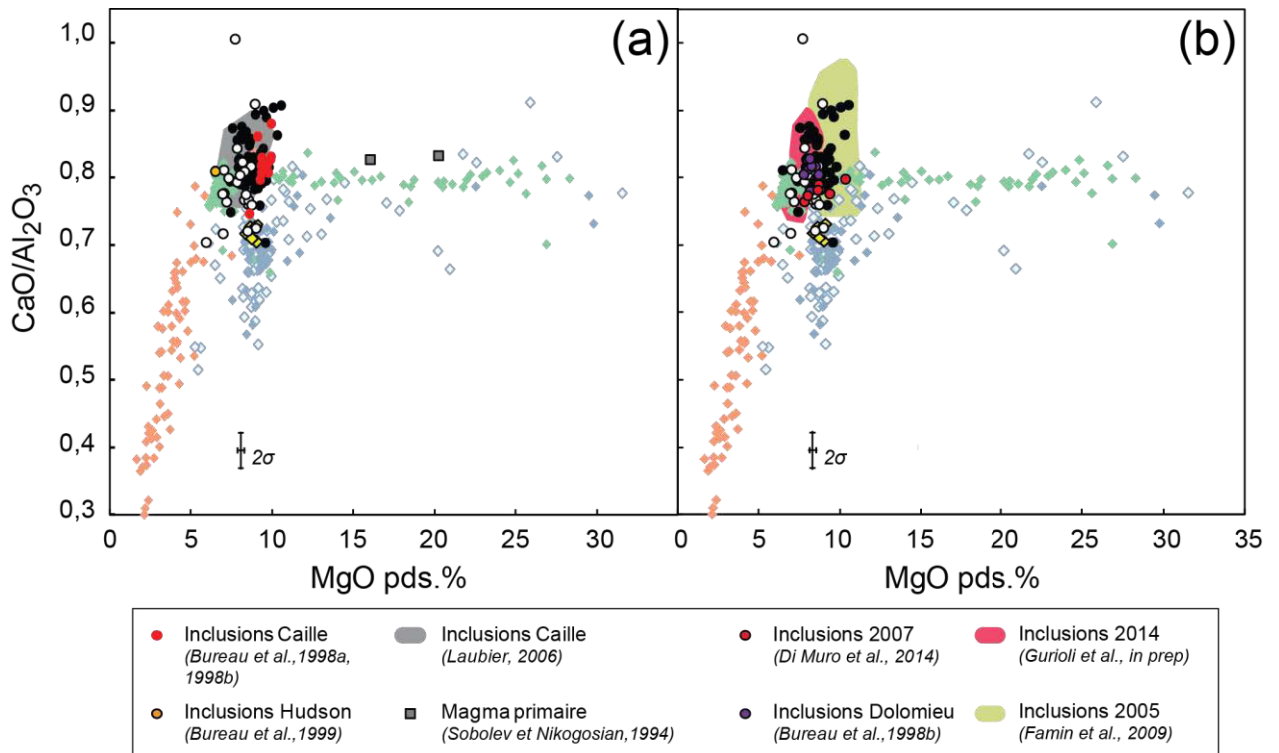


**Figure VI.16 :** Compositions en (a) CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus MgO pds.% et (b) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O pds.% versus SiO<sub>2</sub> pds.% des inclusions magmatiques piégées dans les olivines Fo > 84 et Fo < 84, comparées à celles des principaux groupes de laves de La Réunion (d'après Lénat *et al.*, 2012). Les *symboles verts* représentent les laves historiques du Piton de la Fournaise (Vlastélic *et al.*, 2005, 2007) et les basaltes de la Série Océanique du Piton des Neiges (Sobolev et Nikogosian, 1994; Upton et Wadsworth, 1972), les *symboles jaunes* les laves du Cratère Hudson (échantillon 514Hud3 et Vlastélic *et al.*, 2005), les *symboles oranges* les laves différenciées du Piton de la Fournaise (> 450 ka, Albarède *et al.*, 1997) et les laves différenciées du Piton des Neiges (< 350 ka, Fretzdorff *et al.*, 2000; Smietana, 2011; Upton et Wadsworth, 1972a). Les *symboles bleus pleins* correspondent aux laves de différents cônes adventifs analysés dans cette thèse, les *symboles bleus vides* sont des données non-publiées. Les flèches représentent les groupes magmatiques (*verte*, basaltes à olivines ; *orange*, laves différenciées ; *bleue*, groupe des Mid-Alkaline Basalts ou MAB) et le cercle en pointillés regroupe les compositions des basaltes cotectiques ou SSB (« Steady-stade basalts »). Les barres d'erreur représentent la moyenne des incertitudes en 2σ sur les analyses des inclusions magmatiques.

Pour une même gamme de teneurs en Fo des olivines hôtes, les inclusions montrent une plus grande variation du rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  que celles des études précédentes sur le Piton de Caille et Hudson (**Fig.VI.17a**). Des rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  très variables ont également été mesurés pour les inclusions piégées dans les olivines de laves récentes, comme c'est le cas pour l'éruption de 2005 (Famin *et al.*, 2009), ainsi que celle de 2014 (Gurioli *et al.*, in prep), avec des valeurs comprises entre 0,75 et 1,10, et 0,74 et 0,90, respectivement. Welsch *et al.* (2009) ont également mesuré une large gamme de valeurs du rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  dans des laves de 2005, de 0,48 à 1,06. À l'inverse, les inclusions d'autres laves récentes comme celles d'olivines émises au cratère Dolomieu (Bureau *et al.*, 1998b) et celles de l'éruption de 2007 (Di Muro *et al.*, 2014) présentent des rapports correspondant à la gamme des laves historiques, autour de 0,80 (**Fig.VI.17b**).

La **figure VI.18** permet de comparer les teneurs en différents oxydes des inclusions à celles des groupes de laves. Les « laves différenciées » ne sont pas considérées, pour comparer les compositions des inclusions à celles correspondant aux laves hôtes, à savoir les cônes adventifs, SSB et « basaltes à olivine ». La principale information de ces diagrammes est que, de la même façon que pour la figure VI.16, les inclusions ne font pas majoritairement partie de la lignée des MAB, quelle que soit la teneur en forstérite de l'olivine hôte. Il apparaît que le rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  plus élevé de certaines inclusions est essentiellement dû à une plus forte teneur en CaO, plutôt qu'à une plus faible teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig.VI.18a-b).

Alors que les MAB montrent un enrichissement en  $\text{Na}_2\text{O}$  par rapport aux SSB, les inclusions des olivines des MAB (et des cônes adventifs de façon générale), sont majoritairement moins riches en  $\text{Na}_2\text{O}$  que les SSB (Fig.VI.18c). Cette observation ne se retrouve pas, ou moins, pour le  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig.VI.18d), dont les teneurs sont assez variables. Excepté deux très fortes valeurs à 4,45 et 27,98 mesurées dans des inclusions du Piton Haüy (MI PS12-28 et MI PS12-08, respectivement), le rapport  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$  moyen est d'environ  $0,50 \pm 0,28$  ( $2\sigma$ ). Cette valeur est en accord avec le caractère alcalin des liquides.

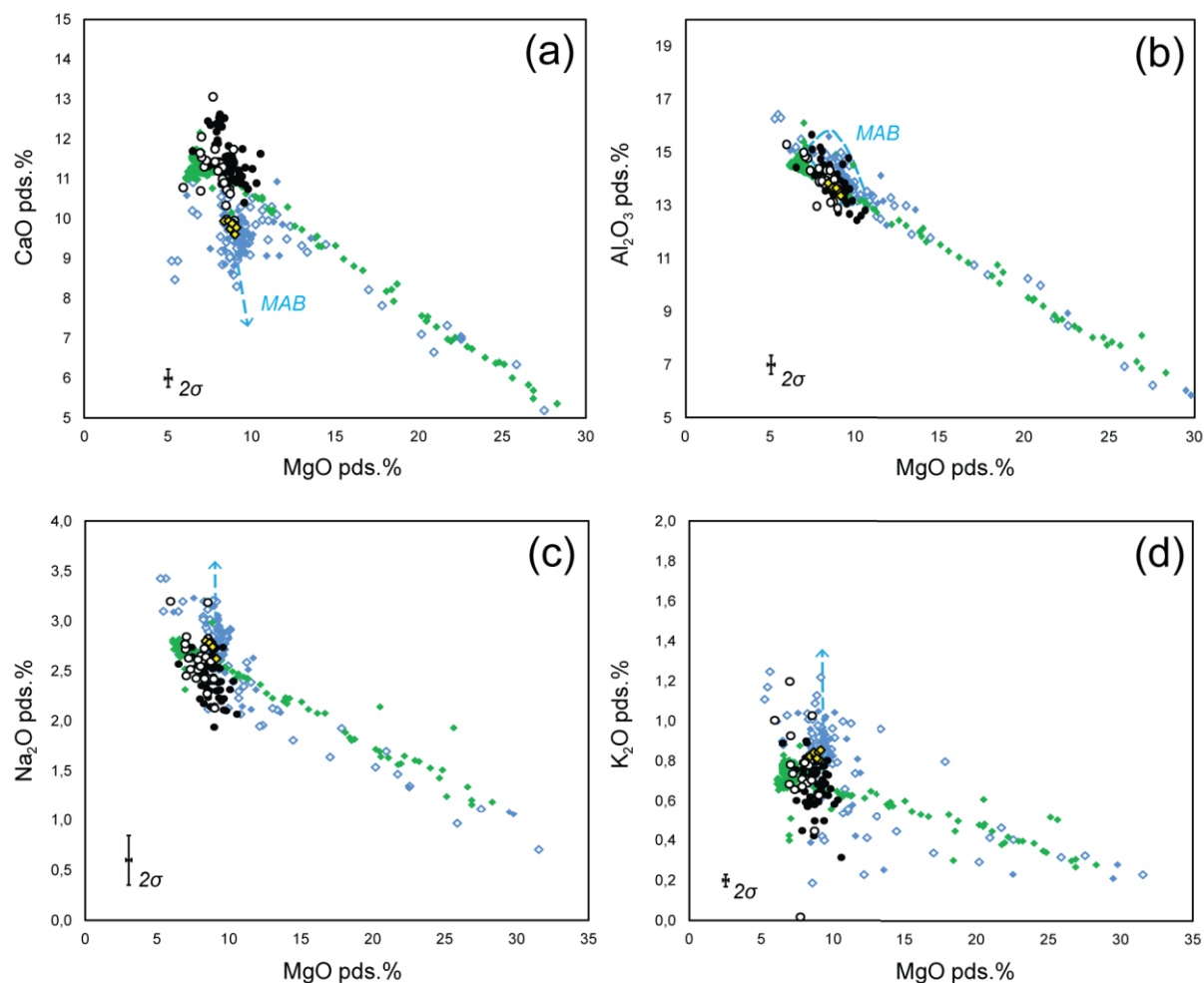


**Figure VI.17 :** Compositions en  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{MgO}$  pds.% des inclusions magmatiques piégées dans les olivines  $\text{Fo} > 84$  et  $\text{Fo} < 84$  (les symboles sont décrits en Fig.VI.16). (a) Comparaison avec les inclusions de cônes adventifs et de Hudson d'études précédentes. Les compositions de magma primaire calculées (à 16 pds.% ou 20 pds.% selon la méthode) par Sobolev et Nikogosian (1994) sont également montrées. (b) Comparaison avec les inclusions de laves récentes (éruptions de 2005, 2007, 2014) et historiques émises au cratère sommital Dolomieu. Les groupes de laves de La Réunion sont représentés en transparence (les symboles sont décrits en Fig.VI.16).

De façon générale, si les inclusions n'intègrent pas la tendance des MAB dans leurs concentrations en éléments majeurs, elles pourraient être à l'origine de cette lignée ainsi que de celle des SSB et « basaltes à Olivine ». Elles présentent une plus grande dispersion de compositions que celles des SSB.

**Figure VI.18 (page suivante):** Compositions en éléments majeurs des inclusions magmatiques piégées dans les olivines  $\text{Fo} < 84$  et  $\text{Fo} > 84$  des cônes adventifs. Les figurés sont présentés en figure VI.16. Les barres d'erreur représentent la moyenne des incertitudes en  $2\sigma$  sur les mesures des inclusions magmatiques.

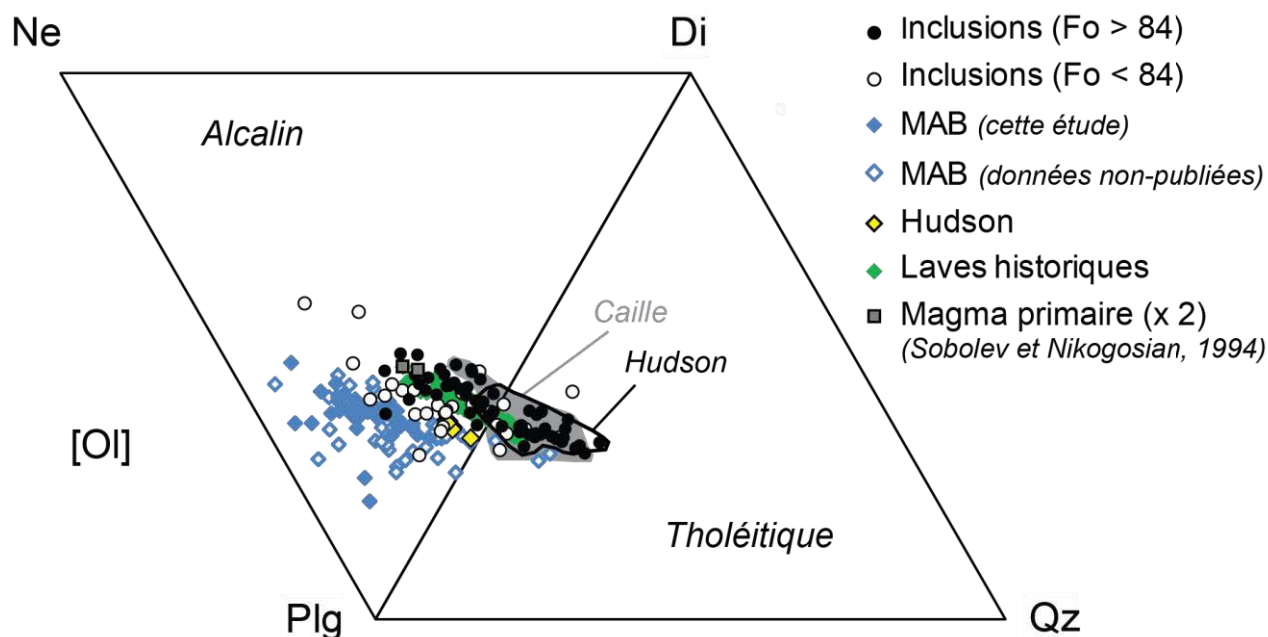




Afin de s'affranchir des problèmes de diffusion Fe-Mg affectant probablement les inclusions homogénéisées de la série A (cf. partie III-5, Chp. III), celles-ci ont été étudiées, avec l'ensemble des inclusions vitreuses, dans des diagrammes permettant la projection des compositions par le pôle olivine (**Figure VI.19**). Dans ces diagrammes, les inclusions sont comparées uniquement avec les laves du massif du Piton de la Fournaise : les SSB et « basaltes à olivine » sont représentés par les laves historiques (Vlastélic *et al.*, 2005 ; 2007). Seules les laves de type MAB sont représentées parmi les cônes adventifs.

La majorité des inclusions a une composition plus proche des SSB et « basaltes à olivine » (i.e., des laves historiques) que des MAB. Alors que les MAB présentent globalement un caractère plus alcalin, certaines inclusions présentent des compositions plus tholéïtiques. Il s'agit essentiellement d'inclusions du Piton de Caille et de Hudson. La quasi-totalité des inclusions du Piton Haüy fait partie des compositions à Ne normative. Cette variabilité de compositions Di-Qz-Plg-Ne a également été observée par Laubier (2006) dans des inclusions

d'olivines du Piton de Caille, mais aussi des « Cendres de Bellecombe » (cf. Chapitre I), du Piton des Neiges et de l'île Maurice, notamment.

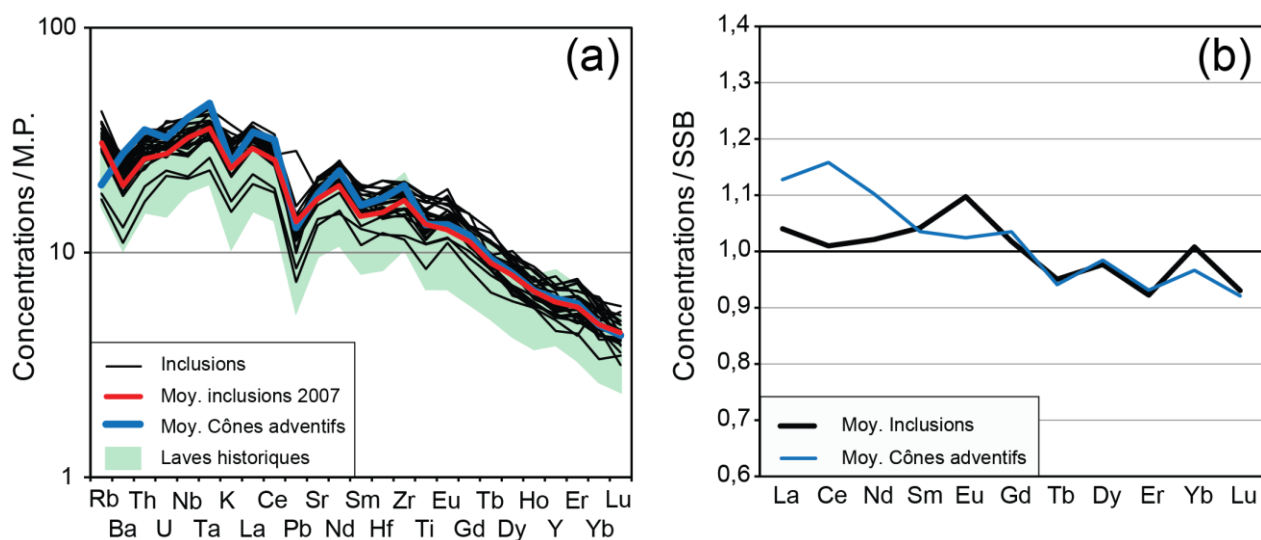


**Figure VI.19 :** Compositions des inclusions magmatiques piégées dans les olivines Fo < 84 et Fo > 84 des cônes adventifs, dans un diagramme tétraèdre Plagioclase-Néphéline-Diopside-Quartz, comparées à celles des MAB des cônes adventifs et de Hudson (514Hud3 et Vlastélic *et al.*, 2005), ainsi qu'aux laves historiques (Vlastélic *et al.*, 2005, 2007). Les compositions de magma primaire calculées (à 16 pds.% ou 20 pds.% selon la méthode) par Sobolev et Nikogosian (1994) sont également montrées. Le cercle noir entoure les inclusions du cratère Hudson et le champ grisé les inclusions du Piton de Caille. Les compositions ont été recalculées comme suit : Plagioclase (Plg) =  $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$ , Diopside (Di) =  $CaO - Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$ , Olivine =  $(FeO + MgO + MnO + 2Fe_2O_3 + Al_2O_3 - CaO - Na_2O - K_2O)/2$ , Quartz (Qz) =  $SiO_2 - (Al_2O_3 + FeO + MgO + MnO + 3CaO + 11Na_2O + 11K_2O + 2Fe_2O_3)/2$ , en proportions molaires (d'après Walker *et al.*, 1979), et projetées par le pôle olivine ([Ol]). Le pôle Néphéline (Ne) correspond au Quartz négatif.

### VI-3.2. Compositions en éléments en traces et volatils

Les inclusions présentent des spectres normalisés au manteau primitif similaires à ceux des laves des cônes adventifs (MAB compris) ; c'est-à-dire typiques des OIB, avec un enrichissement en éléments les plus incompatibles par rapport aux moins incompatibles (**Fig.VI.20a**). Les anomalies négatives en Pb et K sont également présentes dans les inclusions, excepté pour MI Hud3-2, qui montre une anomalie positive en Pb attribuée à la présence d'un globule de sulfure. Les spectres sont également très homogènes avec ceux des inclusions piégées dans les olivines de laves récentes (cf. inclusions de l'éruption de 2007, Di Muro *et al.*, 2014, Fig.VI.20a). Normalisé aux SSB, le spectre moyen des inclusions ne semblent pas montrer d'enrichissement en éléments incompatibles, excepté une légère anomalie positive en

Eu (**Fig.VI.20b**). En comparaison, le spectre moyen des laves des cônes adventifs est légèrement enrichi en éléments les plus incompatibles par rapport aux SSB. Le rapport  $(La/Yb)_N$  moyen (N : normalisé aux chondrites CI) est de  $6,35 (\pm 0,69\sigma)$  pour les inclusions, compris entre ceux des SSB ( $\sim 6,10$ ) et des laves des cônes adventifs ( $\sim 7,07$ , MAB et « hors MAB » confondus).



**Figure VI.20 :** (a) Concentrations en éléments en traces normalisées au manteau primitif (M.P., McDonough et Sun, 1995) des inclusions piégées dans les olivines des cônes adventifs, comparées à la moyenne des compositions des laves (en bleu). Le champ de compositions des laves historiques (Vlastélic *et al.*, 2007) est également représenté, ainsi qu'une moyenne des compositions des inclusions piégées dans les olivines de l'éruption de 2007, calculée avec les données de Di Muro *et al.*, 2014). (b) Spectres de terres rares des inclusions (moyenne des compositions) normalisés à une composition moyenne représentative des SSB (d'après Vlastélic *et al.*, 2007). La composition normalisée moyenne des laves est également représentée (en bleu).

Les teneurs en éléments volatils ont été analysées pour dix-huit inclusions vitreuses (olivines du Piton de Caille, du Piton Haüy et de Hudson). Elles présentent des teneurs comprises entre 815 et 1733 ppm pour le S (valeur moyenne de 1126 ppm), entre 176 et 334 ppm pour le Cl (moyenne de 286 ppm) et entre 393 et 682 ppm pour le F (moyenne de 528 ppm). Les compositions en S sont typiques des OIB (entre 800 et 2500 ppm, Mathez, 1976; Wallace et Carmichael, 1992) et dans la gamme de celles obtenues par Bureau (1996) pour des inclusions de La Réunion, avec une teneur maximale de 1750 ppm de S dans un échantillon du Piton de Caille. De la même façon, les inclusions les plus riches en S parmi nos échantillons sont celles provenant du Piton de Caille, ainsi qu'une inclusion provenant du Piton Haüy. Celles de l'échantillon de Hudson (514Hud3) ont toutes des teneurs inférieures à 1188 ppm. Ces teneurs ne sont pas significativement plus élevées que celles des inclusions piégées dans les

olivines des laves actuelles, avec par exemple jusqu'à 1624 ppm de S (éruption de 2007, Di Muro *et al.*, 2014). On peut noter que les teneurs en F des inclusions de Hudson de cette thèse sont assez largement supérieures à celles obtenues lors d'études précédentes (< 630 ppm, Laubier, 2006 ; Bureau, 1996), avec des teneurs jusqu'à 682 ppm. Les teneurs en Cl sont dans la gamme des inclusions de La Réunion (80 < Cl < 350 ppm dans Bureau, 1996, par exemple). L'ensemble des inclusions présente un rapport Cl/K<sub>2</sub>O moyen de  $0,043 \pm 0,011(2\sigma)$ , en cohérence avec les inclusions vitreuses du Piton de la Fournaise (Bureau, 1996).

## VI-4 : Synthèse et Discussion

### VI-4.1 : Synthèse des résultats obtenus sur les laves et les inclusions magmatiques

L'étude des échantillons des cônes adventifs, ainsi que de Hudson, permet de mettre en évidence **une histoire complexe des cristaux**, avec notamment des marques de déséquilibre (cf. Fig.VI.2-3), telles que la présence d'olivines squelettiques et de zonations. Celles-ci témoignent de fluctuations rapides des conditions magmatiques. La texture squelettique de certaines olivines traduit une croissance rapide qui peut être attribuée à une remontée rapide du magma. L'existence de fragments de cristaux d'olivine suggère un arrachement à un « solide » préexistant, qui pourrait correspondre à un « mush » déjà partiellement cristallisé. La présence d'agrégats polycristallins de nature variée (cf. Fig.VI.4) peut être expliquée par l'incorporation de cristaux, à des niveaux structuraux différents, depuis les parois d'une ou plusieurs chambres magmatiques, zones privilégiées de croissance et de stockage de cristaux (par exemple par accumulation). Les agrégats les plus fréquents sont ceux constitués de mésocristaux d'olivine polyédrale, également observés dans les laves émises en 2005 par Welsch *et al.* (2013) et Welsch (2010). Ces auteurs suggèrent que ces agrégats peuvent former des dunites dans une zone de stockage de magma, par accumulation et compaction. La présence de petits agrégats de mésocristaux de clinopyroxène et de plagioclase, avec des relations de recoupement des deux phases, suggère que ces minéraux cristallisent en même temps dans le réservoir. Welsch *et al.* (2009) ont proposé, d'après les températures de liquidus des différentes phases obtenues grâce aux simulations MELTS, que ce type de « groupement » de mésocristaux dans ces laves se forme au niveau des bordures plus froides du réservoir magmatique. Les marques de résorption observées pour certaines olivines (cf. Fig.VI.2h-i et Fig.VI.3a-c-d) peuvent être attribuées à une réinjection de magma plus chaud dans le réservoir ou à un simple processus de convection au sein de celui-ci, amenant les cristaux au contact de liquides environnants de compositions et/ou de températures différentes. Les fluctuations des

conditions régnant dans le réservoir peuvent être attribuées à différents événements apparaissant au sein d'une chambre magmatique, comme les réalimentations magmatiques, la convection, ou la déstabilisation des bordures de chambre (« mush »).

Puisque les laves des cônes adventifs, et notamment les MAB, semblent correspondre aux « Séries Océanitiques » définies pour les laves de La Réunion (cf. Chp.I, Partie I-2), nous nous intéressons essentiellement à comparer les MAB avec les laves historiques, et plus particulièrement les SSB (qui ne sont pas affectés par l'accumulation en olivine), dans le but de comprendre les processus pétro-géochimiques à l'origine de ces compositions et leur histoire au sein de la « plomberie » volcanique sous l'édifice.

Les MAB se caractérisent par des compositions plus alcalines que les SSB, ainsi que par un **rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> plus faible ( $\leq 0,76$ ) pour un MgO relativement constant**, compris entre 7,55 et 10,00 pds.% (cf. section VI-2.1, et Fig.VI.8a). Ce rapport plus faible que les SSB est principalement dû à une plus faible teneur en CaO. Les **MAB sont enrichis en éléments compatibles (Mg, Fe, Ni, Cr), mais également en éléments incompatibles (Na, K, P, Th, Nb, Al) et en LREE**, par rapport aux SSB (cf. Partie VI-2). L'enrichissement en cristaux d'olivine par accumulation semble concerner aussi bien les liquides de type SSB, ce qui correspond à un processus classique de la genèse des laves du Piton de la Fournaise et des océanites en particulier, que les liquides de type MAB. Il existe effectivement des « MAB à olivine », voire des « MAB océanitiques », qui sont riches à très riches en macrocristaux d'olivine. Bien que présentant un rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> inférieur ou égal à 0,76, cette quantité d'olivine augmente la teneur en MgO de certains échantillons à plus de 20 pds.% (maximum à 29,77 pds.% pour 514SF21, Piton Vincenzo, cf. Annexe C). Cette accumulation explique également les compositions les plus enrichies en Ni (cf. Fig.VI.13a).

La figure VI.13a montre que les MAB ne sont probablement pas reliés au même processus de fractionnement que les SSB. Cependant d'après la figure VI.13b, les MAB s'inscrivent dans le schéma d'évolution globale des laves du Piton de la Fournaise, avec une corrélation inverse entre le rapport Sc/Yb et le degré d'alcalinité des laves (voir également Fig.VI.8b). Ceci suggère, comme l'ont proposé Albarède *et al.* (1997), que la diminution du fractionnement de clinopyroxène dans les magmas du Piton de la Fournaise pourrait être responsable de la transition des laves alcalines vers des laves transitionnelles.

Toutefois, l'alcalinité des laves peut également être reliée, à source constante, à une variation du taux de fusion partielle à l'origine des magmas. Les spectres d'éléments traces et terres rares montrent un **enrichissement faible, mais caractéristique, en éléments les plus incompatibles**, plus prononcé pour les MAB (plus alcalins) que pour les laves historiques, dont les SSB (cf. Fig.VI.11 et 12). Un **taux de fusion partielle plus faible** que celui qui produit les magmas actuels pourrait donc également produire cette **plus forte alcalinité**. Vlastélic *et al.* (2005) ont auparavant expliqué les compositions enrichies en éléments incompatibles des MAB de Hudson par un plus faible taux de fusion partielle que celui à l'origine des SSB.

Malgré ces enrichissements en éléments les plus incompatibles des MAB par rapport au SSB, les spectres normalisés d'éléments en traces sont similaires, et les corrélations linéaires entre éléments très incompatibles (cf. Fig.VI.10) sont également en accord avec une origine commune de ces magmas. De même, les MAB, comme l'ensemble des cônes adventifs étudiés, sont en accord avec les gammes de compositions isotopiques connues pour l'ensemble des laves de La Réunion (cf. Fig.VI.15).

Les olivines hôtes des inclusions étudiées dans cette thèse ne sont généralement pas à l'équilibre avec les laves hôtes, les plus magnésiennes correspondant à un liquide plus primitif, non-échantillonné en surface. De plus, certaines laves sont enrichies en cristaux d'olivine, par accumulation. Il est donc difficile de faire directement le lien entre les compositions des laves et celles des inclusions magmatiques, en termes de liquides parentaux des laves.

Les **inclusions présentent une grande variabilité de composition en éléments majeurs**, notamment **par rapport aux SSB** (cf. Fig.VI.16 et 18). Cette variabilité de composition est courante pour les inclusions magmatiques, qui enregistrent des « instantanés » de la composition chimique au cours de l'évolution des liquides. Les compositions des inclusions de notre étude correspondent à des liquides basaltiques tholéïtiques à transitionnels, mais elles sont globalement **plus primitives, plus magnésiennes que les SSB**. La majorité est cependant **plus proche en composition des SSB et des « basaltes à olivine » (c'est-à-dire des laves historiques) que des MAB**. Ceci est également vrai si l'on considère les spectres **normalisés d'éléments en traces** (cf. Fig.VI.20). D'après leurs teneurs en MgO, les liquides piégés au sein des olivines semblent donc être à l'origine de l'évolution des groupes des « basaltes à l'olivine » ainsi que de celui des MAB.

Le fractionnement de clinopyroxène à l'origine de la différenciation des laves de La Réunion (e.g. Albarède *et al.*, 1997) ne s'observe pas réellement dans les compositions en

éléments majeurs des inclusions (cf. Fig.VI.16a et 18a). De plus, l'indice d'alcalinité (cf. légende Fig.VI.8) des inclusions, d'une valeur moyenne de  $-0,33 \pm 1,09$  ( $2\sigma$ ), est semblable à celui des SSB, et il ne présente pas de corrélation avec le rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . D'après Bureau (1996), les inclusions piégées dans les olivines  $\text{Fo}_{87-85}$  du Piton de Caille témoignent de la cristallisation d'olivine et de spinelle, tandis que le clinopyroxène n'apparaît que dans les inclusions plus évoluées chimiquement (par exemple au sein d'une olivine  $\text{Fo}_{83}$  du Piton Vincenzo, Bureau, 1996).

Ainsi, l'**évolution compositionnelle intermédiaire, entre alcalin et tholéitique, des inclusions** montrée en figure VI.19 peut être expliquée par un **taux de fusion partielle variable**, comme précédemment suggéré par Laubier (2006) : les plus faibles taux de fusion seraient à l'origine des compositions à Ne normative, et les plus forts généreraient les compositions à Qz normatif, comme pour les inclusions du Piton de Caille et de Hudson (cf. Fig.VI.19). Bureau *et al.* (1998a) ont également analysé des inclusions de nature tholéitique dans des olivines de la rift zone Nord-Ouest du Piton de la Fournaise, appartenant à des cônes adventifs (Piton de Caille et Piton Chisny), alors qu'elles sont légèrement alcalines dans la partie centrale et Sud-Est du volcan.

Le **rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  des inclusions est relativement variable, notamment par rapport aux SSB et « basaltes à olivine »** (cf. Fig.VI.16a). Quelques inclusions s'intègrent dans les lignées d'évolution des « laves différenciées » ou des MAB, et sont caractérisées par des rapports plus faibles. Il est difficile d'expliquer ces rapports élevés par cristallisation fractionnée depuis le magma primaire calculé selon Sobolev et Nikogosian (1994), représenté en figure VI.17a. Les simulations MELTS de Famin *et al.* (2009), Villemant *et al.* (2009) et Salaün *et al.* (2010) ne permettent pas non plus de reproduire les compositions des inclusions analysées dans cette thèse (notamment les teneurs en CaO supérieures à 12 pds.%) par cristallisation fractionnée depuis des compositions « classiques » de magma parental estimées pour les laves du Piton de la Fournaise (magma parental à  $\text{MgO} = 9,5$  pds.% et  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0,80$  dans Famin *et al.*, 2009, adapté de Ludden, 1978 et Bureau *et al.*, 1998b, 1999, et  $\text{MgO} = 12,52$  pds.% et  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0,80$  dans Villemant *et al.*, 2009), à des pressions inférieures à 800 MPa (Famin *et al.*, 2009; Villemant *et al.*, 2009) et à 1 GPa (Salaün *et al.*, 2010).

Il est dès lors possible de considérer que les liquides sont issus d'un magma parental caractérisé par un  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  plus élevé. Plusieurs études ont associé des rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  élevés, retrouvés dans des inclusions magmatiques, par comparaison avec les laves, à des hétérogénéités de source ; les inclusions échantillonnant des lithologies de type pyroxénite

présentes au sein du manteau (e.g. Médard *et al.*, 2006 ; Sorbadère, 2013; Sorbadere *et al.*, 2011, 2013a, 2013b). Cependant, ces études portent généralement sur des inclusions ultracalciques, avec des teneurs en CaO et CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nettement supérieures à celles des inclusions étudiées dans cette thèse (parfois jusqu'à > 18 pds.% et > 1, respectivement). Il s'agit de plus de magmas à Ne-normative créés en domaine d'arc, c'est-à-dire dans un contexte radicalement différent de celui de point chaud. De plus, les inclusions des olivines des cônes adventifs ne montrent pas de relation claire entre CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et la teneur en MgO. Si un rapport élevé peut correspondre à un caractère plus primitif du magma parental, le liquide devrait également être plus magnésien. Il faut également noter que nous avons précédemment montré que les compositions relativement primitives des inclusions piégées dans les olivines des cônes adventifs peuvent être obtenues à partir de la fusion partielle d'une péridotite à grenat, dans de faibles degrés de fusion (cf. Chapitre IV), sans la nécessité d'une lithologie pyroxénitique.

Par ailleurs, il a été proposé que les variations du rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pour les inclusions des olivines ne soient pas liées à des magmas parentaux issus de sources différentes, mais plutôt à des processus opérant dans les chambres magmatiques. Ce type de variation a été détecté dans les inclusions des olivines de l'éruption de 2005 au Piton de la Fournaise, et il a été attribué à des processus de cristallisation-dissolution du clinopyroxène dans le réservoir lors de fluctuations de la température (Welsch, 2010; Welsch *et al.*, 2009). Selon ces auteurs, la convection thermique au sein de la chambre magmatique permet aux microcristaux d'olivine d'échantillonner, sous la forme d'inclusions magmatiques, un liquide soit plus « froid », cristallisant du clinopyroxène et donc caractéristique de teneurs faibles en CaO, soit plus chaud, résorbant le clinopyroxène et donc plus riche en CaO. Dans le premier cas, les inclusions des olivines présentent un faible rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (jusqu'à < 0,5, Welsch *et al.*, 2009), et dans le second, un rapport plus fort, jusqu'à 1,06 (Welsch *et al.*, 2009). Si les inclusions piégées dans les olivines peuvent enregistrer ces variations liées au clinopyroxène, cela signifie que l'olivine et le clinopyroxène peuvent cristalliser en même temps dans le réservoir.

## **VI-4.2 : Hypothèses sur la pétrogenèse des MAB**

### ***VI-4.2.1 : Les hypothèses issues de la littérature***

Plusieurs hypothèses ont été avancées afin d'expliquer la différence entre les compositions des SSB et des MAB (auparavant appelés « AbG »). Les principaux processus issus des études antérieures sont listés ci-dessous.



➤ **L'accumulation de cristaux d'olivine** : Villemant *et al.* (2009) ont suggéré que les compositions des MAB (i.e. faible Ca) résulteraient de **l'accumulation de cristaux d'olivine dans des liquides basaltiques plus évolués appartenant à la lignée des « laves différenciées »** (cf. Fig. VI.7a), et correspondent aux verres de l'éruption de 1998.

➤ **La contamination/assimilation d'origine superficielle** : en se basant sur les différences de compositions des deux types de magma émis simultanément à deux endroits lors de l'éruption de 1998 (SSB au cratère Kapor et MAB au cratère Hudson), Salaün *et al.* (2010) ont proposé que les différences de composition entre les deux types de basaltes soient dues à différents types d'interaction du magma avec les roches encaissantes, engendrant un **processus d'assimilation superficiel**, sous l'édifice. D'après leurs travaux, les magmas de Hudson auraient **assimilé des cumulats riches en olivine dans des liquides basaltiques plus ou moins différenciés, accompagnés de liquides interstitiels présents dans ces cumulats (wehrlitiques à gabbroïques) ou de liquides issus de leur fusion**. Cette contamination par des liquides différenciés (trachytiques) serait à l'origine de leur plus forte teneur en éléments incompatibles. Ils supposent qu'avant ces interactions, les magmas avaient la même composition et ont été produits **à des pressions inférieures à 800 MPa**, comme l'ensemble des laves historiques de la période 1998-2007.

Pietruszka *et al.* (2009) ont expliqué les forts rapports  $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et les anomalies en éléments en traces des magmas de Hudson par leur **contamination par de petites quantités de liquides issus de faibles degrés de fusion partielle de cumulats récents, wehrlitiques à gabbroïques**, précédemment **altérés par hydrothermalisme** au sein de l'édifice. Ce processus serait à l'origine des compositions « anormales » décrites par ces auteurs, dont feraient partie les laves de Hudson, et se traduirait par un rapport Th/U plus faibles dans ces laves (< 3,88, jusqu'à ~ 3,76, d'après Fig. 6 de Pietruszka *et al.*, 2009).

➤ **Le fractionnement de clinopyroxène** : Kornprobst *et al.* (1979, 1984) ont suggéré que ces compositions soient issues d'un **fractionnement « wehrlitique » (olivine + clinopyroxène), à haute pression (4 ou 5 kbar)**. Boivin et Bachèlery (2009) ont proposé que ce type de fractionnement laisse un cumulat wehrlitique cristallisé entre 10 et 12 km de profondeur. Famin *et al.* (2009) ont quant à eux suggéré un **fractionnement de clinopyroxène et plagioclase à une profondeur supérieure à 7,5 km**, et que le cumulat gabbroïque résultant de ce fractionnement serait identique aux roches grenues présentes dans le complexe gabbroïque affleurant au Piton des Neiges (cirque de Salazie). Des travaux récents de pétrologie

expérimentale à partir d'une composition initiale de SSB révèlent qu'il est possible de **crystalliser du clinopyroxène comme seule phase au liquidus, à des pressions supérieures à 400 MPa** (Brugier, 2016). De plus, selon cette étude, l'évolution par fractionnement de clinopyroxène depuis une composition de magma parental présentant un fort rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  peut reproduire la composition des verres de la Plaine des Sables de type MAB (Brugier, 2016).

Il faut rappeler que le rôle du clinopyroxène a également été proposé pour expliquer la différenciation de certaines laves du Piton de la Fournaise (Albarède *et al.*, 1997). Ces auteurs ont suggéré que les « laves différenciées » des Remparts, alors considérées comme les plus anciennes du volcan (cf. section VI-2.1), sont issues du fractionnement à haute pression ( $\geq 4$  kbar) d'un assemblage gabbroïque riche en clinopyroxène. D'après ces auteurs, ce fractionnement contrôlerait aussi l'alcalinité des laves.

#### **VI-4.2.2 : Évaluation des processus potentiels**

Les échantillons des cônes adventifs que nous avons analysés dans ce chapitre correspondent majoritairement à des MAB. Ils viennent compléter les laves de Hudson étudiées dans la plupart des travaux précédents, et nous permettent également de discuter les processus pétrogénétiques à l'origine de telles compositions.

##### **- À la source :**

Tout d'abord, il semble impossible à ce stade de proposer des sources différentes pour les MAB et les SSB. Les résultats que nous avons obtenus pour les compositions isotopiques des MAB, et pour un certain nombre de cônes adventifs de façon générale, ne montrent pas de différence significative avec l'ensemble des compositions isotopiques connues pour les laves historiques (cf. Fig. VI.15). La source s'avère donc homogène pour la grande majorité des laves de La Réunion, en accord avec les résultats obtenus sur les éléments en traces (cf. Fig. VI.9, 10 et 11). L'existence d'hétérogénéités de source à petite échelle a cependant été suggérée à partir de différences de compositions isotopiques et en éléments en traces entre les deux éruptions simultanées de 1998 (Kapor et Hudson, Vlastélic et Pietruszka, 2016). La question de la nature de la source sera plus largement abordée dans le chapitre final (Chapitre VII).

##### **- Lors du transfert :**

Plusieurs observations vont à l'encontre de l'hypothèse suggérant que les MAB soient issus d'une accumulation de cristaux d'olivine dans des « laves différenciées » (Villemant *et*

*al.*, 2009). Tout d'abord, nous avons montré par l'étude d'un nombre important de cônes adventifs que la tendance des MAB dessinée par ces compositions (cf. Fig.VI.7a) correspond à une gamme de teneurs en MgO relativement restreintes (essentiellement entre 8 et 10 pds.%) pour des valeurs très variables de CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (entre 0,76 et 0,55). Cette relative homogénéité en MgO est difficile à expliquer par une accumulation en olivine depuis des magmas issus du trend des « laves différenciées ». Cela impliquerait que pour des liquides présentant différents degrés d'évolution correspondant à des rapports CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> distincts, la quantité d'olivine accumulée soit variable et aboutisse fortuitement à une teneur en MgO globalement similaire. Nous avons aussi vu que les MAB correspondent à des compositions émises jusque dans la période historique. Ce sont donc potentiellement des magmas actuels du Piton de La Fournaise, alors que les « laves différenciées » ont été émises il y a plus de 400 000 ans. Enfin, le fait qu'il existe de nombreux MAB « aphyriques » contredit l'hypothèse selon laquelle ces compositions sont expliquées par de l'accumulation en cristaux d'olivine.

Les cônes adventifs présentent quelques caractéristiques qui sont en accord avec l'hypothèse de Salaün *et al.* (2010), selon laquelle les compositions en éléments majeurs et traces des MAB reflètent l'assimilation de cumulats riches en olivine, et de liquides interstitiels différenciés des cumulats (wehrlitiques à gabbroïques) ou issu de leur fusion partielle. Les MAB des cônes adventifs présentent également un enrichissement en éléments incompatibles qui, pour les MAB de Hudson, est associé à de la contamination par des liquides différenciés (Salaün *et al.*, 2010). Ceux-ci pourraient provenir de liquides interstitiels de cumulats wehrlitiques à gabbroïques, car certains cônes adventifs contiennent effectivement ce type de nodules cumulatifs (par exemple au Piton Haüy). Toutefois, ces cumulats sont rares et il est difficile d'imaginer que seule la contamination par ces liquides différenciés interstitiels puisse faire baisser les teneurs en CaO sous 9 pds.% (minimum à 8,30, cf. Fig.VI.8c), impliquant des rapports CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> jusqu'à des valeurs inférieures à 0,60 (minimum à 0,55, Fig.VI.8a), celles de Hudson étant respectivement d'environ 9,8 pds.% et 0,72 (Salaün *et al.*, 2010). Aussi, la fusion de ces cumulats wehrlitiques à gabbroïques, telle qu'envisagée par ces auteurs, devrait engendrer une augmentation des teneurs en CaO et du rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des liquides, et non la diminution observée dans les MAB. Enfin, les auteurs considèrent un processus d'assimilation à basse pression. Cependant, les travaux de Bureau *et al.*, (1999) ont montré que les olivines magnésiennes des laves de Hudson auraient été remontées depuis des profondeurs d'environ 12,5 km.

Concernant les éléments en traces, il faut noter que les MAB des cônes adventifs ont un rapport Th/U moyen de  $4,15 \pm 0,24$  ( $2\sigma$ ), qui ne reflète donc pas les marques de la contamination par des cumulats précédemment altérés par hydrothermalisme proposée par Pietruszka *et al.* (2009). De plus, l'échantillon 514Hud3 de Hudson présente un Th/U  $\sim 4$ , correspondant à la valeur moyenne des laves de La Réunion.

La contamination d'origine superficielle ne peut donc pas, à elle-seule, expliquer les compositions particulières des MAB.

Il faut noter également qu'une contamination d'origine profonde par du matériel crustal a été proposée pour expliquer les différences de compositions en isotopes du Pb et en éléments en traces entre les MAB de Hudson et les SSB émis simultanément à Kapor (Vlastélic *et al.*, 2005). Cette hypothèse ne permet pas à ce stade d'expliquer les faibles teneurs en CaO caractéristiques des MAB des cônes adventifs. Il faut noter que les cônes adventifs sont nettement plus radiogéniques en Pb que les laves de 1998, dont Hudson (cf. Fig.VI.15c-d).

- Le rôle du clinopyroxène :

Nous avons vu que les MAB montrent une corrélation entre le rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et le degré d'alcalinité (cf. Fig.VI.8b), en cohérence avec un fractionnement de clinopyroxène (Albarède *et al.*, 1997). Cependant, ils ne présentent pas pour les autres éléments majeurs les mêmes tendances que celles des laves des Remparts (par exemple Fig.VI.8c-h) : le fractionnement n'est donc pas identique à celui proposé pour les laves des Remparts par Albarède *et al.* (1997). Le rôle du clinopyroxène n'apparaît pas aussi clairement que dans les compositions des laves alcalines décrites par ces auteurs, et notamment pour les éléments de transitions (e.g. Fig.VI.14). De plus, ce minéral est surtout présent au sein de la mésostase des MAB ou des cônes adventifs de façon générale, tandis que le minéral le plus représenté en macrocristal est l'olivine.

Si l'hypothèse de fractionnements tels que ceux décrits ci-dessus est encore débattue pour expliquer la composition des MAB, il faut noter que la sismicité enregistrée lors de la seule éruption historique de ces basaltes, au cratère Hudson (1998), provenait de niveaux nettement plus profonds (Battaglia *et al.*, 2005) que le réservoir superficiel, dont sont supposés être issus les SSB et « basaltes à olivines » historiques. Les magmas à l'origine des MAB pourraient donc auparavant avoir été stockés dans des niveaux plus profonds que ceux à l'origine des SSB. En effet, Bureau *et al.* (1998a, 1999) ont estimé de plus fortes pressions de piégeage, enregistrées dans les inclusions des olivines des laves de Hudson, mais aussi du cône adventif Piton de Caille

(~500 MPa). Les travaux de Brugier (2016) soutiennent également l'hypothèse d'un fractionnement profond de clinopyroxène comme le processus pétrogénétique à l'origine des MAB, bien qu'ils impliquent de reconsidérer les compositions des magmas parentaux au Piton de la Fournaise, ceux-ci ayant jusqu'à présent été calculés en supposant uniquement l'olivine comme phase au liquidus (e.g. Famin *et al.*, 2009; Fisk *et al.*, 1988; Ludden, 1978; Villemant *et al.*, 2009). En considérant le clinopyroxène comme phase au liquidus, à plus haute pression, le magma parental peut correspondre à un liquide ayant un rapport élevé en CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, couplé avec un fort Mg#, à l'équilibre avec un assemblage clinopyroxène-orthopyroxène à 1 GPa (Brugier, 2016).

La présence de cristaux d'orthopyroxène comme ceux observés dans les échantillons de coulée de Piton Langevin est une observation importante. S'ils ont bien une origine magmatique, ces orthopyroxènes pourraient avoir cristallisé dans un réservoir nettement plus profond que le réservoir superficiel, en accord avec les travaux de Brugier (2016), et à partir d'un liquide probablement plus tholéitique que les magmas transitionnels communément émis au Piton de la Fournaise. Il faut toutefois noter que la très faible proportion de macrocristaux de clinopyroxène des MAB des cônes adventifs et de Hudson s'accorde peu avec l'hypothèse du fractionnement profond décrit ci-dessus, sauf à considérer que la quasi-totalité des cristaux de clinopyroxène reste piégée au sein des structures intrusives.

- En conclusion :

En résumé, dans l'état actuel de ces travaux, il est clair que les MAB n'évoluent pas directement depuis des liquides de type SSB. Nous suggérons que les **liquides de type MAB soient issus d'un fractionnement différent de celui contrôlé par l'olivine, qui caractérise les SSB**. Ce fractionnement **implique le clinopyroxène et quasiment pas l'olivine**, de façon à faire baisser le rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en gardant un MgO relativement constant. D'après les travaux expérimentaux (e.g. Fisk *et al.*, 1998 ; Brugier, 2016) et les simulations MELTS (Famin *et al.*, 2009), ce type de fractionnement ne peut s'effectuer qu'**à des pressions plus fortes que celles qui correspondent au réservoir superficiel** (~ 2,5 km sous le sommet de l'édifice, Nercessian *et al.*, 1996; Peltier *et al.*, 2007) à l'origine des SSB, probablement supérieures à 400 MPa (Brugier, 2016).

Les olivines, présentes en plus ou moins grande quantité selon le type de MAB (« aphyrique », « à olivine » ou « océanique »), ne sont majoritairement pas à l'équilibre avec les laves hôtes, en particulier pour les plus magnésiennes (Fo > 85). Nous suggérons que les

**MAB puissent recycler des cristaux d'olivine** (et également différents types de cumulats) lors de leur ascension vers la surface. La croissance de ces **olivines s'est probablement produite dans un magma évoluant au sein d'un réservoir hétérogène chimiquement et thermiquement**, tel que décrit par Welsch *et al.* (2009) pour les laves de 2005 : les processus de cristallisation-dissolution de clinopyroxène expliqueraient les variations des rapports CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des inclusions, qui ne corrèlent pas avec leurs teneurs en MgO. Ce réservoir doit être situé à **des profondeurs plus faibles que celles où le clinopyroxène est la seule phase présente au liquidus**. Cependant, puisque ces olivines sont nettement plus magnésiennes que la grande majorité des olivines des laves historiques, dont les SSB, elles sont probablement stockées dans des niveaux plus profonds que le réservoir superficiel, en accord avec les travaux de Bureau *et al.*, (1999, jusqu'à 12 ou 15 km de profondeur). L'analyse des volatils dissous (CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O) dans les inclusions magmatiques des MAB permettrait de mieux contraindre les pressions de piégeage, et donc plus largement de stockage des olivines hôtes, et le transfert des laves hôtes.

## Chapitre VII : Discussion générale

---

Si les laves émises sur les volcans réunionnais sont majoritairement des basaltes transitionnels dans lesquels l'olivine est le principal minéral influant sur la composition des magmas, certaines laves plus ou moins anciennes montrent des caractéristiques pétro-géochimiques particulières, qui témoignent de conditions magmatiques variées sous les volcans de l'île, et de systèmes de stockage et transfert relativement complexes. C'est le cas des basaltes des cônes adventifs et des Basaltes Porphyriques à Plagioclase, qui ont été étudiés dans cette thèse. Ce dernier chapitre s'intéresse aux processus variés liés (1) à la source, (2) au taux de fusion, (3) aux stockages et transferts des magmas, pouvant expliquer la diversité des produits émis en surface, d'un point de vue pétrographique et chimique, voire isotopique, en se basant sur les résultats obtenus au cours de cette thèse ainsi que sur les études précédentes.

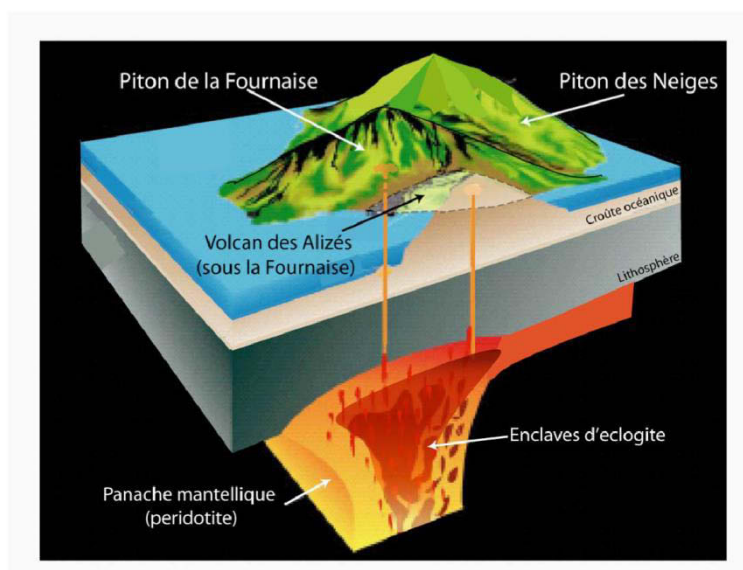
### VII-1 : Synthèse sur la source du panache mantellique : présence d'hétérogénéités ?

Contrairement aux autres points chauds majeurs (notamment Hawaï, e.g. Chen et Frey, 1983), le panache de La Réunion est considéré comme relativement homogène au cours du temps, en termes de compositions isotopiques des laves (e.g. Albarède *et al.*, 1997; Fisk *et al.*, 1988; Fretzdorff et Haase, 2002; Graham *et al.*, 1990; Hanyu *et al.*, 2001; Mahoney *et al.*, 2002; Nohda *et al.*, 2005; Peng et Mahoney, 1995; Staudacher *et al.*, 1990). Cette homogénéité a été associée à une source correspondant à un composant mantellique commun aux OIB (Bosch *et al.*, 2008). Dans le chapitre précédent, nous avons vu que la source des magmas du Piton de la Fournaise, des laves anciennes jusqu'aux laves historiques, incluant celles de Hudson, serait donc relativement homogène au cours du temps, et que les cônes adventifs ne feraient pas exception (Fig.VI.9,10,11 et 12). Cette **homogénéité** est globalement confirmée par les compositions en éléments en traces des inclusions magmatiques préservées dans les olivines magnésiennes des cônes adventifs et de Hudson (Chapitre IV). En combinant ces données et celles des laves (cette étude ; Schiano *et al.*, 2012; Vlastélic *et al.*, 2006), nous avons suggéré que ce **panache provienne d'un domaine mantellique peu différencié** (intermédiaire entre un manteau relativement primitif et un manteau appauvri), **presqu'isolé des processus de recyclage** de matériel enrichis liés à la subduction océanique, en accord avec une **origine profonde** (possiblement à la limite noyau-manteau, tel que proposé par Courtillot *et al.*, 2003).

De **faibles taux de fusion partielle** de cette source peuvent générer les concentrations globalement enrichies en éléments en traces des inclusions magmatiques (Chapitre IV).

Cependant, des études relativement récentes ont montré des variations isotopiques et élémentaires qui suggèrent la présence d'hétérogénéités au sein du panache de La Réunion (Bosch *et al.*, 2008; Luais, 2004; Pietruszka *et al.*, 2009; Smietana, 2011; Smietana *et al.*, 2010; Vlastélic et Pietruszka, 2016, cf. Chapitre I, section I-1.2).

Des laves sous-marines anciennes (> 3,3 Ma) du flanc Nord-Est du Piton de la Fournaise ont notamment révélé une signature plus radiogénique en isotopes du Sr combinée à des valeurs plus faibles en  $\epsilon\text{Nd}$  (Smietana, 2011; Smietana *et al.*, 2010). Ces compositions ont été interprétées comme la contribution d'un composant enrichi dans la source des laves. Ce composant enrichi se présenterait sous forme d'enclaves éclogitiques (**Fig.VII.1**) au sein du panache mantellique. Il faut noter que ces laves ont été attribuées par les auteurs au Volcan des Alizés, ancien édifice situé sous le massif du Piton de la Fournaise, et aujourd'hui partiellement démantelé (e.g. Lénat *et al.*, 2012; Smietana, 2011 ; cf. Chapitre I, section I-2.4).



**Figure VII.1** : Schéma représentatif du panache mantellique hétérogène de La Réunion à l'origine des différents édifices volcaniques (Smietana, 2011). Le Volcan des Alizés est un ancien édifice supposé sous le massif du Piton de la Fournaise.

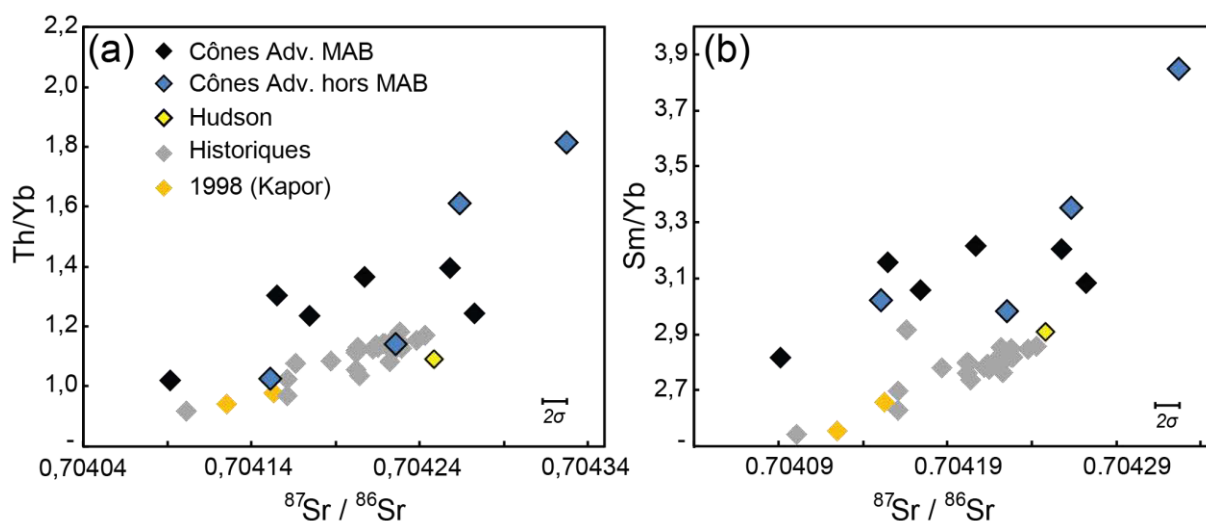
D'après les corrélations positives entre les rapports isotopiques du Sr et les rapports de certains éléments en traces (par exemple Th/Yb) dans les laves historiques, il a également été suggéré qu'il existe des hétérogénéités à petite échelle au sein du panache mantellique (Pietruszka *et al.*, 2009; Vlastélic et Pietruszka, 2016). Selon les auteurs, le panache serait composé de lithologies plus enrichies en éléments en traces, fertiles, et de lithologies moins



enrichies, plus réfractaires. Ces hétérogénéités résulteraient de l'entraînement du manteau supérieur ambiant dans le panache, ou seraient intrinsèques au panache (« blobs » ascendants, cf. Fig.I.11, Chp.I). La **figure VII.2** permet de comparer les compositions des échantillons des cônes adventifs étudiés dans cette thèse à celles des laves historiques étudiées par Pietruszka *et al.* (2009). Si des hétérogénéités de source à petites échelles apparaissent parmi les laves historiques (Pietruszka *et al.* (2009), elles apparaissent également parmi les cônes adventifs, sur une période temporelle plus grande. Dans la figure, ces derniers montrent également une corrélation positive entre rapports isotopiques et rapports d'éléments en traces incompatibles. Les variations des rapports d'éléments (Th/Yb et Sm/Yb) peuvent traduire des variations de taux de fusion partielle, ou des variations de source avec des degrés d'enrichissement variables. Dans le cas d'une variation de source, la source radiogénique en Sr est plus fertile (i.e. plus enrichie en éléments incompatibles) qu'une source moins radiogénique en Sr. Nous observons également que la corrélation représentée par les cônes adventifs diffère de celle définie par les laves historiques : pour un même rapport isotopique du Sr, les **laves des cônes adventifs sont enrichies en éléments les plus incompatibles** (Th et Sm) par rapport aux laves historiques. Nous avons vu que pour les laves des cônes adventifs, et en particulier les MAB, cet enrichissement est en accord avec une **alcalinité plus forte, que nous associons à un taux de fusion partielle plus faible** (Chapitre VI). Ainsi, pour un même rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  d'origine, une fusion à plus faible taux de la source engendre des rapports Th/Yb et Sm/Yb plus forts pour les laves des cônes adventifs que ceux des laves historiques, issus d'un plus fort taux de fusion : il en résulte les deux tendances de la figure VII.2.

Il est communément admis que les inclusions magmatiques enregistrent de plus larges gammes de compositions que leurs laves hôtes (Chp. II, Partie II-3). Dans notre étude, les **inclusions magmatiques de nos échantillons présentent une variabilité dans les diagrammes d'éléments en traces incompatibles** plus importante que celle des laves historiques (Fig.5, Chp.IV). Notamment, elles montrent de plus faibles teneurs en Nb (Fig.5 et 7, Chp.IV), suggérant l'existence de magmas parentaux distincts chimiquement. Ces variabilités questionnent l'homogénéité de la source des magmas. En effet, **le rapport Nb/U plus faible mesuré dans les magmas des cônes adventifs, et notamment dans les inclusions magmatiques**, est supposé caractéristique de la source de ces magmas. Nos données étant peu compatibles avec des processus de recyclage, il est possible que **les inclusions des olivines magnésiennes des cônes adventifs aient pu piéger des liquides primitifs issus d'un domaine**

**mantellique moins différencié** (i.e. moins affecté par l'extraction de la croûte continentale, Hofmann *et al.*, 1986, Chapitre IV).



**Figure VII.2 :** (a) Th/Yb et (b) Sm/Yb versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour les laves des cônes adventifs (cette étude) et du cratère Hudson (Pietruszka *et al.*, 2009), comparés aux laves de l'éruption de 1998 à Kapor (Pietruszka *et al.*, 2009) et aux laves historiques (20<sup>ème</sup> siècle, Pietruszka *et al.*, 2009). MAB, laves de type « Mid-Alkaline Basalts » ; hors MAB, laves situées hors de la lignée des MAB (cf. Chapitre VI).

Concernant les éléments majeurs, les inclusions des olivines des cônes adventifs et de Hudson montrent notamment des rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  qui diffèrent de ceux des laves hôtes (Chp. VI, section VI-3.1). Bien que ces inclusions présentent un rapport moyen de 0,82, valeur similaire à celle des SSB (e.g. Pichavant *et al.*, 2016), ce rapport varie de 0,70 à 1,01 (cf. Fig.VI.16a). De telles variations au sein d'inclusions piégées dans des microcristaux d'olivine des laves de 2005 ont été interprétées comme reflétant des fluctuations de température dans le réservoir superficiel, engendrant un phénomène de cristallisation-dissolution de clinopyroxène, à l'origine de rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  variables (Welsch *et al.*, 2009). Il faut noter que, dans notre étude, les variations sont enregistrées dans des inclusions piégées dans des macrocristaux ou mésocristaux d'olivine. Si une diminution du rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  peut être associée à de la différenciation dominée par la précipitation de clinopyroxène, les rapports plus élevés ne peuvent pas être expliqués par ce mécanisme, puisque que les magmas parentaux habituellement considérés au Piton de la Fournaise ont un rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  d'environ 0,80 (e.g. Sobolev et Nikogosian, 1994, cf. Fig.VI.17). Nous pouvons également envisager que les inclusions aux rapports élevés de  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  et aux teneurs en MgO supérieures aux SSB

(> 8 pds.%) soient issues d'un magma parental caractérisé par un  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  nettement supérieur à 0,80, issu d'une source différente d'une lherzolite classique.

Dans des contextes d'arc, différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer les enrichissements en CaO à l'origine de forts  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  dans les inclusions magmatiques des olivines, comme par exemple la fusion de lithologies pyroxénitiques ou wherlitiques (Kogiso et Hirschmann, 2001; Schiano *et al.*, 2000). Sorbadere *et al.* (2011, 2013a, 2013b) ont également suggéré que des inclusions magmatiques caractérisées par des rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  parfois supérieurs à 0,9 auraient enregistré des compositions issues du mélange entre des lithologies péridotitiques et clinopyroxénitiques. Ces lithologies de type pyroxénite seraient présentes au sein du manteau par la délamination de cumulats riches en clinopyroxène présents à la base de la croûte sous les arcs volcaniques (Médard *et al.*, 2006 ; Sorbadère, 2013; Sorbadere *et al.*, 2011, 2013a, 2013b). Toutefois dans le cas du contexte de point chaud de La Réunion, la pyroxénite serait plutôt présente sous forme de veines dispersées dans le manteau (e.g. Allègre et Turcotte, 1986; Hirschmann et Stolper, 1996), et pourraient être entraînée dans le panache mantellique tel que proposé par Smietana (2011) par exemple. Il faut également noter que les fortes teneurs en CaO des inclusions magmatiques associées aux hétérogénéités de source dans le cas des magmas d'arc sont nettement plus élevées que celles de nos inclusions (jusqu'à 18,8 pds.%, voir Sorbadère, 2013), et qu'il s'agit d'inclusions nettement plus sous-saturées en silice (compositions à néphéline normative, e.g. Sorbadère, 2013; Sorbadere *et al.*, 2012).

Une autre possibilité serait que les magmas parentaux des olivines hôtes de nos inclusions aient été contaminés par interaction avec des cumulats wehrilitiques en profondeur.

Il faut garder à l'esprit que les magmas primaires de La Réunion ont toujours été estimés en considérant l'olivine comme unique phase au liquidus, puisqu'il s'agit quasiment de la seule phase minérale observée en macrocristal, dans la grande majorité des laves de La Réunion. Toutefois, si le clinopyroxène est également pris en compte, les magmas primaires peuvent être nettement plus riches en CaO, et pourraient être à l'origine de compositions riches en  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  dans les inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes. Enfin, l'activité très récente du Piton de la Fournaise a enregistré une augmentation exceptionnelle du rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (jusqu'à 0,9) des laves émises au cours du temps, associée à une augmentation de la teneur en MgO. Il pourrait s'agir des laves les plus primitives échantillonnées sur le volcan (comm. pers. I. Vlastélic).

## VII-2 : Le taux de fusion partielle

Les variations de taux de fusion pour une même source mantellique jouent un rôle important dans la diversité chimique des produits magmatiques. Les forts taux de fusion sont à l'origine des magmas primaires de nature tholéitique, avec de plus fortes teneurs en silice, de plus faibles teneurs en alcalins et en éléments incompatibles. À l'inverse, de faibles taux produisent des magmas primaires plutôt alcalins, avec de plus faibles teneurs en silice, et plus riches en éléments incompatibles. Dans le cas de La Réunion, les basaltes sont majoritairement de nature transitionnelle, bien que certaines laves anciennes soient clairement alcalines (laves des « Remparts », Albarède *et al.*, 1997 et BPP, Chapitre V). Dans le chapitre IV, nous avons montré qu'un **taux de fusion partielle d'environ 5 % d'une source péridotitique à grenat (~ 3 GPa), légèrement appauvrie** par rapport au CHUR ( $\epsilon_{Nd} \sim 4$ , Bosch *et al.*, 2008; Pietruszka *et al.*, 2009), **peut générer des liquides primitifs enrichis en éléments incompatibles, correspondant à ceux retrouvés en inclusions magmatiques dans les olivines magnésiennes des cônes adventifs et de Hudson** (Chapitre IV). Ce modèle, qui n'implique pas d'éventuels processus de recyclage de composants enrichis, se distingue des hypothèses d'hétérogénéités de source évoquées dans la section précédente (VII-1).

Au massif du Piton de la Fournaise, les laves sont devenues de moins en moins alcalines au cours du temps, avec aujourd'hui l'émission de basaltes transitionnels, correspondant aux SSB et « Basaltes à olivine » (Albarède *et al.*, 1997). Les laves des cônes adventifs correspondent majoritairement à des basaltes légèrement alcalins (cf. Fig.VI.7b), et sont donc intermédiaires entre les basaltes transitionnels et les laves alcalines du groupe des « laves différenciées » (depuis 530 ka). D'un point de **vue temporel, les laves des cônes adventifs s'inscrivent dans le schéma de diminution de l'alcalinité des magmas produits au cours du temps au Piton de la Fournaise (s.l., 530 ka – actuel), et pourraient représenter une étape intermédiaire de cette transition vers la formation de magmas plus transitionnels caractéristiques du système magmatique récent.**

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que les MAB se distinguent par un enrichissement en LREE par rapport aux SSB (cf. Fig.VI.12). Cet enrichissement est également mis en évidence par le rapport  $(La/Yb)_N$  (N : normalisé à C.I., chondrite ordinaire), plus élevé pour les MAB que les SSB (7,17 et 6,10, respectivement, cf. Fig.VI.11d). Il est relativement proche de celui des laves de Langevin et légèrement plus élevé que celui des laves des Remparts. Cependant, il faut noter que ce rapport moyen (~ 7,17) est également valable pour

tous les échantillons des cônes adventifs, y compris les laves « hors MAB », et que ce rapport est plus élevé que celui de l'ensemble des laves historiques (~ 6,13, cf. Fig.VI.11d). Ainsi, cette évolution peut être liée au **rôle du taux de fusion, plus faible pour laves anciennes et cônes adventifs que les laves historiques. Un taux de fusion plus fort peut être responsable de la diminution de l'alcalinité des laves au cours du temps** (cf. ci-dessus). En effet, les spectres des laves de Hudson ont un rapport  $(La/Yb)_N$  similaire à ceux des autres laves historiques de type SSB ou « Basaltes à olivine » (~ 6,19 pour 514Hud3), ce qui signifie qu'un plus fort  $(La/Yb)_N$  n'est pas forcément lié à la nature des laves, à-savoir les MAB.

Les données en **éléments majeurs des inclusions magmatiques des olivines magnésiennes sont également en accord avec une variabilité du taux de fusion partielle** (cf. Fig.VI.19), telle que proposée par Laubier (2006): des taux plus forts semblent à l'origine des liquides parentaux des olivines du Piton de Caille (en accord avec les résultats de Laubier, 2006), mais aussi de Hudson, qui sont alors plus tholéitiques. Les inclusions des olivines du Piton Haüy seraient alors issues de taux de fusion plus faibles, à l'origine des compositions plus alcalines de ces magmas parentaux. Le caractère plus tholéitique des inclusions magmatiques dans les olivines magnésiennes du Piton de Caille a également été observé par Bureau (1996), qui a plutôt attribué ces différences de compositions entre la rift zone Nord-Ouest (Piton de Caille, tholéitiques) et la partie centrale et Sud-Est (e.g. Piton Vincenzo, Manapany, Dolomieu, plus alcalines) à une différence de profondeur de fusion partielle dans le manteau (plus grande pour les compositions plus alcalines), ou à de la contamination par interactions entre le magma ascendant et l'édifice.

### **VII-3 : Fonctionnement des réservoirs, stockages et transferts magmatiques**

Des magmas primaires semblables peuvent évoluer chimiquement de façon différente, selon les processus de fractionnement, de dégazage, ou encore d'accumulation et d'assimilation/contamination. Ces processus sont dépendants des conditions de stockage magmatique (e.g. la pression de réservoir, le temps de résidence, température et gradients thermiques) et des transferts du magma (e.g. l'ascension plus ou moins directe des magmas, par différents « chemins » et depuis des niveaux en profondeur). Les processus comme la cristallisation fractionnée, la ségrégation des cristaux ou d'autres processus au sein d'un réservoir entraînent une certaine diversité dans les produits volcaniques émis. Ces phénomènes peuvent évoluer au cours de l'activité magmatique des volcans de La Réunion.

Dans cette partie, nous nous intéressons principalement à la **crystallisation fractionnée** et au **recyclage des cristaux**, comme phénomènes à l'origine de la diversité pétrographique et géochimique des magmas au cours du temps, et notamment à l'origine des compositions « particulières » des magmas étudiés dans cette thèse, les Basaltes Porphyriques à Plagioclase et les « Mid-Alkaline Basalts ».

### **VII-3.1 : Crystallisation fractionnée :**

La grande majorité des magmas de La Réunion évoluent avec l'olivine comme principale phase minérale, en tant que phénocrystal. Les laves historiques du Piton de la Fournaise sont supposées provenir d'un réservoir superficiel (à ~ 2,5 km sous le sommet de l'édifice, e.g. Nercessian *et al.*, 1996; Peltier *et al.*, 2007), ou du moins transiter par celui-ci, et le mécanisme de fractionnement de l'olivine est communément accepté pour les SSB (e.g. Albarède et Tamagnan, 1988; Albarède *et al.*, 1997; Boivin et Bachèlery, 2009; Di Muro *et al.*, 2014; Famin *et al.*, 2009; Fisk *et al.*, 1988; Ludden, 1978; Pichavant *et al.*, 2016). La séquence de cristallisation est classiquement olivine (+ spinelle) – clinopyroxène – plagioclase, à différentes pressions selon les auteurs (e.g. Brugier, 2016; Fisk *et al.*, 1988, cf. Chp.I, section I-2.1.3). Les liquides piégés en inclusions magmatiques au sein des olivines magnésiennes du Piton de la Fournaise (s.l.) évoluent essentiellement en cristallisant spinelle et olivine (Bureau, 1996). Le clinopyroxène et le plagioclase ne sont que très peu, voire pas du tout, présents dans les laves historiques en tant que phénocristaux. Ils apparaissent toutefois en mésocristaux, notamment en assemblages, et en microcristaux (dans les océanites et SSB de 2005, Welsch *et al.*, 2009). Les microcristaux de clinopyroxène se formeraient à plus basse température dans les bordures, et ceux de plagioclase dans le conduit, lors du dégazage du magma ascendant (Welsch *et al.*, 2009). Cependant, afin d'expliquer certaines compositions particulières parmi les laves plus ou moins anciennes, il faut considérer un rôle plus important du clinopyroxène et du plagioclase dans l'évolution des magmas. L'olivine ne serait donc pas systématiquement la phase principale contrôlant l'évolution de certains magmas.

#### ***VII-3.1.1 : Le rôle du clinopyroxène et du plagioclase : (1) les Basaltes Porphyriques à Plagioclase***

Une proportion modale de microcristaux de plagioclase plus importante que dans la majorité des SSB a été signalée dans des produits récents, après une phase inhabituelle de repos volcanique (éruption de 1998, Boivin et Bachèlery, 2009) et lors d'épisodes de faible taux d'émission (éruption de 2008, Di Muro *et al.*, 2015). Cependant, ces cristaux restent de petite

taille (< 1 mm) et sont présents en faible proportion. Des conditions magmatiques différentes de celles régnant actuellement au Piton de la Fournaise sont nécessaires pour expliquer la formation de laves dans lesquelles prédominent des macrocristaux de plagioclase comme les Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP), affleurants sur les deux massifs de l'île (entre 340 et 250 ka et 140 et 100 ka environ au Piton des Neiges, et entre 530 et 400 ka environ dans la « Rivière des Remparts » au Piton de la Fournaise, cf. Chp. I section I-2.3, et Chp. V). En effet, ces basaltes peuvent contenir jusqu'à 35 vol.% de cristaux millimétriques voire centimétriques, de plagioclase calcique (jusqu'à An<sub>84</sub>, Chapitre V, voire An<sub>88</sub>, Smietana, 2011). Ils ont été émis à des périodes bien spécifiques de la construction des volcans et dans des volumes considérables. Nous avons suggéré que la **crystallisation des plagioclases contenus dans ces basaltes a été favorisée lors d'une diminution du flux magmatique, dans un magma parental cristallisant essentiellement clinopyroxène et plagioclase** (Chapitre V). Il faut noter que les BPP ne sont pourtant essentiellement constitués que de plagioclase en macrocristaux, et qu'ils sont hérités (il s'agit d'« antécristaux »). Nous avons proposé que ces cristaux de plagioclase, par contraste de densité avec le liquide et le clinopyroxène, puissent s'accumuler par flottaison au toit de la chambre magmatique, formant un « mush » riche en plagioclase. Les BPP seraient issus de la remobilisation de ce « mush » par la lave hôte, plus différenciée, lors d'une nouvelle injection de magma (Chapitre V).

Les **éruptions de ces BPP ont été reliées aux périodes de faible production magmatique** (cf. Chapitre V). Au **Piton des Neiges**, elles font partie des « Séries Différenciées », et sont donc associées au **stade de déclin de l'activité magmatique du point chaud** (cf. Chapitre V et Upton et Wadsworth, 1972). Les séquences renfermant des BPP se retrouvent d'une part (340 à 250 ka) après une phase de repos volcanique à la transition entre les « Série Océaniques » et les « Série Différenciées », d'autre part (140 à 100 ka) après une phase de repos volcanique faisant suite à l'émission d'un important volume de magma (ignimbrite datée à ~180 ka) et l'effondrement d'une caldera. Les BPP de la « **Rivière des Remparts** » affleurant sur le massif du Piton de la Fournaise (cf. Chp. I section I-2.3, et Chapitre V), ont été attribués au **stade de déclin d'un volcan plus ancien**, situé sous le Piton de la Fournaise, appelé « **Volcan des Alizés** » (e.g. Lénat *et al.*, 2012; Smietana, 2011 ; Chapitre V).

Une caractéristique importante des BPP est que les plagioclases y sont nettement plus calciques que ceux des laves actuelles (An<sub>58-80</sub>, maximum généralement à An<sub>70</sub>, Pichavant *et al.*, 2016). Les simulations MELTS effectuées à partir du liquide le plus primitif en inclusion

au sein d'un cristal de plagioclase ont montré que la cristallisation abondante de plagioclase et leur ségrégation opèrent sur une large gamme de pressions (Chapitre V). Toutefois, les conditions magmatiques à l'origine de plagioclase An<sub>84</sub>, voire An<sub>88</sub>, à partir de compositions primitives probablement proche de celles des SSB, restent encore incertaines. Des paramètres comme la teneur en eau dissoute et la pression doivent être pris en compte, afin de mieux contraindre les conditions de stockage de ces magmas. Notamment, de plus fortes teneurs en eau favorisent la formation de plagioclases riches en anorthite.

L'ensemble des « laves différenciées » de la Rivière des Remparts (cf. Fig.VI.7, Chp. VI) a de façon générale été expliqué par le fractionnement d'un assemblage gabbroïque riche en clinopyroxène (Albarède *et al.*, 1997). Ce type de fractionnement aurait lieu à plus haute pression que celle correspondant au réservoir superficiel (~ 2,5 km sous le sommet, e.g. Nercessian *et al.*, 1996; Peltier *et al.*, 2007), estimée à plus de 4 kbar. Pour les laves différenciées du Piton des Neiges (« Série Différenciées »), il s'agirait d'abord d'un fractionnement d'olivine et de pyroxène à une profondeur plus élevée que celles des « Séries Océanites » du volcan, suivi d'un fractionnement dans des niveaux plus superficiels d'olivine + plagioclase + pyroxène + magnétite, jusqu'à la formation de trachytes (Upton et Wadsworth, 1972).

### **VII-3.1.2 : Le rôle du clinopyroxène et du plagioclase : (2) les « Mid-Alkaline Basalts »**

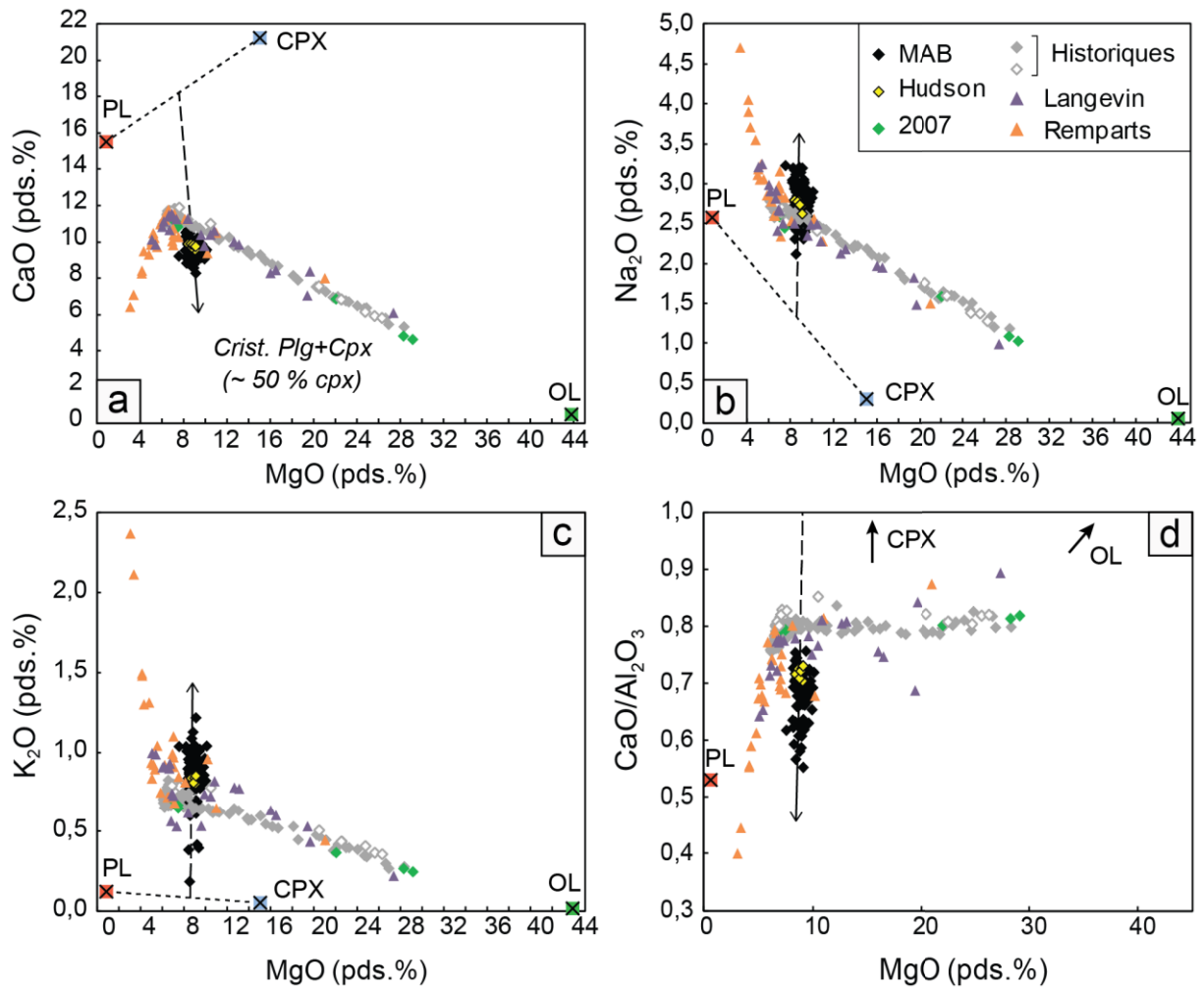
La lignée d'évolution des « Mid-Alkaline Basalts » (MAB) est notamment caractérisée par de faibles rapports CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> comparés aux SSB (< 0,80, cf. Fig.VI.7a, Chp.VI). Le fractionnement de clinopyroxène a été invoqué par différentes études afin d'expliquer la diminution de ce rapport. Famin *et al.* (2009) ont proposé le fractionnement de clinopyroxène et plagioclase à une profondeur supérieure à 7,5 km, laissant un cumulat gabbroïque résiduel, et Kornprobst *et al.* (1979, 1984) ont suggéré un fractionnement « wehrilitique » (olivine + clinopyroxène), à 4 ou 5 kbar, qui laisserait un cumulat de ce type cristallisé entre 10 et 12 km de profondeur, selon Boivin et Bachèlery (2009). Récemment, il a été démontré au cours d'expériences à des pressions supérieures à 400 MPa que le clinopyroxène peut cristalliser seul au liquidus, et que ce fractionnement peut reproduire les compositions des verres de type MAB, depuis un magma parental caractérisé par un fort rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Brugier, 2016). Il s'agirait donc de considérer des magmas parentaux différents de ceux proposés précédemment, qui supposaient l'olivine comme seule phase au liquidus (e.g. Famin *et al.*, 2009; Fisk *et al.*, 1988; Ludden, 1978; Villemant *et al.*, 2009). Le fractionnement de clinopyroxène pourrait donc avoir



lieu au niveau du sous-plaquage à l'interface croûte-manteau, défini par la géophysique à ~ 400 MPa (Gallart *et al.*, 1999), ou plus profondément dans le manteau supérieur, jusqu'à ~ 1 GPa, où un magma parental cristalliserait un assemblage clinopyroxène-orthopyroxène (Brugier, 2016). Les cristaux d'orthopyroxène observés dans deux échantillons du Piton Langevin (cf. Chapitre VI, section VI-1.1.1) pourraient donc provenir de ce réservoir profond.

Une origine profonde des MAB est cohérente avec la sismicité enregistrée lors de l'éruption du seul exemple historique d'éruption de ce type de basaltes, en 1998 au cratère Hudson (Battaglia *et al.*, 2005), ainsi qu'avec les fortes pressions de piégeage estimées grâce aux volatils dissous dans les inclusions des olivines magnésiennes de ces laves (jusqu'à 420 MPa, Bureau *et al.*, 1999).

Les **compositions en éléments majeurs sont plus cohérentes avec un fractionnement de clinopyroxène**. D'après les compositions moyennes des macrocristaux des laves des cônes adventifs analysés dans cette thèse, un fractionnement de clinopyroxène seul ne peut expliquer la tendance des MAB (**Fig.VII.3a,b,c**). La cristallisation du plagioclase pourrait jouer un rôle important dans ces compositions, rejoignant ainsi les travaux de Famin *et al.* (2009), qui suggéraient que ces laves (« AbG » dans Famin *et al.*, 2009) soient issues du **fractionnement d'un assemblage de type gabbroïque (clinopyroxène + plagioclase)**. Il faut noter toutefois que l'évolution du rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des MAB, pour un MgO relativement constant, semble être exclusivement contrôlée par le fractionnement de clinopyroxène (**Fig.VII.3d**). **Bien que le minéral principal observé en lames minces soit l'olivine, cette phase ne semble pas influencer sur l'évolution des MAB** (MgO ~ constant, essentiellement entre 8 et 10 pds.%) sur l'ensemble des oxydes (Fig.VII.3), en désaccord avec l'hypothèse d'un fractionnement « wehrilitique » (Kornprobst *et al.*, 1979, 1984). Si la cristallisation fractionnée ne peut expliquer l'ensemble des compositions des MAB, un autre processus, comme l'assimilation, peut être envisagé (e.g. Salaün *et al.*, 2010).



**Figure VII.3 :** Compositions en éléments majeurs des MAB des cônes adventifs de cette étude combinés aux MAB des études précédentes (Bachèlery, 1981; Bachèlery *et al.*, 2014 et données non-publiées) et du cratère Hudson (échantillon 514Hud3, Vlastélic *et al.*, 2005; Boivin et Bachèlery, 2009; Salaün *et al.*, 2010; Bureau *et al.*, 1999). Ces compositions sont comparées aux laves historiques (*losanges gris vides*, les laves des éruptions du 18<sup>ème</sup>, 19<sup>ème</sup> et de la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, Bosch *et al.*, 2008; *losanges gris pleins*, les laves des éruptions du 1927 à 2006, Vlastélic *et al.*, 2005, 2007; *losanges verts*, laves de 2007, Di Muro *et al.*, 2014) et aux laves des séries des Remparts et de Langevin (Albarède *et al.*, 1997). CPX, PLG, OL, compositions moyennes des macrocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine, respectivement, des échantillons de cette thèse. Les flèches pleines illustrent un processus de cristallisation fractionnée de clinopyroxène et plagioclase (~ 50 % de clinopyroxène), depuis un liquide à environ 8 pds.% de MgO. L'olivine ne semble pas avoir d'influence sur la composition des MAB. Les échantillons sur les lignes en pointillés larges sont probablement affectés par un processus d'accumulation de clinopyroxène et plagioclase (depuis un liquide à ~ 8 pds.% de MgO). Sur la figure (d), le clinopyroxène se situe hors champ, proche de la verticale avec le trend des MAB, à ~ 5,75 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

L'absence, ou la faible quantité de méso- ou macrocristaux de clinopyroxène dans les laves est cependant contradictoire avec l'hypothèse d'un fractionnement impliquant essentiellement ce minéral. Le clinopyroxène, comme le plagioclase, est surtout présent au sein de la mésostase des MAB ou des cônes adventifs de façon générale (Chapitre VI). Bien que

certaines MAB étudiés dans cette thèse contiennent quelques clinopyroxènes plus ou moins nombreux, d'une taille rarement supérieur à 500  $\mu\text{m}$  (rares cristaux de 1 mm), ils sont majoritairement « aphyriques » ou à olivine. Si le fractionnement de clinopyroxène est impliqué dans l'origine de ces laves, il faut alors considérer que les solides formés soient accumulés en profondeur, sous forme de cumulats tels que proposé par Famin *et al.* (2009) et Boivin et Bachèlery (2009, cf. ci-dessus). Albarède *et al.* (1997) ont également suggéré que les clinopyroxènes formés lors du fractionnement à l'origine des « laves différenciées » des Remparts soient stockés en cumulats à la base de la croûte et dans la lithosphère (d'après les fortes vitesses sismiques observées à une profondeur  $> 15$  km par Driad *et al.*, 1995). Toutefois, très peu de preuves de ces cumulats sont échantillonnées en surface. Par exemple les MAB du Piton Chisny (Plaine des Sables), qui ne contiennent pas de clinopyroxène en méso- ou macrocristal, en présentent au sein de nodules cumulatifs (Upton et Wadsworth, 1972). Ce type de cumulat a été observé au Piton Haüy (Chapitre VI).

Le rôle du clinopyroxène, sans olivine, n'apparaît pas clairement dans les compositions en éléments de transition des MAB (Chapitre VI). En effet, si la figure VI.14 (Chp.VI) témoigne de la cristallisation du clinopyroxène dans les MAB, celle de l'olivine semble également présente. De plus, il est difficile d'identifier une tendance spécifique aux MAB qui se distingue des laves historiques. De même, si les MAB semblent s'inscrire dans l'évolution par fractionnement du clinopyroxène au cours du temps telle que décrite par Albarède *et al.* (1997), la diminution du rapport Sc/Yb est loin d'être aussi significative que celle observée pour les « laves différenciées » des Remparts (Fig.VI.13b).

## **VII-3.2 : Histoire complexe et recyclage des cristaux**

### ***VII-3.2.1 : Olivine***

Excepté les Basaltes Porphyriques à Plagioclases, quasiment toutes les laves de La Réunion semblent contenir de l'olivine, que ce soit par cristallisation ou accumulation. Puisque certaines laves des cônes adventifs ont accumulé de l'olivine (cf. section VI-4.3 et Fig.VI.7), qui contiennent des inclusions aux compositions similaires à celles des olivines des laves historiques, il est probable que les systèmes de stockage et de transfert magmatique de ces cônes présentent certaines similitudes avec le système actuel.

Les olivines présentent fréquemment des marques de déséquilibre, textural et/ou chimique, témoignant d'une histoire complexe de croissance. Les textures squelettiques et les zonations (section VI-1.1.3) reflètent des **fluctuations rapides des conditions magmatiques**. Les textures squelettiques, traduisant une croissance rapide, peuvent résulter d'un fort déséquilibre obtenu lors d'une **remontée rapide du magma**. Les zonations inverses suggèrent des mouvements de **convection** dans la chambre ou bien des **réinjections** de magma plus basique.

De nombreuses **olivines ne sont pas à l'équilibre chimique avec la lave hôte** (cf. Fig.VI.5, Chp.VI). C'est le cas des **olivines les plus magnésiennes ( $Fo \geq 85$ ), qui sont issues de liquides plus primitifs** non-échantillonnés en surface en termes de lave. Ceci met en évidence des **processus de recyclage de ces cristaux d'olivine lors du transfert des magmas vers la surface**.

Les inclusions magmatiques primaires sont les seuls liquides accessibles à l'équilibre avec ces **macrocristaux** (si ceux-ci ont grandi dans des conditions de croissance lente, Faure et Schiano, 2005). Les inclusions magmatiques primaires des olivines des cônes adventifs et de Hudson ne semblent pas correspondre à la lignée des MAB, mais sont plutôt similaires des SSB en composition, bien que leurs compositions soient plus primitives (i.e., plus magnésiennes) et plus variables, notamment en CaO (cf. Fig.VI.18, Chp.VI). Suivant l'hypothèse de Welsch *et al.* (2009), les variations du rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, qui seraient associées à la cristallisation-dissolution du clinopyroxène, s'expliqueraient par la convection au sein du réservoir, permettant aux cristaux d'olivine de croître dans un liquide plus froid vers les bordures et dans un liquide plus chaud vers le cœur du réservoir. Si les auteurs n'observent des rapports variables que dans des microcristaux d'olivine, nous avons constaté des variations dans des mésocristaux et macrocristaux d'olivine au sein des échantillons des cônes adventifs et de Hudson (Chapitres IV et VI). Ceci signifie que les **olivines de nos échantillons ont enregistré ces variations chimiques, résultant des processus de cristallisation-dissolution des clinopyroxènes et de la convection, sur de plus longues durées**.

Ces olivines ont donc cristallisé dans un réservoir autre que celui à l'origine de la lave hôte, qui les a incorporées lors de son ascension vers la surface, voire accumulées dans le cas des basaltes ou MAB à olivine ou océanites. Cette accumulation apparaît à l'observation microscopique et même macroscopique des laves, ainsi que dans l'enrichissement parfois extrême en certains éléments compatibles dans l'olivine, comme MgO et Ni (cf. Fig.VI.7a et VI.13a, respectivement, Chp.VI), de la même façon que pour de nombreuses océanites historiques.

Le recyclage des cristaux a déjà largement été proposé pour le système magmatique actuel. D'après les marques de dislocation visibles dans certains cristaux, signe de déformation plastique à haute température, Albarède *et al.* (1997) ont proposé que de **nombreuses olivines soient issues de la désagrégation de cumulats préexistants, et parlent alors de « xénocristaux »**. Ce serait le cas des coulées du Piton Chisny, de 1939 et de 1977 (Piton Sainte-Rose, hors enclos, au NE du sommet). De plus, d'après la similarité compositionnelle de spinelle chromifère dans les olivines déformées et non-déformées, la présence de nombreuses inclusions vitreuses, et l'absence de xénolites dérivés du manteau dans les laves, ces auteurs ont suggéré que les cumulats d'olivine dérivent de la désagrégation mécanique de cumulats préexistants, et non pas de péridotites mantelliques (voir aussi Albarède et Tamagnan, 1988 et Kornprobst *et al.*, 1984). Pour le système magmatique actuel, l'homogénéité compositionnelle des SSB serait expliquée par la percolation du magma à travers un conduit rempli de cristaux d'olivine ( $\pm$  clinopyroxène), et les océanites seraient formées lorsque le flux de magma ascendant est plus intense et arracherait mécaniquement ces cristaux d'olivine (Albarède *et al.*, 1997). De forts flux de **magma pourraient aussi « arracher » ou remobiliser des produits compactés au sein du système magmatique, comme des niveaux dunitiques (et/ou wehrlitiques et gabbroïques)**, expliquant ainsi la présence de nodules cumulatifs dans les laves comme celles de l'éruption de 2007, plus explosive que l'activité habituelle historique (e.g. Welsch, 2010). Ce même modèle de stockage de cristaux sous l'édifice peut être appliqué dans le cas des cônes adventifs, expliquant les nodules cumulatifs dunitiques millimétriques dans certains échantillons (Piton Chisny et Piton Haüy), mais aussi les petits agrégats dunitiques en lame mince dans certains échantillons (Chp.VI, section VI-1.1.4). De plus, la présence de fragments d'olivine dans certains échantillons (Chp.VI, section VI-1.1.2) suggère **des mécanismes d'arrachement à un solide préexistant**.

Cependant, à l'opposé de l'hypothèse des xénocristaux d'olivine dans les basaltes historiques, basée sur les marques de déformation cristalline (Albarède *et al.*, 1997), une étude texturale des laves récentes a permis de suggérer que les macrocristaux d'olivine ne soient pas des agrégats de cristaux ni des fragments dunitiques, mais des **olivines à croissance rapide (à texture dendritique) générées sur les bords froids de la chambre magmatique superficielle** (Welsch, 2010; Welsch *et al.*, 2013). Les cristaux présentant des facettes bien définies auraient grandi librement dans un liquide mafique stagnant, et auraient formé un « horizon non-consolidé » en suspension dans le magma, et non pas des niveaux cumulatifs dunitiques

consolidés (Welsch *et al.*, 2013). D'après ces auteurs, le processus d'arrachement mécanique des cristaux serait alors surestimé au Piton de la Fournaise. Ces types de cristaux d'olivine ont également été observés dans les échantillons des cônes adventifs (Chp.VI, section VI-1.1). De plus, du fait de l'absence de marque de compaction en lame mince, la plupart des agrégats d'olivine ne semblent pas de type dunitique, mais correspondent à de petits groupements de cristaux distincts. Ces agrégats peuvent provenir de **niveaux d'accumulation d'olivines en suspension** tels que proposés par Welsch *et al.* (2013). Ainsi, les **laves des cônes adventifs, ainsi que de Hudson, peuvent accumuler plus ou moins de macrocristaux d'olivine, qui ne sont pas à l'équilibre chimique avec la lave hôte**, sans pour autant correspondre à des xéno-cristaux arrachés mécaniquement. Il s'agit dans ce cas d'« **antécristaux** », qui sont issus d'un magma de composition différente de celle de la lave hôte.

Les olivines peuvent également être **recyclées depuis un « mush » plus ou moins cristallisé** sur les bords d'une chambre, dont les cristaux pourraient être remobilisés lors de l'ascension d'un magma. Une autre possibilité consiste en un **processus d'effondrement gravitaire du « mush »**. Ces effondrements pourraient également, avec les réinjections, être à l'origine de **fluctuations des conditions magmatiques** (températures, compositions) enregistrées dans de nombreux cristaux d'olivine (résorption, zonation), en créant de la convection au sein du réservoir. Welsch (2010) a également suggéré que des instabilités de « mush » formé en toit de chambre déclencheraient les éruptions des laves riches en olivine (océanites), par sédimentation des cristaux d'olivine et de clinopyroxène cristallisés en bordure.

L'étude des volatils dissous dans les inclusions vitreuses des olivines des cônes adventifs (CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O) permettrait de mieux contraindre les profondeurs de stockage de ces cristaux recyclés. **Certaines olivines des cônes adventifs étant plus magnésiennes (nombreuses Fo<sub>85-88</sub>) que celles des laves historiques, excepté Hudson** (jusqu'à Fo > 88 dans cette étude, et Fo<sub>89</sub> dans Bureau *et al.*, 1999), il est vraisemblable que ces olivines **soient stockées dans des niveaux plus profonds que le réservoir superficiel actuel (i.e., > 2,5 km sous l'édifice), tel que proposé auparavant pour les olivines magnésiennes du Piton de Caille, Chisny et du cratère Hudson** (Bureau, 1996 ; Bureau *et al.*, 1998a, 1998b, 1999). Il faut noter que, d'après les teneurs en volatils des inclusions magmatiques, il a été estimé que les olivines des laves actuelles proviennent de pressions de 50 MPa à environ 95 MPa, correspondant à des profondeurs de réservoir entre 1,9 et 3,6 km sous le sommet (Bureau *et al.*, 1998b ; Famin *et al.*, 2009), en accord avec une origine superficielle. Si les pressions de stockage des olivines

des cônes adventifs, estimées à partir des pressions de piégeage de leurs inclusions, sont plus élevées que celles du réservoir superficiel, les magmas qui les ont recyclées viennent vraisemblablement de réservoirs plus profonds (jusqu'à 15 km sous l'édifice, Bureau *et al.*, 1998b, 1999).

Si les olivines peuvent provenir de profondeurs variées selon les éruptions (i.e. plus élevées pour les laves des cônes adventifs et de Hudson), la **répartition géographique de ces zones cumulatives peut être hétérogène sous le massif du Piton de la Fournaise (s.l.)**. C'est possiblement le cas pour les cônes adventifs, qui présentent différents types de lave, plus ou moins riches en olivines accumulées, selon les éruptions. En effet, le flanc Sud du volcan semble présenter plus de laves océanitiques (MAB ou basaltes), que la Plaine des Sables ou la Plaine des Cafres. Une ankaramite a également été collectée à Saint-Pierre (comm. pers. A. Di Muro). Les zones de stockage de cristaux, notamment d'olivine, sont peut-être plus nombreuses dans cette zone.

Salaün *et al.* (2010) ont également observé le rôle très important des interactions magmas - roches encaissantes dans les compositions des magmas émis, pour l'éruption de 1998. Ils expliquent les compositions de type MAB des laves de Hudson par l'assimilation de cumulats riches en olivine et de liquide interstitiel différencié de cumulats wehrlitiques à gabbroïques. Le fait que ce processus n'affecte pas les laves de type SSB du cratère Kapor, émises simultanément à environ 3,5 km de distance, peut révéler selon ces auteurs une distribution hétérogène des cumulats wehrlitiques à gabbroïques au sein de l'édifice (plus importante dans la zone de Hudson). Il faut toutefois noter que nos échantillons de projection du cratère Hudson (514Hud2 et 514Hud3, cf. Annexe A) sont plutôt aphyriques, et ne contiennent que peu de cristaux d'olivine, visibles à l'observation microscopique.

**Le recyclage de l'olivine est donc un processus prédominant au Piton de la Fournaise, dans le fonctionnement du système magmatique actuel, mais également dans un système plus ancien comme celui associé à la formation des cônes adventifs du massif.** Ce recyclage est aussi probablement très présent au Piton des Neiges, dans les laves de la « Série Océanitique » dont les compositions sont contrôlées par la cristallisation, mais aussi l'accumulation d'olivine (Upton et Wadsworth, 1972). Concernant les laves historiques du Piton de la Fournaise, Albarède *et al.* (1997) ont suggéré que le magma passe par une seule colonne permettant d'homogénéiser les compositions et/ou d'accumuler des olivines. Toutefois, nous savons également par les données de sismiques que le **magma peut remonter**

**par différentes voies**, et cela même au cours d'une seule éruption comme celle de 1998 (e.g. Salaün *et al.*, 2010). De plus, des **réalimentations profondes** peuvent avoir lieu en différents endroits du système magmatique (e.g. Di Muro *et al.*, 2014).

### VII-3.2.2 : Plagioclase

Les **Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP)** sont les seules laves où l'olivine n'apparaît qu'en microcristal, au sein de la mésostase. Ces laves ne contiennent quasi-exclusivement que du **plagioclase en tant que « macrocristal »**. De la même façon que les olivines dans les laves décrites précédemment, ce terme est également justifié puisque, d'après la texture, la chimie, et les inclusions magmatiques des plagioclases, ces derniers ne sont **pas à l'équilibre avec la lave hôte** (Chapitre V). Plus exactement, les **plagioclases sont également considérés comme des « antécristaux »**, c'est-à-dire issus d'un magma antérieur de composition différente, mais qui ne soit pas d'origine extérieure au système volcanique.

Ce **caractère hérité** est démontré par les morphologies variées des cristaux, qui peuvent coexister au sein d'un même échantillon (Chapitre V). La grande majorité montre des zonations oscillatoires qui reflètent des **fluctuations physico-chimiques du système**, comme par exemple des variations de pression d'eau ou de température à l'origine de conditions de surfusion ou de résorption des cristaux. Celle-ci peut être induite lors de **réinjection de magma** plus chaud et plus basique, impliquant des **mélanges magmatiques** lors de **mouvements de convection**, ou encore lors de **l'effondrement gravitaire d'un « mush »** dans le réservoir (e.g. Ginibre *et al.*, 2002, 2007; Hellevang et Pedersen, 2008). Les zonations oscillatoires sont souvent accompagnées de « sieve textures » (textures « en tamis ») affectant généralement le noyau des plagioclases, pouvant résulter de **croissance rapide squelettique** sous des conditions de surfusion (Kuo et Kirkpatrick, 1982), de mélange magmatique (Dungan et Rhodes, 1978), ou de décompression lors d'une remontée rapide du magma (Nelson et Montana, 1992; Vance, 1995). La fracturation et la déformation affectant certains plagioclases témoignent d'une **déformation à l'état solide, après la croissance cristalline**. Les **plagioclases, présents au sein d'un même échantillon, ont donc subi une histoire magmatique complexe, incluant notamment différents stades de croissance et de résorption, et ces phénomènes ont lieu avant l'intégration des cristaux au sein du liquide hôte** (Chapitre V).

Le caractère hérité des cristaux est cohérent avec l'absence de relation linéaire simple entre les compositions des inclusions magmatiques piégées dans les plagioclases, les mésostases et les laves sur roche totale (Chapitre V). Les différentes compositions montrent également **l'accumulation de ces cristaux au sein de la lave hôte** (Fig.9, Chapitre V). De plus,



les cristaux sont vraisemblablement trop riches en anorthite pour être à l'équilibre avec le liquide hôte (Cullen *et al.*, 1989; Dungan et Rhodes, 1978; Hansen et Grönvold, 2000).

Nous avons vu grâce aux inclusions magmatiques que le liquide parental de ces cristaux a évolué en cristallisant essentiellement du clinopyroxène et du plagioclase (cf. VII-3.1.1 et Chapitre V). La ségrégation des phases est donc nécessaire pour expliquer l'enrichissement en macrocristaux de plagioclase des BPP. Nous avons suggéré que, les contrastes de densité entre les différentes phases minérales (plagioclase et clinopyroxène) et le liquide permettent **l'accumulation des plagioclases par flottaison au toit de la chambre, formant un « mush » de type gabbroïque, voire anorthositique** (Chapitre V). Ces cristaux seraient ensuite incorporés, par **déstabilisation du « mush »**, dans un magma ascendant, à l'origine des BPP.

En résumé, cette étude a mis en évidence que les **processus de recyclage des cristaux sont également présents dans le système magmatique ancien des volcans de La Réunion, avec l'histoire complexe de croissance et de transport des plagioclases contenus dans les BPP.**

### **VII-3.2.3 : Les enclaves et les orthopyroxènes**

Les nodules de cumulats échantillonnés dans certaines laves du Piton de la Fournaise sont aussi la marque d'un recyclage important, à certains endroits du massif, et permettent de mieux comprendre le système de stockage sous l'édifice. Les cumulats dunitiques, parfois wehrlitiques, et plus rarement gabbroïques ont été observés sur la Plaine des Sables, dans les laves du Piton Chisny (Upton et Wadsworth, 1972 et Chp.VI, VI-1.1.1) et du Piton Haüy (Chp.VI, VI-1.1.1), concordant ainsi avec l'anomalie gravimétrique positive détectée à cet endroit, qui a été interprétée comme un ancien complexe intrusif hypovolcanique (Gailler *et al.*, 2009). De nombreuses enclaves ont également été recyclées lors de l'éruption explosive de 2007 : des dunites, wehrlites, gabbros, et aussi des basaltes altérés et des ponces trachytiques (Falco, 2009), échantillonnant ainsi différents niveaux lithologiques. Welsch (2010) a notamment suggéré que les nodules de dunite, wehrlite et gabbro proviennent de différents niveaux de compaction dans le système magmatique. Salaün *et al.* (2010) évoquent également la présence de cumulats wehrlitiques et gabbroïques, stockés de façon hétérogène sous le volcan, en expliquant que les liquides intersticiels différenciés de ces cumulats peuvent contaminer le magma ascendant, à l'origine des compositions de type MAB de Hudson en 1998. Des assemblages cumulatifs de wehrlite et gabbro ont également été observés dans les

« Cendres de Bellecombe » et sont interprétés comme produits dans un magma stagnant, stockés dans des intrusions (sills) dans des niveaux crustaux profonds (Upton *et al.* 2000).

Ces **cumulats dunitiques, wherlitiques et gabbroïques peuvent résulter de la compaction et/ou du refroidissement de « mushs » de différentes natures**. Les « mushs » peuvent se former en présence d'un gradient thermique, par cristallisation progressive depuis les bordures plus froides des réservoirs, mais aussi par contraste de densité, avec la ségrégation des différentes phases minérales : les olivines et clinopyroxènes ont tendance à sédimenter au fond, tandis que les plagioclases s'accumulent au toit du réservoir. Il faut toutefois noter que les évidences de gabbros anorthositiques proposés pour l'origine des plagioclases des BPP, sont extrêmement rares à La Réunion. Quelques enclaves centimétriques ont été observées dans les laves du Chisny (comm. pers. P. Bachèlery).

Enfin, les très **rare cristaux relativement prismatiques d'orthopyroxène** dans les laves du Piton Langevin présentent des marques de déstabilisation (Chp.VI, section VI-1.1.1) qui montrent qu'ils **sont hérités d'un autre magma**. Leur présence dans ces laves peut suggérer un **recyclage depuis des niveaux très profonds**, à 1 GPa d'après Brugier (2016) (cf. Chp.VI, section VI-4.3).

En conclusion, le **recyclage des cristaux (le plus souvent d'olivine) mais également d'assemblages (poly)cristallins est un processus relativement commun dans les systèmes magmatiques de La Réunion, qui explique en partie la diversité des produits magmatiques**. La déstabilisation de « mush » de différentes natures est fréquemment impliquée dans la production de laves particulièrement riches en une phase minérale, comme les BPP ou les laves riches en olivines (océanites et « MAB océanites »).

# Synthèse et Perspectives

---

## Synthèse des résultats

Les travaux de cette thèse ont été menés afin de mieux comprendre l'origine et l'évolution des magmas dans le contexte du point chaud de La Réunion, et notamment les différents processus pétrogénétiques responsables de la diversité des produits magmatiques, d'un point de vue pétrographique et chimique. Ces travaux ont combiné l'étude pétro-géochimique des laves et celle des inclusions magmatiques primaires des minéraux, sur un échantillonnage ciblé : les Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP), et les basaltes des cônes adventifs parmi lesquels figurent les « Mid-Alkaline Basalts » (MAB). Les MAB du cratère Hudson, de l'éruption de 1998, ont également été étudiés.

La nature du panache mantellique de La Réunion a été étudiée principalement via les inclusions magmatiques des olivines magnésiennes des basaltes des cônes adventifs et de Hudson. L'étude de magmas réunionnais particuliers, les BPP et les MAB, a permis de mettre en évidence des conditions magmatiques variées sous les volcans de l'île, en termes de stockage et de transfert des magmas.

Tout d'abord, l'étude des inclusions magmatiques préservées dans les olivines précoces a permis de caractériser des compositions magmatiques primitives. Les concentrations en éléments en traces de ces liquides piégés, ainsi que celles des laves des cônes adventifs, ont confirmé la nature globalement homogène du panache mantellique de La Réunion. Les rapports d'éléments incompatibles ont suggéré pour la source de ce panache une origine intermédiaire entre un domaine mantellique proche du manteau primitif, et un domaine légèrement appauvri lors de l'extraction de la croûte continentale. Ce domaine mantellique serait resté quasiment isolé des processus de recyclage de matériel enrichi, en accord avec les compositions en éléments en traces et isotopiques des laves, ce qui suggère une origine profonde. Un modèle de fusion à l'équilibre montre que les concentrations enrichies en éléments en traces des inclusions magmatiques peuvent être générées par de faibles degrés de fusion partielle de cette source.

Les textures des BPP du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges et les inclusions magmatiques des macrocristaux de plagioclase ont mis en évidence le caractère hérité de ces cristaux et leur accumulation pour former ce type de roches. Les liquides parentaux de ces plagioclases appartiennent aux « Séries Différenciées » de La Réunion, qui évoluent

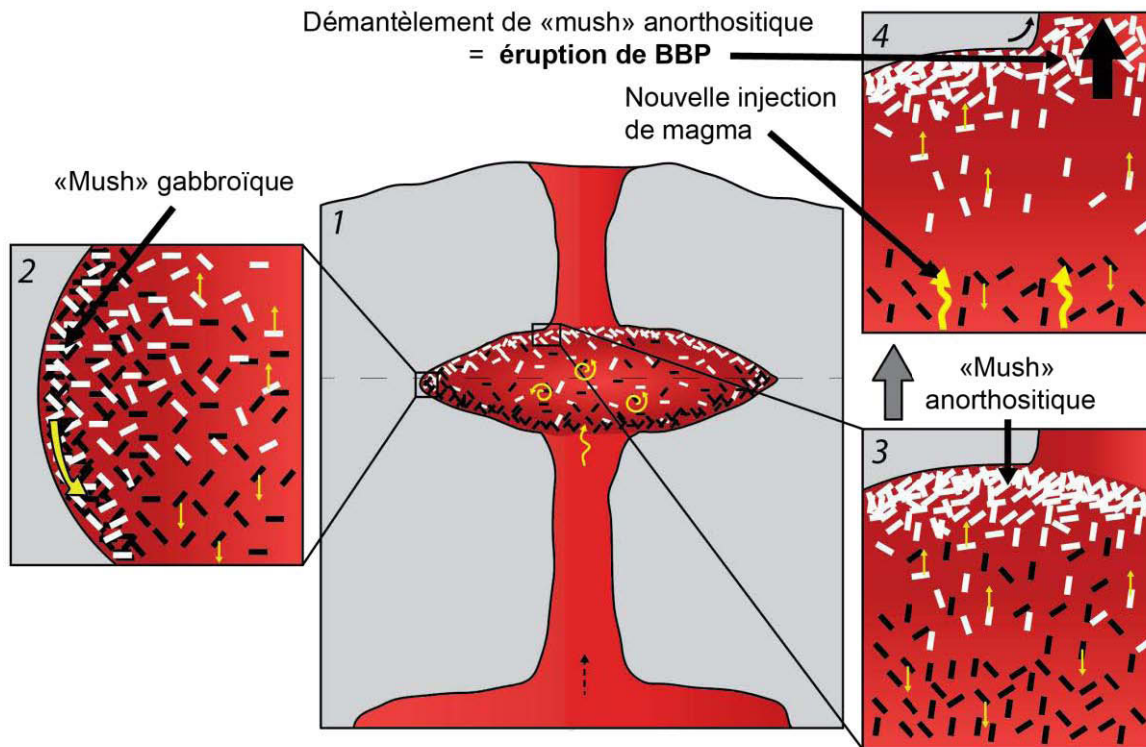
principalement par cristallisation de clinopyroxène et plagioclase. Les compositions en éléments en traces indiquent que les liquides parentaux des plagioclases et les laves hôtes des deux volcans proviennent de sources mantelliques chimiquement similaires. La présence d'agrégats riches en plagioclase dans les BPP et la déformation de certains cristaux de plagioclase suggèrent que ces fragments proviennent du démantèlement d'un « mush » anorthositique et de cumulats situés dans les bordures supérieures du réservoir. Les cristaux de plagioclase s'y seraient accumulés par flottaison dans le liquide. Les simulations MELTS ont montré que la cristallisation de plagioclase et sa séparation par contraste de densité peuvent être favorisées lors d'une diminution du flux magmatique. Au Piton des Neiges, l'éruption des BPP correspond au début la phase alcaline de déclin magmatique du volcan. La forte similarité entre les BPP du Piton des Neiges et ceux de la Rivière des Remparts, qui ont initialement été attribués à une activité ancienne du Piton de la Fournaise, suggère que les processus pétrogénétiques à l'origine de ces laves soient les mêmes sur les deux volcans. Les BPP de la Rivière des Remparts pourraient donc être associés au déclin de l'activité d'un édifice antérieur au Piton de la Fournaise, possiblement le Volcan des Alizés.

L'étude des laves et des inclusions magmatiques des olivines des cônes adventifs et de Hudson a mis en évidence un certain nombre de caractéristiques pétro-géochimiques. D'une part, les observations texturales témoignent d'une histoire complexe des cristaux, avec l'existence de processus de convection, de déstabilisation de « mush » et de réalimentations magmatiques. La présence de nodules de cumulats millimétriques dans certaines laves des cônes adventifs, majoritairement de nature dunitique, mais aussi wehrlitique et plus rarement gabbroïque, témoigne de l'existence de processus de recyclage de zones cumulatives variées sous l'édifice. Les compositions chimiques révèlent que la majeure partie des laves des cônes adventifs sont des MAB, tout comme celles de Hudson. Ces MAB sont plus alcalins que les basaltes historiques, dont les SSB, et se caractérisent par un rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  plus faible, pour un MgO relativement constant. Cette diminution reflète en fait des teneurs en CaO plus faibles. Les MAB sont enrichis en éléments compatibles (Mg, Fe, Ni, Cr), mais également en éléments incompatibles (Na, K, P, Th, Nb, Al), ainsi qu'en LREE, par rapport aux SSB. Ces MAB, de même que l'ensemble des laves des cônes adventifs, peuvent être « aphyriques », mais également plus ou moins riches en olivine cumulative, voire « océaniques ». L'enrichissement en éléments incompatibles des MAB et leur alcalinité plus importante que les SSB suggèrent un taux de fusion partielle plus faible, à source constante. De façon générale, un taux de fusion plus faible que les laves historiques peut expliquer la plus forte alcalinité de l'ensemble des

laves des cônes adventifs. Les compositions en éléments en traces ainsi que les rapports isotopiques sont en accord avec une origine commune des laves des cônes adventifs et de Hudson avec les laves historiques, et plus largement avec l'ensemble des magmas de La Réunion (excepté les compositions particulières de certaines laves sous-marines, Smietana, 2011, et de laves du Piton des Neiges, Bosch *et al.*, 2008).

Les caractéristiques géochimiques des MAB se retrouvent quasi-exclusivement dans les produits des cônes adventifs du Piton de la Fournaise (s.l.), qui sont par définition excentrés de la zone sommitale actuelle, et dont les éruptions sont datées jusqu'à il y a environ 60 000 ans. Ainsi, parmi les hypothèses de pétrogenèse considérées pour les MAB, il faut également considérer le facteur temporel dans l'évolution des réservoirs et systèmes de stockage sous le Piton de la Fournaise, mais également le facteur géographique, puisque les cônes adventifs sont localisés dans des zones bien distinctes de celle des laves historiques. Cependant, puisque des MAB ont également été émis lors d'éruptions nettement plus récentes (cratère Hudson en 1998), cela signifie que les processus pétrogénétiques à l'origine de ces compositions peuvent donc également se produire dans les conditions magmatiques actuelles, au sein de la caldeira de l'Enclos Fouqué. De plus, le système magmatique peut à la fois émettre des SSB (ou « Basaltes à olivines ») et des MAB. En effet, lors de l'éruption de 1998, les deux types de magmas ont été émis simultanément (entre le 12 mars et le 2 avril) par deux événements différents. À l'inverse, tous les cônes adventifs n'ont pas émis que des MAB, mais aussi des « basaltes à olivine », de type SSB (c'est-à-dire avec un rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0,80$ ).

La représentation que nous pouvons actuellement avoir des systèmes magmatiques est proposée dans les schémas ci-dessous (**Fig.VII.4** et **VII.5**), d'après les travaux de cette thèse et de la littérature. Les systèmes de stockage et d'évolution des magmas varient probablement au cours du temps : les « laves différenciées », et notamment les BPP nécessitent des conditions magmatiques très différentes du système actuel. Pour ces dernières, la cristallisation de plagioclase doit être favorisée et les cristaux séparés par contraste de densité puis accumulés, avant d'être recyclés par un magma ascendant, tel qu'expliqué ci-dessus et illustré en figure VII.4. Les BPP ont été émis lors de deux périodes au Piton des Neiges, au début des Séries Différenciées et après la phase de repos volcanique qui a suivi l'éruption ignimbritique (Kluska, 1997). Les BPP de la Rivière des Remparts sont attribuées à la fin de l'activité du Volcan des Alizés. Leur émission correspond probablement à des périodes de faible flux magmatique pour le volcan considéré.



**Figure VII.4 :** Modèle pétrogénétique proposé pour les BPP de La Réunion. 1, Vue d'ensemble d'une chambre magmatique refroidissant, dans laquelle cristallisent clinopyroxène (en noir) et plagioclase (en blanc). Des mouvements de convection sont représentés en jaune au cœur de la chambre. 2, Formation d'un « mush » gabbroïque aux bordures (principalement clinopyroxène + plagioclase), qui se développe le long de la paroi ou dans le corps magmatique principal (cristallisation homogène). Un processus d'effondrement gravitaire du « mush » est représenté (large flèche jaune). Au sein du liquide, les clinopyroxènes sédimentent, tandis que les plagioclases flottent. 3, La ségrégation des phases par contrastes de densité permet l'accumulation par flottaison de la plagioclase au toit du réservoir, constituant ainsi un « mush » anorthositique (cumulat de cristaux de plagioclase et liquide interstitiel). Le clinopyroxène s'accumule au fond du réservoir. 4, Le démantèlement et la remobilisation du « mush » cristallin et de cumulats aurait lieu juste avant l'éruption, possiblement déclenchée par l'arrivée d'une nouvelle injection de magma dans le réservoir.

Les systèmes de transfert magmatique sont également fluctuants pour le Piton de la Fournaise. Les laves des cônes adventifs, de par leur position excentrée par rapport à la zone sommitale actuelle, les olivines plus magnésiennes ( $Fo > 85$ ), le fractionnement de clinopyroxène impliqué dans le cas des MAB, ou encore la présence d'orthopyroxène, suggèrent que du magma peut remonter directement de niveaux plus profonds que le réservoir superficiel sans passer par le système central (Enclos Fouqué). Il est clair que les MAB n'évoluent pas directement depuis des liquides de type SSB. Ceci nécessite donc des réservoirs magmatiques distincts pour la formation des deux types de magma respectifs. La figure VII.5 propose une représentation schématique et interprétative des systèmes magmatiques à l'origine des MAB, d'après les résultats obtenus dans cette thèse et ceux de la littérature. De plus faibles

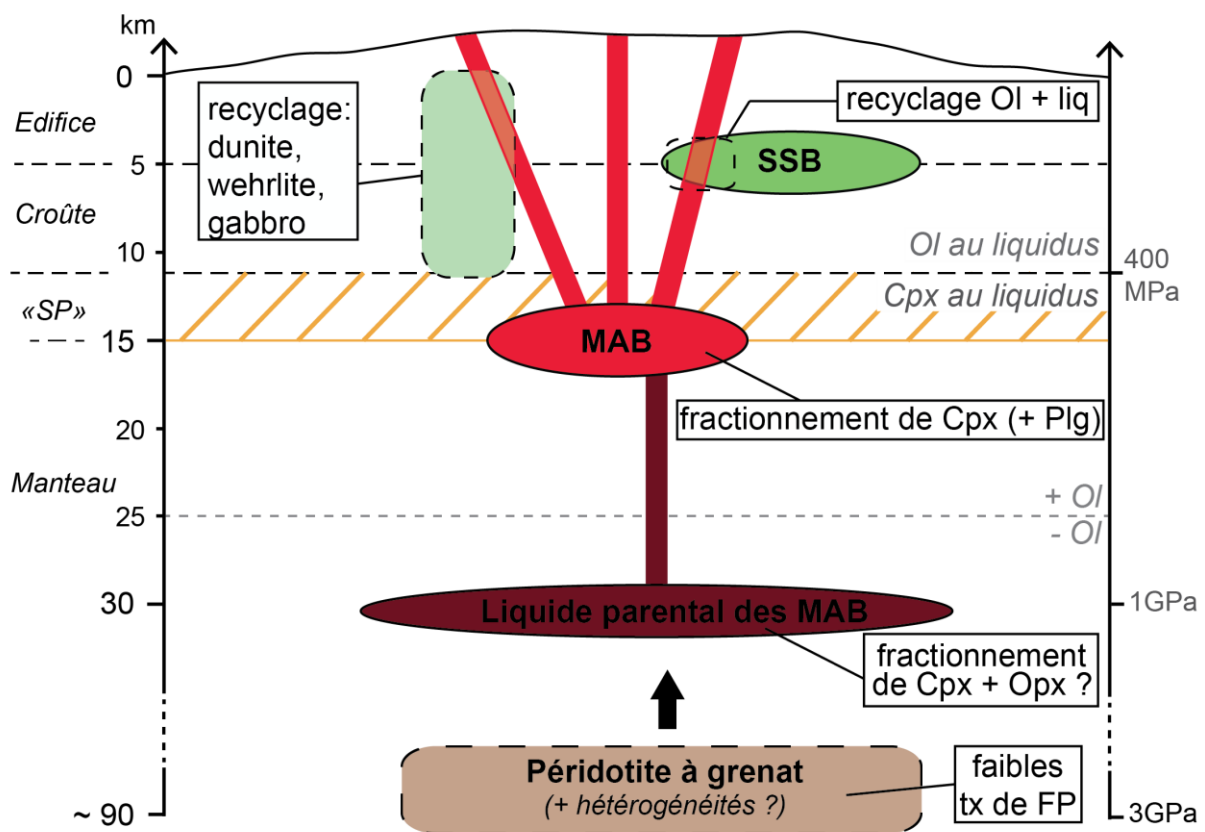
taux de fusion partielle d'une source péridotitique à grenat (~3 GPa) engendreraient des magmas plus riches en alcalins que ceux à l'origine des SSB. La source est considérée comme globalement homogène, sans pour autant négliger le rôle d'hétérogénéités à petites échelles au sein du panache. La profondeur de formation des liquides parentaux des MAB est estimée à environ 1 GPa, d'après les travaux de Brugier (2016), ce qui expliquerait la présence d'orthopyroxène dans certaines laves (Chp. VI). Cette pression est en accord avec la sismicité enregistrée depuis une profondeur de 30 km sous les zones privilégiées des cônes adventifs (e.g. Michon *et al.*, 2015). Nous avons suggéré que les compositions particulières des MAB soient issues d'un fractionnement de clinopyroxène + plagioclase (Chp. VII), à des pressions de réservoir plus élevées que celle du réservoir superficiel, vraisemblablement supérieures à 400 MPa, pression à laquelle l'olivine est remplacée par le clinopyroxène au liquidus (Brugier, 2016). Il faut toutefois noter que le plagioclase n'apparaît pas lors des expériences à hautes pressions et en présence de volatils (Brugier, 2016). Au contraire, les simulations MELTS de cristallisation à hautes pressions permettent de faire cristalliser du clinopyroxène et du plagioclase, ainsi que du spinelle, depuis un magma parental (Ludden, 1978) en présence d'eau (Famin *et al.*, 2009). Il faut également rappeler que les données expérimentales (Brugier, 2016) concernent un liquide SSB, et que les diagrammes de phases seraient peut-être différents dans le cas d'un liquide de type MAB.

Lors de leur ascension, les MAB recyclent des cristaux d'olivine, en plus ou moins grande quantité, qui sont souvent nettement plus magnésiens que ceux des laves historiques (Fo<sub>85-88</sub> dans cette étude, et jusqu'à Fo<sub>89</sub> dans les laves d'Hudson, Bureau *et al.*, 1999), et ne sont pas à l'équilibre avec la lave hôte (Chp. VI). Nous suggérons d'une part que les MAB puissent rencontrer un réservoir dans lequel évoluent des liquides de type SSB (olivine au liquidus) : les MAB recycleraient des olivines présentes au sein d'un « mush », ou évoluant librement dans un liquide (e.g. sans marque de compaction). Les variations du rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des inclusions magmatiques de l'ensemble des olivines des cônes adventifs, incluant les Fo > 85 (Chp. VI), suggèrent qu'elles aient enregistré les processus de cristallisation-dissolution de clinopyroxène dans un réservoir hétérogène en convection (Welsch *et al.*, 2009). Ceci expliquerait la présence de cristaux d'olivine hors équilibre dans les MAB, qui ne témoignent pas d'un processus d'« arrachement » à un solide préexistant (e.g. sans marque de compaction), mais impliquerait alors que les MAB incorporent également du liquide de type SSB. D'autre part, les MAB peuvent également contenir des nodules de cumulats (Chp. VI). Ces derniers proviendraient de zones cumulatives situées sous l'édifice, essentiellement de dunite, mais aussi de wehrnite, voire de gabbro. Il pourrait s'agir des intrusions et anciens conduits décrits par

Lénat *et al.* (2012), localisés à environ 5 km de profondeur jusqu'au niveau de la mer. Les zones cumulatives en olivine peuvent être étendues jusqu'à des profondeurs correspondant à la limite croûte-manteau (Bureau *et al.*, 1998b, 1999). L'arrachement de ce type de cumulat expliquerait la présence de fragments de cristaux d'olivine dans certains MAB.

Il est tout de même possible d'envisager que de l'olivine puisse cristalliser au sein des MAB, dans de faibles quantités, à de plus faibles profondeurs. Les olivines créées sont alors relativement faibles en forstérite ( $Fo < 84$ ).

Enfin, un transit rapide du magma impliquerait qu'il soit moins dégazé, ce qui expliquerait les volumes importants de certains cônes de scories, liés à une plus forte explosivité.



**Figure VII.5 :** Représentation schématique et interprétative des systèmes magmatiques à l'origine des « Mid-Alkaline Basalts » (MAB), d'après les résultats de cette étude et ceux de la littérature (Bureau *et al.*, 1998b, 1999 ; Lénat *et al.*, 2012 ; Michon *et al.*, 2015 et Brugier, 2016). Les explications sont dans le texte. Les pressions de 400 MPa et 1 GPa sont issues des travaux expérimentaux de Brugier (2016). SSB, « Steady-State Basalts » ; Ol, olivine ; Liq, liquide ; Cpx, clinopyroxène ; Opx, orthopyroxène ; Plg, plagioclase ; tx de FP, taux de fusion partielle ; « SP », « sous-plaquage » (370 ~ 420 MPa, Gallart *et al.*, 1999). La limite indiquée + Ol / - Ol correspond à la limite de stabilité de l'olivine : l'Opx apparaît à des profondeurs inférieures à 25 km (Brugier, 2016). Seule l'échelle verticale est significative sur ce schéma.



## **Perspectives**

Nous avons vu que des hétérogénéités de source doivent aussi être considérées dans l'histoire pétrogénétique des magmas de l'île de La Réunion. Pour préciser ce point, une étude plus détaillée des compositions isotopiques des laves des cônes adventifs doit être effectuée. Si les inclusions magmatiques des olivines magnésiennes de ces cônes ont montré certaines variations de rapports élémentaires de source, comme par exemple de plus faibles rapports Nb/U, il serait intéressant d'analyser par des moyens ponctuels les compositions isotopiques de ces liquides piégés, de façon à détecter d'éventuelles variabilités, non-identifiées par les laves, qui pourraient être associées aux hétérogénéités à petites échelles du panache mantellique.

L'étude des Basaltes Porphyriques à Plagioclase (BPP) laisse également plusieurs questions en suspens, notamment celle des conditions à l'origine des plagioclases riches en anorthite (jusqu'à An<sub>88</sub> dans la littérature). Dans notre étude, l'inclusion magmatique piégée dans le plagioclase An<sub>84</sub> présente les mêmes compositions que les SSB (Chp. V). Or, de tels plagioclases n'apparaissent pas dans les SSB, ni dans l'ensemble des laves historiques. Des paramètres comme la teneur en eau dissoute et la pression doivent être pris en compte, afin de mieux contraindre les conditions de stockage de ces magmas. Notamment, de plus fortes teneurs en eau favorisent la formation de plagioclases riches en anorthite.

Les recherches sur les cônes adventifs doivent également être approfondies, particulièrement celles concernant la pétrogenèse des MAB. Cette thèse concerne un échantillonnage diversifié sur les différents cônes adventifs du massif. Toutefois, il serait également très approprié d'étudier les cônes adventifs sur une échelle de temps plus restreinte, par la caractérisation d'un seul cône volcanique, notamment pour s'affranchir d'une possible évolution de la source. Le Piton Haüy est un cône relativement complexe, comparable au Piton Chisny situé sur la même fissure éruptive. D'après notre étude, les échantillons du Piton Haüy sont des MAB relativement aphyriques, avec parfois de rares olivines, ce qui en fait un candidat privilégié pour l'étude des processus à l'origine de la formation de ces basaltes, permettant de s'affranchir de l'accumulation en olivine. L'échantillonnage ciblé sur ce cône, effectué dans le cadre de cette thèse (cf. Chp. III), pourrait permettre de mieux caractériser ce type d'éruption excentrique, et de comparer ses différentes phases de construction avec ceux du Piton Chisny. De plus, les laves du Piton Haüy ont ramené en surface des nodules de cumulats relativement rares à La Réunion (dunite, wherlite et gabbro) : l'analyse de ces enclaves doit être effectuée

afin de mieux comprendre le système de stockage sous l'édifice, et de vérifier si ces cumulats peuvent contaminer fortement les magmas lors de leur ascension (e.g. Salaün *et al.*, 2010). De façon générale, les analyses des verres des projections des MAB apporteraient plus d'informations sur l'évolution des liquides, en s'affranchissant des effets de l'accumulation éventuelle en cristaux d'olivine. Si la cristallisation fractionnée ne peut expliquer à elle-seule cette tendance (i.e. une diminution du rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  pour un MgO relativement constant), alors il faut également considérer un processus supplémentaire, comme l'assimilation. Des simulations MELTS à hautes pressions pourraient également permettre de mieux contraindre la possible cristallisation, au sein d'un réservoir magmatique profond, des orthopyroxènes observés au Piton Langevin (Chp. VI).

Enfin, les compositions des inclusions magmatiques des olivines des cônes adventifs doivent être étudiées plus en détail, avec notamment des simulations MELTS pour contraindre l'évolution de ces liquides en termes de cristallisation. D'autre part, les analyses des compositions en  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  dissous dans ces liquides sont primordiales afin d'estimer leurs pressions de piégeage et de mieux contraindre l'origine des olivines hôtes, en considérant toutefois le problème de la préservation des teneurs en eau dans les inclusions et de leur signification (e.g. Chen *et al.*, 2011, 2013). Il s'agirait d'étendre l'étude de Bureau *et al.* (1998a, 1998b, 1999) à plusieurs cônes adventifs, et principalement des MAB, afin d'améliorer la compréhension des schémas d'alimentation du système magmatique du Piton de la Fournaise (s.l.), particulièrement ceux impliquant le recyclage des cristaux. Des pressions de piégeage élevées comparées notamment à celles des inclusions des laves historiques seraient en accord avec l'origine profonde des basaltes des cônes adventifs porteurs de ces olivines. Dans le cas des MAB, cela conforterait ou non l'hypothèse du fractionnement précoce de clinopyroxène dans le système d'alimentation profond. Les rapports d'éléments volatils tels que  $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$  ou  $\text{F}/\text{H}_2\text{O}$  permettraient également de mieux caractériser la source mantellique des magmas, notamment en termes d'hétérogénéités. L'étude des volatils permettrait aussi de discuter du dégazage des magmas, qui pourrait avoir un rôle dans l'explosivité plus importante des cônes adventifs.

## Références bibliographiques

---

### A

- Agranier, A., Blichert-Toft, J., Graham, D., Debaille, V., Schiano, P. & Albarède, F. (2005). The spectra of isotopic heterogeneities along the mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* **238**, 96–109.
- Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B. G. J., Bachélery, P. & Cheminée, J.-L. (1997). The geochemical regimes of Piton de la Fournaise Volcano (Réunion) during the last 530 000 years. *Journal of Petrology* **38**, 171–201.
- Albarède, F. & Tamagnan, V. (1988). Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, 1931-1986. *Journal of Petrology* **29**, 997–1030.
- Albarède, F. & Van Der Hilst, R. D. (2002). Zoned mantle convection. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* **360**, 2569–2592.
- Allègre, C. J. (1982). Chemical Geodynamics. *Tectonophysics* **81**, 109–132.
- Allègre, C. J. (1997). Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters* **150**, 1–6.
- Allègre, C. J., Hamelin, B., Provost, A. & Dupré, B. (1987). Topology in isotopic multispace and origin of mantle chemical heterogeneities. *Earth and Planetary Science Letters* **81**, 319–337.
- Allègre, C. J. & Turcotte, D. L. (1986). Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* **323**, 123–127.

### B

- Babonneau, N., Villeneuve, N., Mazuel, A. & Bachélery, P. (2016). Erosion and Volcaniclastic Sedimentation at Piton de la Fournaise: From Source to Deep Marine Environment. *Active volcanoes of the southwest Indian Ocean*. Springer Berlin Heidelberg, 71–90.
- Bachélery, P. (1981). Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): Etude volcanologique, structurale et pétrologique. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Bachélery, P. & Mairine, P. (1990). Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. In: Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, F. (ed.) *Le volcanisme de la Réunion, Monographie*, 213–242.
- Bachélery, P., Upton, B. G. J. & Odling, N. (2014). Adventive cones of Piton de la Fournaise, La Réunion: aberrant deep-source magmatism. *Volcanic and Magmatic Studies Group conference, Annual Meeting 2014, Eddinburg, UK, 5th-8th January 2014*.
- Baker, D. R. (2008). The fidelity of melt inclusions as records of melt composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **156**, 377–395.
- Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K. & Cheminée, J. L. (2005). Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Geophysical Journal International* **161**, 549–558.
- Becker, T. W., Kellogg, J. B. & O'Connell, R. J. (1999). Thermal constraints on the survival of primitive blobs in the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **171**, 351–365.
- Bennett V C (2003). Compositional evolution of the mantle. *The Mantle and Core*, 493–519.
- Billard, G. & Vincent, P. M. (1974). Cartes géologiques de la France, La Reunion 1/50000 (4 feuilles) et notice. BRGM. *BRGM, Orléans, France*.
- Blichert-Toft, J. & Albarède, F. (2009). Mixing of isotopic heterogeneities in the Mauna Kea plume

- conduit. *Earth and Planetary Science Letters* **282**, 190–200.
- Blichert-Toft, J., Chauvel, C. & Albarède, F. (1997). Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **127**, 248–260.
- Boivin, P. (1982). Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur: arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemples du Devès (Massif Central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse de l'Université de Clermont-Ferrand II.
- Boivin, P. & Bachèlery, P. (2009). Petrology of 1977 to 1998 eruptions of Piton de la Fournaise, La Réunion Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **184**, 109–125.
- Bonali, F. L., Corazzato, C. & Tibaldi, A. (2011). Identifying rift zones on volcanoes: An example from La Réunion island, Indian Ocean. *Bulletin of Volcanology* **73**, 347–366.
- Bosch, D., Blichert-Toft, J., Moynier, F., Nelson, B. K., Telouk, P., Gillot, P. Y. & Albarède, F. (2008). Pb, Hf and Nd isotope compositions of the two Réunion volcanoes (Indian Ocean): A tale of two small-scale mantle “blobs”? *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V. **265**, 748–765.
- Boujibar, A. (2009). Étude et comparaison des roches pintades du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Master de l'Université de La Réunion.
- Boumehdi, A. (1988). Les clinopyroxènes dans les basaltes alcalins continentaux (Massif Central, France). Implications pétrogénétiques, barométriques et caractérisation de la profondeur des réservoirs magmatiques. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Bouska, V. (1993). Natural glasses. In: Sharp, D. H. (ed.) *Applied Science and Industrial Technology I, Title II, vol. 549*.
- Bret, L. (2002). Minéralogie et géochimie des séries anciennes du Piton des Neiges : modélisation et implications hydrogéologiques. La Réunion.
- Brugier, Y. (2016). Magmatologie du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Approche Volcanologique, Pétrologique et Expérimentale. Thèse de l'Université d'Orléans.
- Brugier, Y., Pichavant, M. & Di Muro, A. (2015). Effects of volatiles on phase equilibria of a basalt from Piton de la Fournaise ( Réunion island ): experimental results and comparison with natural products . *Geophysical Research Abstracts EGU General Assembly 2015* **17**, EGU2015–10748.
- Bureau, H. (1996). Les éléments volatils associés aux magmas du Piton de la Fournaise : une approche par l'étude des inclusions fluides et vitreuses. Thèse de l'Université Paris 7 Denis Diderot.
- Bureau, H., Métrich, N., Pineau, F. & Semet, M. P. (1998a). Magma-conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): A melt and fluid inclusion study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **84**, 39–60.
- Bureau, H., Métrich, N., Semet, M. P. & Staudacher, T. (1999). Fluid magma decoupling in a hotspot volcano. *Geophysical Research Letters* **26**, 3501–3504.
- Bureau, H., Pineau, F., Métrich, N., Semet, M. P. & Javoy, M. (1998b). A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *Chemical Geology* **147**, 115–130.

## C

- Cantagrel, F. & Pin, C. (1994). Major, Minor and Rare-Earth Element Standards By Icp-Atomic Emission Spectrometry. *Geostandards Newsletter* **18**, 123–138.
- Carroll, M. R. & Rutherford, M. J. (1988). Sulfur speciation in hydrous experimental glasses of varying oxydation states: Results from measured wavelength shifts of sulfur X-rays. *American mineralogist* **73**, 845–849.
- Catry, T. (2011). Magma injections and destabilization of basaltic volcanoes: a numerical study. Implication to La Reunion (Indian ocean, France) and Stromboli (Tyrrhenian sea, Italy). Universita di Bologna.
- Chamalaun F H & McDougall, I. (1966). Dating geomagnetic polarity epochs in Réunion. *Nature* **210**, 1212–1214.
- Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, J., Hirn, A., Lépine, J.-C., de Voogd, B., Minshull, T. a, Hello, Y. & Pontoise, B. (1999). Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research* **104**, 2875–2893.
- Chase, C. G. (1981). Oceanic island Pb: Two-stage histories and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* **52**, 277–284.
- Chauvel, C., Bureau, S. & Poggi, C. (2011). Comprehensive Chemical and Isotopic Analyses of Basalt and Sediment Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research* **35**, 125–143.
- Chauvel, C., Hofmann, A. W. & Vidal P (1992). HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters* **110**, 99–119.
- Chauvel, C., Lewin, E., Carpentier, M., Arndt, N. T. & Marini, J.-C. (2008). Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf–Nd mantle array. *Nature Geoscience* **1**, 64–67.
- Chen, C.-Y. & Frey, F. a. (1983). Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt. *Nature* **302**, 785–789.
- Chen, C.-Y. & Frey, F. A. (1985). Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian basalts. *Journal of Geophysical Research* **90**, 8743–8768.
- Chen, Y., Provost, A., Schiano, P. & Cluzel, N. (2011). The rate of water loss from olivine-hosted melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **162**, 625–636.
- Chen, Y., Provost, A., Schiano, P. & Cluzel, N. (2013). Magma ascent rate and initial water concentration inferred from diffusive water loss from olivine-hosted melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **165**, 525–541.
- Clague, D. A. & Frey, F. A. (1982). Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanic series; Oahu: implications of the oceanic mantle beneath Hawaii. *Journal of Petrology* **23**, 447–504.
- Class, C., Goldstein, S. L. & Shirey, S. B. (2009). Osmium isotopes in Grande Comore lavas: A new extreme among a spectrum of EM-type mantle endmembers. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V. **284**, 219–227.
- Clocchiatti, R. (1975). Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. Etude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques. *Mem. Soc. Geol. Fr.* (96 pp).
- Clocchiatti, R., Havette, A. & Nativel, P. (1979). Relations pétrogénétiques entre les basaltes transitionnels et les océanites du Piton de la Fournaise (île de la Réunion, Océan Indien) à partir de la composition chimique des inclusions vitreuses des olivines et des spinelles.

*Bulletin de Minéralogie* **102**, 511–525.

- Connor, C. & Conway, F. (2000). *Basaltic volcanic fields. Encyclopedia of volcanoes.*
- Cordery, M. J., Davies, G. F. & Campbell, I. H. (1997). Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes. *Journal of Geophysical Research* **102**, 20179–20197.
- Cottrell, E., Spiegelman, M. & Langmuir, C. H. (2002). Consequences of diffusive reequilibration for the interpretation of melt inclusions. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **3**, 1–26.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle TL - 205. *Earth and Planetary Science Letters* **205**, 295–308.
- Cullen, A., Vicenzi, E. & McBirney, A. R. (1989). Plagioclase-ultraphyric basalts of the galapagos archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **37**, 325–337.

## D

- Danyushevsky, L. V., Della-Pasqua, F. N. & Sokolov, S. (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **138**, 68–83.
- Danyushevsky, L. V., McNeill, A. W. & Sobolev, A. V. (2002a). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: An overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology* **183**, 5–24.
- Danyushevsky, L. V., Sokolov, S. & Falloon, T. J. (2002b). Melt Inclusions in Olivine Phenocrysts : Using Diffusive Re-equilibration to Determine the Cooling History of a Crystal , with Implications for the Origin of Olivine-phyric Volcanic Rocks. *Journal of Petrology* **43**, 1651–1671.
- Day, J. M. D., Pearson, D. G., Macpherson, C. G., Lowry, D. & Carracedo, J. C. (2010). Evidence for distinct proportions of subducted oceanic crust and lithosphere in HIMU-type mantle beneath El Hierro and La Palma, Canary Islands. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Elsevier Ltd **74**, 6565–6589.
- Delorme, H. *et al.* (1989). March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 199–208.
- Deniel, C. (1988). 230Th-238U radioactive disequilibrium in some differentiated lavas from Piton des Neiges (Reunion Island). *Chemical Geology* **70**, 126.
- Deniel, C., Kieffer, G. & Lecointre, J. (1992). New 230Th-238U and 14C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion - A revised chronology for the Differentiated Series. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **51**, 253–267.
- Devey, C. W., Albarede, F., Cheminee, J., Michard, A., Mohe, R. & Stoffers, P. (1990). Active submarine volcanism on the Society hotspot swell (West Pacific): a geochemical study. *Journal of Geophysical Research* **95**, 5049–5066.
- Di Muro, A., Métrich, N., Vergani, D., Rosi, M., Armienti, P., Fougereux, T., Deloule, E., Arienzo, I. & Civetta, L. (2014). The shallow plumbing system of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island, Indian Ocean) revealed by the major 2007 caldera-forming eruption. *Journal of Petrology* **55**, 1287–1315.
- Di Muro, A., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Métrich, N., Besson, P., Garofalo, C. & Villemant, B. (2015). Shallow Magma Storage at Piton de la Fournaise Volcano After 2007 Summit Caldera Collapse Tracked in Pele 's Hairs. *Hawaiian volcanoes: from source to surface. Geophysical monograph series*, 189–212.
- Donnelly, K. E., Goldstein, S. L., Langmuir, C. H. & Spiegelman, M. (2004). Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science*

- Letters* **226**, 347–366.
- Driad, L. A., Hirn, A., Necessian, A., Charvis, P., Laesanpura, A. & Gallart, J. (1995). Crustal and upper mantle structure under the Réunion hotspot from seismic wide angle data. *EOS Trans. AGU*.
- Duncan, R. A. (1990). The Volcanic Record of the Reunion Hotspot. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* **115**, 3–10.
- Duncan, R. A., Backman, J., Peterson, L. & The Shipboard Scientific Party (1989). Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the ocean drilling program, leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 193–198.
- Dungan, M. A. & Rhodes, J. M. (1978). Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP Legs 45 and 46: Evidence for magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **67**, 417–431.
- Dupré, B. & Allègre, C. (1980). Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle. *Nature* **286**, 17–22.
- Dupré, B. & Allègre, C. (1983). Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature* **303**, 142–146.

## E, F

- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J. G., Blichert-Toft, J., Devey, C. W. & Hofmann, A. W. (2002). The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters* **196**, 197–212.
- Falco, G. (2009). Evolution magmatique au Piton de la Fournaise: Exemple de l'éruption d'Avril 2007. Master Recherche 2, Thèse de l'Université de La Réunion.
- Famin, V. & Michon, L. (2010). Volcano destabilization by magma injections in a detachment. *Geology* **38**, 219–222.
- Famin, V., Welsch, B., Okumura, S., Bachèlery, P. & Nakashima, S. (2009). Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise volcano (Reunion hot spot). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **10**, 1–18.
- Farley, K. A., Natland, J. H. & Craig, H. (1992). Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. *Earth and Planetary Science Letters* **111**, 183–199.
- Farnetani, C. G. & Hofmann, A. W. (2010). Dynamics and internal structure of the Hawaiian plume. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V. **295**, 231–240.
- Faure, F. & Schiano, P. (2005). Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation. *Earth and Planetary Science Letters* **236**, 882–898.
- Fèvre, Y. (2005). Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé—La Réunion (Océan Indien). Thèse de l'Université de La Réunion.
- Fisk, M., Duncan, R., Baxter, A. & Greenough, J. (1989). Reunion hotspot magma chemistry over the past 65 my: Results from Leg 115 of the Ocean Drilling Program. **17**, 934–937.
- Fisk, M. R., Schilling, J. G. & Sigurdsson, H. (1980). An experimental investigation of Iceland and Reykjanes Ridge tholeiites: I. Phase relations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **74**, 361–374.
- Fisk, M. R., Upton, B. G. J., Ford, C. E. & White, W. M. (1988). Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical*

- Research* **93**, 4933–4950.
- Ford, C. E., Russell, D. G., Craven, J. A. & Fisk, M. R. (1983). Olivine-Liquid Equilibria: Temperature, Pressure and Composition Dependence of the Crystal/Liquid Cation Partition Coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn. *Journal of Petrology* **24**, 256–266.
- Fretzdorff, S. & Haase, K. M. (2002). Geochemistry and petrology of lavas from the submarine flanks of Réunion Island (western Indian Ocean): Implications for magma genesis and the mantle source. *Mineralogy and Petrology* **75**, 153–184.
- Fretzdorff, S., Paterné, M., Stoffers, P. & Ivanova, E. (2000). Explosive activity of the Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea sediments. *Bulletin of Volcanology* **62**, 266–277.
- Fretzdorff, S., Stoffers, P., Dewey C. W. & Munshy, M. (1998). Structure and morphology of submarine volcanism in the hotspot region around Réunion Island, western Indian Ocean. *Marine Geology* **148**, 39–53.
- Frey, F. A., Wise, W. S., Garcia, M. O., West, H., -T, K. S. & Kennedy, A. (1990). Evolution of Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrologic and Geochemical constraints on Postshield Volcanism. *Journal of Geophysical Research* **95**, 1271–1300.
- Frezzotti, M. L. (2001). Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: Applications to petrology. *Lithos* **55**, 273–299.
- Froger, J. L. *et al.* (2007). Multi sensors InSAR monitoring of volcanic activity: The February and April 2007 eruptions at Piton de la Fournaise, Reunion Island, imaged with Envisat-ASAR and ALOS-PALSAR data. *Proceedings of FRINGE, ESA*, 1–4.

## G

- Gaetani, G. A. & Watson, B. E. (2000). Open system behaviour of olivine-hosted melt inclusions. *Earth Planet Sci Lett* **183**, 27–41.
- Gaetani, G. A. & Watson, E. B. (2002). Modeling the major-element evolution of olivine-hosted melt inclusions. *Chemical Geology* **183**, 25–41.
- Gagnon, J. E., Fryer, B. J., Samson, I. M. & Williams-Jones, A. E. (2008). Quantitative analysis of silicate certified reference materials by LA-ICPMS with and without an internal standard. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **23**, 1529–1537.
- Gailler, L. (2010). Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud : La Réunion (Océan Indien) - Approches géophysiques. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Gailler, L. S. & Lénat, J. F. (2010). Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **115**, 1–27.
- Gailler, L. S., Lénat, J. F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N. & Froger, J. L. (2009). Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **184**, 31–48.
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., Voogd, B. De & Sachpazi, M. (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. **104**, 2895–2908.
- Garcia, M. O. (1996). Petrography and olivine and glass chemistry of lavas from the Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research* **101**, 11701–11713.
- Gasparini, D., Blichert-Toft, J., Bosch, D., Del Moro, a, Macera, P., Télouk, P. & Albarède, F. (2000). Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the



- Earth's mantle. *Nature* **408**, 701–704.
- Gast, P. W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **32**, 1057–1086.
- Gillot, P. Y. & Nativel, P. (1982). K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion Island, Indian ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **13**, 131–146.
- Gillot, P. Y. & Nativel, P. (1989). Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 53–65.
- Gillot, P.-Y., Lefèvre, J.-C. & Nativel, P.-E. (1994). Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. *Earth and Planetary Science Letters* **122**, 291–302.
- Ginibre, C., Wörner, G. & Kronz, A. (2002). Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143**, 300–315.
- Ginibre, C., Wörner, G. & Kronz, A. (2007). Crystal zoning as an archive for magma evolution. *Elements* **3**, 261–266.
- Gioncada, A., Clocchiatti, R., Sbrana, A., Bottazzi, P., Massare, D. & Ottolini, L. (1998). A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian Islands, Italy): Insights on the primitive magmas and on the volcanic feeding system. *Bulletin of Volcanology* **60**, 286–306.
- Goldstein, S. B. & Luth, R. W. (2006). The importance of cooling regime in the formation of melt inclusions in olivine crystals in haplobasaltic melts. *Canadian Mineralogist* **44**, 1543–1555.
- Graham, D., Lupton, J., Albarède, F. & Condomines, M. (1990). Extreme temporal homogeneity of helium isotopes at Piton de la Fournaise, Réunion Island. *Nature* **347**, 545–548.
- Green, D. H. & Ringwood, A. E. (1967). The genesis of basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **15**, 103–190.
- Gurioli, L., Di Muro, A., Vlastélic, I., Moune, S., Bachèlery, P., Valer, M., Thivet, S., Boudoire, G., Villeneuve, N., Peltier, A., Ferrazzini, V., Jordan, S., Leibrandt, S., Benbakkar, M., Devidal, J.L., Hénot, J., Fonquernie, Cl., Constantin, C. (*in prep*). Tracking eruption trigger and dynamics by integrating field, textural and geochemical monitoring: Piton de la Fournaise 2014 “opening eruption.”

## H

- Hanan, B. & Graham, D. (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science* **272**, 991.
- Hansen, H. & Grönvold, K. (2000). Plagioclase ultraphyric basalts in Iceland: The mush of the rift. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **98**, 1–32.
- Hanyu, T. *et al.* (2011). Geochemical characteristics and origin of the HIMU reservoir: A possible mantle plume source in the lower mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **12**, 1–30.
- Hanyu, T., Dunai, T. J., Davies, G. R., Kaneoka, I., Nohda, S. & Uto, K. (2001). Noble gas study of the Reunion hotspot: Evidence for distinct less-degassed mantle sources. *Earth and Planetary Science Letters* **193**, 83–98.
- Hart, S. R. (1984). A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* **309**, 753–757.
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. & Whitehead, J. A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* **256**, 517.
- Hart, S. R., Schilling, J.-G. & Powell, J. L. (1973). Basalts from Iceland and Along the Reykjanes Ridge: Sr Isotope Geochemistry. *Nature* **246**, 104–107.

- Hauri, E. (2002a). SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: Isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusions. *Chemical Geology* **183**, 115–141.
- Hauri, E. H. (2002b). Osmium isotopes and mantle convection. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* **360**, 2371–2382.
- Hauri, E. H. & Hart, S. R. (1993). ReOs isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 353–371.
- Hauri, E. H., Lassiter, J. C. & DePaolo, D. J. (1996). Osmium isotope systematics of drilled lavas from Mauna Loa, Hawaii. *Journal of Geophysical Research* **101**, 11793–11806.
- Hauri, E. H., Whitehead J A & Hart, S. R. (1994). Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *Journal of Geophysical Research* **99**, 24275–24300.
- Hellevang, B. & Pedersen, R. B. (2008). Magma ascent and crustal accretion at ultraslow-spreading ridges: Constraints from plagioclase ultraphyric basalts from the arctic mid-ocean ridge. *Journal of Petrology* **49**, 267–294.
- Hill, R. I., Campbell, I. H., Davies, G. F., & Griffiths, R. W. (1992). Mantle plumes and continental tectonics. *Science* **256**, 186–193.
- Hirose, K. & Kawamoto, T. (1995). Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H<sub>2</sub>O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* **133**, 463–473.
- Hirschmann, M. M. & Stolper, E. M. (1996). A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **124**, 185–208.
- Hofmann, A. W. & Jochum, K. P. (1996). Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research* **101**, 11831–11839.
- Hofmann, A. W. (2003). Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. *Treatise on geochemistry*, 2, 568.
- Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* **385**, 219–229.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. & White, W. M. (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* **79**, 33–45.
- Hofmann, A. W. & White, W. M. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* **57**, 421–436.

## J

- Jackson, M. G. & Hart, S. R. (2006). Strontium isotopes in melt inclusions from Samoan basalts: Implications for heterogeneity in the Samoan plume. *Earth and Planetary Science Letters* **245**, 260–277.
- Jarosewich, E., Nelen, J. & Norberg, J. (1979). Electron microprobe reference samples for mineral analyses. *Smithsonian contributions to the earth sciences* **22**, 68–72.
- Jugo, P. J., Luth, R. W. & Richards, J. P. (2005). Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 497–503.

## K

- Kellogg, L. H., Hager, B. H. & van der Hilst, R. D. (1999). Compositional Stratification in the Deep Mantle. *Science* **283**, 1881–1884.
- Kent, A. J. R. (2008). Melt Inclusions in Basaltic and Related Volcanic Rocks. In: Putirka, K. D.

- et Tepley III, F. J. (eds. . (ed.) *Minerals, inclusions and volcanic processes.*, 273–331.
- Kent, A. J. R., Norman, M. D., Hutcheon, I. D. & Stolper, E. M. (1999). Assimilation of seawater-derived components in an oceanic volcano: Evidence from matrix glasses and glass inclusions from Loihi seamount, Hawaii. *Chemical Geology* **156**, 299–319.
- Kieffer, G. (1990). Recent dynamic and structural evolution (“phase IV”) of the Piton des Neiges (Reunion island, Indian Ocean). In: Cent. De Rech. Volcanol.: Clermont-Ferrand, F. (ed.) *Le Volcanisme de la Réunion, Monogr.*, 163–185.
- Kieffer, G., Tricot, B. & Vincent, P. (1977). Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): ses enseignements volcanologiques et structuraux. *CR Acad. Sci. Paris* **285**, 957–960.
- Kilinc, A., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L. & Sack, R. O. (1983). The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **83**, 136–140.
- Kluska, J. (1997). Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans. Thèse de l'Université Paris XI, Orsay.
- Kobayashi, K., Tanaka, R., Moriguti, T., Shimizu, K. & Nakamura, E. (2004). Lithium, boron, and lead isotope systematics of glass inclusions in olivines from Hawaiian lavas: Evidence for recycled components in the Hawaiian plume. *Chemical Geology* **212**, 143–161.
- Kogiso, T. & Hirschmann, M. M. (2001). Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**, 347–360.
- Kohut, E. & Nielsen, R. L. (2004). Melt inclusion formation mechanisms and compositional effects in high-An feldspar and high-Fo olivine in anhydrous mafic silicate liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **147**, 684–704.
- Koleszar, A. M., Saal, A. E., Hauri, E. H., Nagle, A. N., Liang, Y. & Kurz, M. D. (2009). The volatile contents of the Galapagos plume; evidence for H<sub>2</sub>O and F open system behavior in melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V. **287**, 442–452.
- Kornprobst, J. Boivin, P., Lénat, J.F., Bachèlery, P., Bonneville, A., Dupont, P., Lecoindre, J., Seidel, J.L., Thomas, P., Vincent, P.M. (1984). Le Piton de la Fournaise, île de la Réunion. Colloque Prévision et Surveillance des Eruptions Volcaniques.(C.N.R.S.–I.N.A.G.) Clermont-Ferrand. 75–82.
- Kornprobst, J. & Bachèlery, P. (1984). Les assemblages à orthopyroxène dans les gabbros du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion. Colloque PIRPSEV 1984, Clermont-Ferrand.
- Kornprobst, J., Boivin, P. & Bachèlery, P. (1979). L'alimentation des éruptions récentes du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, Océan Indien): degré d'évolution et niveau de ségrégation des laves émises. *CR Acad. Sci. Paris* **288**, 1691–1694.
- Kuo, L. C. & Kirkpatrick, R. J. (1982). Pre-eruption history of phyric basalts from DSDP legs 45 and 46: Evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **79**, 13–27.
- Kushiro, I. (1968). Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research* **73**, 619–634.

## L

- 
- Lacroix, A. F. A. (1936). *Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits.* .
- Laporte, D. & Provost, A. (2000). Equilibrium geometry of a fluid phase in a polycrystalline aggregate with anisotropic surface energies: Dry grain boundaries. *Journal of Geophysical*

- Research* **105**, 25937–25953.
- Lassiter, J. C. & Hauri, E. H. (1998). Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: Evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. *Earth and Planetary Science Letters* **164**, 483–496.
- Laubier, M. (2006). L'apport des inclusions magmatiques primitives à l'origine des basaltes océaniques : Exemples de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord) et du point chaud de la Réunion. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Laubier, M., Schiano, P., Doucelance, R., Ottolini, L. & Laporte, D. (2007). Olivine-hosted melt inclusions and melting processes beneath the FAMOUS zone (Mid-Atlantic Ridge). *Chemical Geology* **240**, 129–150.
- Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., De Voogd, B. & Bachèlery, P. (2011). A new model for the evolution of the Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. *Geophysical Research Letters* **38**, 6–11.
- Le Voyer, M. (2009). Rôle des fluides dans la genèse des magmas d'arcs : analyses in situ des éléments volatils et des isotopes du bore dans les inclusions magmatiques des olivines primitives. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Leitch, A. M. & Davies, G. F. (2001). Mantle plumes and flood basalts: Enhanced melting from plume ascent and an eclogite component. *Journal of Geophysical Research* **106**, 2047–2059.
- Lénat, J. & Aubert, M. (1982). Structure of Piton de la Fournaise volcano (La Reunion Island, Indian ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **12**, 361–392.
- Lénat, J., Bachèlery, P. & Desmulier, F. (2001). Genèse du champ de lave de l'Enclos Fouqué; une éruption d'envergure exceptionnelle du Piton de la Fournaise (Réunion) au 18<sup>e</sup> siècle. *Bulletin de la Société Géologique de France* **172**, 177–188.
- Lénat, J., Bachèlery, P. & Merle, O. (2012). Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). *Bulletin of Volcanology* **74**, 1945–1961.
- Lénat, J. F. & Bachèlery, P. (1990). Structure and dynamics of the central zone of Piton de la Fournaise volcano. In: Monographie: Centre de Recherche en Volcanologie. Clermont-Ferrand, F. (ed.) *Le Volcanisme de la Réunion*, 257–296.
- Lénat, J. F., Merle, O. & Lespagnol, L. (2009). La Réunion: An example of channeled hot spot plume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **184**, 1–13.
- Lénat, J. F., Vincent, P. & Bachèlery, P. (1989). The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean); structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 1–36.
- Lerebour, P. (1987). Étude du forage du Grand Brûlé (Piton de la Fournaise, île de la Réunion): lithostratigraphie, pétrologie, minéralogies primaire et secondaire: conséquences sur l'évolution volcano-structurale de massif du Piton de la Fournaise. Thèse de l'Université Paris XI, Orsay.
- Letourneur, L., Peltier, A., Staudacher, T. & Gudmundsson, A. (2008). The effects of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation: The example of Piton de la Fournaise (Réunion Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **173**, 289–302.
- Liotard, J. M., Barszczus, H. G., Dupuy, C. & Dostal, J. (1986). Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynesia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **92**, 260–268.
- Lowenstern, J. B. (1994). Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from

- Pantelleria, Italy. *American Mineralogist* **79**, 353–369.
- Luais, B. (2004). Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5**, 1–17.
- Ludden JN (1978). Ludden JVGR 1978 - Fournaise.pdf. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **4**, 171–198.

## M

- Macdonald, G. A. & Katsura, T. (1964). Chemical Composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology* **5**, 82–133.
- Mahoney, J. J., Duncan, R. A., Khan, W., Gnos, E. & McCormick, G. R. (2002). Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: Implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps. *Earth and Planetary Science Letters* **203**, 295–310.
- Mairine, P. & Bachèlery, P. (1997). Un grand épisode érosionnel dans l'histoire ancienne du Piton de la Fournaise (Île de la Réunion). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* **325**, 243–249.
- Malengreau, B. (1995). Structure profonde de l'île de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Manley, C. R. (1996). Morphology and maturation of melt inclusions in quartz phenocrysts from the Badlands rhyolite lava flow, southwestern Idaho. *American Mineralogist* **81**, 158–168.
- Marcantonio, F., Zindler, A., Elliott, T. & Staudigel, H. (1995). Os isotope systematics of La Palma, Canary Islands: Evidence for recycled crust in the mantle source of HIMU ocean islands. *Earth and Planetary Science Letters* **133**, 397–410.
- Massare, D., Métrich, N. & Clocchiatti, R. (2002). High-temperature experiments on silicate melt inclusions in olivine at 1 atm: Inference on temperatures of homogenization and H<sub>2</sub>O concentrations. *Chemical Geology* **183**, 87–98.
- Mathez, E. A. (1976). Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass. *Journal of Geophysical Research* **81**, 4269–4276.
- Matthews, S., Moncrieff, D. & Carroll, M. (1999). Empirical Calibration of the Sulphur Valence Oxygen Barometer from Natural and Experimental Glasses: Method and Applications. *Mineralogical Magazine* **63**, 421–431.
- Mazuel, A., Sisavath, E., Babonneau, N., Jorry, S. J., Bachèlery, P. & Delacourt, C. (2016). Turbidity current activity along the flanks of a volcanic edifice: The Mafate volcanoclastic complex, La Réunion Island, Indian Ocean. *Sedimentary Geology*. Elsevier B.V. **335**, 34–50.
- McDonough, W. F. & Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223–253.
- McDougall, I. (1971). The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **35**, 261–288.
- McDougall, I. & Watkins, N. D. (1973). Age and duration of the Réunion geomagnetic polarity event. *Earth and Planetary Science Letters* **19**, 443–452.
- Mckenzie, D. (1984). The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology* **25**, 713–765.
- McKenzie, D. & O'Nions, R. K. (1983). Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* **301**, 229–231.
- Médard, E. (2004). Genèse de magmas riches en calcium dans les zones de subduction et sous les rides médio-océaniques : approche expérimentale. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

- Médard, E., Schmidt, M. W., Schiano, P. & Ottolini, L. (2006). Melting of amphibole-bearing wehrlites: An experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts. *Journal of Petrology* **47**, 481–504.
- Meisel, T., Walker, R. J., Irving, A. J. & Lorand, J.-P. (2001). Osmium isotopic composition of mantle xenoliths: A global perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 1311–1323.
- Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachèlery, P. & Smietana, M. (2010). Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **189**, 131–142.
- Merle, O., Michon, L. & Bachèlery, P. (2008). Caldera rim collapse: A hidden volcanic hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **177**, 525–530.
- Métrich, N. & Clochiatti, R. (1996). Sulfur abundances and its speciation in oxidized melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 4151–4160.
- Métrich, N., Kamenetsky, V., Allard, P. & Pompilio, M. (2007). Trace element and volatile signature of Etna magma source(s): A melt inclusion approach. *Goldschmidt Conference Cologne. Geochim Cosmochim Acta Suppl* **71**, A658.
- Métrich, N. & Wallace, P. (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**, 363–402.
- Michon, L., Di Muro, A., Villeneuve, N., Saint-Marc, C., Fadda, P. & Manta, F. (2013). Explosive activity of the summit cone of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion island): A historical and geological review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **264**, 117–133.
- Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N. & Famin, V. (2015). Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **303**, 112–129.
- Michon, L., Lénat, J., Bachèlery, P. & Di Muro, A. (2016). Geology and Morphostructural Evolution of Piton de la Fournaise. In: P. Bachèlery et al. (eds.) (ed.) *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*, 45–59.
- Michon, L., Villeneuve, N., Catry, T. & Merle, O. (2009). How summit calderas collapse on basaltic volcanoes: New insights from the April 2007 caldera collapse of Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **184**, 138–151.
- Minster, J. F. & Allègre, C. J. (1978). Systematic Use of Trace Elements in Igneous Processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **68**, 37–52.
- Molnar, P. & Stock, J. M. (1985). A method for bounding uncertainties in combined plate reconstructions. *Journal of Geophysical Research* **90**, 12537–12544.
- Molnar, P. & Stock, J. M. (1987). Relative motions of hotspots in the Pacific, Atlantic and Indian Oceans since late Cretaceous time. *Nature* **327**, 587–591.
- Moore, J. (1964). Giant submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *US Geol. Surv. Prof. Pap* **501**, D95–D98.
- Moore, J. G., Clague, D. A. & Normark, W. R. (1982). Diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii. *Geology* **10**, 88–92.
- Moore, W. B., Schubert, G., Tackley, P. J. & Trey, T. (1999). The Role of Rheology in Lithospheric Thinning by Mantle Plumes. **26**, 1073–1076.
- Morandi, A., Di Muro, A., Principe, C., Michon, L., Leroi, G., Norelli, F. & Bachèlery, P. (2016). Pre-historic (<5 kiloyear) Explosive Activity at Piton de la Fournaise Volcano. In: (eds.), P. B. et al. (ed.) *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*, 107–138.
- Morgan, W. (1981). 13. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. *The oceanic lithosphere* **7**, 443.

- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature* **230**, 40–42.
- Murray, R. W., Miller, D. J. & Kryc, K. A. (2000). Analysis of Major and Trace Elements in Rocks, Sediments, and Interstitial Waters by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). *ODP Technical Note* **29**.

## N

- Nakamura, M. & Shimakita, S. (1998). Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. *Earth and Planetary Science Letters* **161**, 119–133.
- Nativel, P., Joron, J. L. & Treuil, M. (1979). Etude pétrographique et géochimique des volcans de la Réunion. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**, 427–440.
- Nelson, S. & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* **77**, 1242–1249.
- Nercessian, A., Him, A., Tipine, J.-C. & Sapin, M. (1996). Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **70**, 123–143.
- Niu, Y. & O'Hara M J (2003). Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research* **108**, 1–19.
- Nohda, S., Kaneoka, I., Hanyu, T., Xu, S. & Uto, K. (2005). Systematic variation of Sr-, Nd- and Pb- isotopes with time in lavas of Mauritius, Réunion hotspot. *Journal of Petrology* **46**, 505–522.
- Norman, M. D., Garcia, M. O., Kamenetsky, V. S. & Nielsen, R. L. (2002). Olivine-hosted melt inclusions in Hawaiian picrites: Equilibration, melting, and plume source characteristics. *Chemical Geology* **183**, 143–168.

## O

- O'Hara, M. (1965). Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish Journal of Geology* **1**, 19–40.
- O'Nions, R. K., Evensen, N. M. & Hamilton, P. J. (1979). Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. *Journal of Geophysical Research* **84**, 6091–6101.
- Oehler, J. (2005). Les destabilisations de flanc des volcans de l'île de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Oehler, J. F., Labazuy, P. & Lénat, J. F. (2004). Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bulletin of Volcanology* **66**, 585–598.
- Oehler, J. F., Lénat, J. F. & Labazuy, P. (2008). Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology* **70**, 717–742.
- Ort, M. H., Di Muro, A., Michon, L. & Bachèlery, P. (2016). Explosive eruptions from the interaction of magmatic and hydrothermal systems during flank extension: the Bellecombe Tephra of Piton de La Fournaise (La Réunion Island). *Bulletin of Volcanology* **78**, 1–14.

## P, Q

- Paul, B., Woodhead, J. D., Hergt, J., Danyushevsky, L., Kunihiro, T. & Nakamura, E. (2011). Melt inclusion Pb-isotope analysis by LA-MC-ICPMS: Assessment of analytical performance and application to OIB genesis. *Chemical Geology*. Elsevier B.V. **289**, 210–223.
- Peltier, A., Bachèlery, P. & Staudacher, T. (2009). Magma transport and storage at Piton de La

- Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **184**, 93–108.
- Peltier, A., Staudacher, T. & Bachèlery, P. (2007). Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **112**, 1–16.
- Peng, Z. X. & Mahoney, J. J. (1995). Drillhole lavas from the northwestern Deccan Traps, and the evolution of Réunion hotspot mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **134**, 169–185.
- Peters, B. J., Day, J. M. D. & Taylor, L. A. (2016). Early mantle heterogeneities in the Réunion hotspot source inferred from highly siderophile elements in cumulate xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V. **1**, 1–11.
- Peterson, D. & Moore, R. (1987). Geologic history and evolution of geologic concepts, island of Hawaii. *Volcanism in Hawaii*, 149–189.
- Pichavant, M., Brugier, Y. & Di Muro, A. (2016). Petrological and Experimental Constraints on the Evolution of Piton de la Fournaise Magmas. In: P. Bachèlery et al. (eds.) (ed.) *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*, 171–184.
- Pietruszka, A. J., Hauri, E. H. & Blichert-Toft, J. (2009). Crustal contamination of mantle-derived magmas within Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *Journal of Petrology* **50**, 661–684.
- Pin, C., Gannoun, A. & Dupont, A. (2014). Rapid, simultaneous separation of Sr, Pb, and Nd by extraction chromatography prior to isotope ratios determination by TIMS and MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. Royal Society of Chemistry **29**, 1858–1870.
- Plank, T. & Langmuir, C. H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* **145**, 325–394.
- Portnyagin, M., Almeev, R., Matveev, S. & Holtz, F. (2008). Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma. *Earth and Planetary Science Letters* **272**, 541–552.
- Principe, C., Morandi, A., Di Muro, A. & Michon, L. (2016). Volcanological Map of the Plaine des Sables, Piton de la Fournaise. In: (eds.), P. B. et al. (ed.) *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*, 327–330.
- Qin, Z., Lu, F. & Anderson, A. (1992). Diffusive reequilibration of melt and fluid inclusions. *American mineralogist* **77**, 565–576.
- Quidelleur, X., Holt, J. W., Salvany, T. & Bouquerel, H. (2010). New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2-2.0 Ma. *Geophysical Journal International* **182**, 699–710.

## R

- Rançon, J. P., Lerebour, P. & Augé, T. (1989). The Grand Brule exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 113–127.
- Rançon, J.-P., Rochette, P., Auge, T. & Nativel, P.-E. (1988). Pétrologie de deux complexes intrusifs lités de l'île de La Réunion. Implications volcano-structurales. *Geologie de la France*, 135–156.
- Reisberg, L., Zindler, A., Marcantonio, F., White, W., Wyman, D. & Weaver, B. (1993). Os isotope systematics in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **120**, 149–167.
- Ribe, N. M. & Christensen, U. R. (1999). The dynamical origin of Hawaiian volcanism. *Earth and*



- Planetary Science Letters*. Elsevier Science B.V. **171**, 517–531.
- Rocher, P. (1988). Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des Neiges (Ile de la Réunion). Etude détaillée du cirque de Salazie. Thèse de l'Université de Paris-Sud, Orsay.
- Rocher, P. & Westercamp, D. (1989). The Salazie Cirque ignimbrite (Piton des Neiges volcano, Réunion Island): Chronostratigraphy, description and significance of lithic fragments and eruptive mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 177–191.
- Rocholl, A. & Jochum, K. P. (1993). Th, U and other trace elements in carbonaceous chondrites: Implications for the terrestrial and solar system Th/U ratios. *Earth Planet. Sci. Lett.* **117**, 265–278.
- Roden, M. F., Frey, F. A. & Clague, D. A. (1984). Geochemistry of tholeiitic and alkalic lavas from the Koolau Range, Oahu, Hawaii: implications for Hawaiian volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* **69**, 141–158.
- Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.* **102**, 487–510.
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. *Rev. Mineral.* **12**, (620 pp.).
- Roeder, P. L. & Emslie, R. F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **29**, 275–289.
- Rose-Koga, E. F., Koga, K. T., Schiano, P., Le Voyer, M., Shimizu, N., Whitehouse, M. J. & Clochiatti, R. (2012). Mantle source heterogeneity for South Tyrrhenian magmas revealed by Pb isotopes and halogen contents of olivine-hosted melt inclusions. *Chemical Geology*. Elsevier B.V. **334**, 266–279.
- Roult, G., Peltier, A., Taisne, B., Staudacher, T., Ferrazzini, V. & Di Muro, A. (2012). A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985-2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **241-242**, 78–104.
- Rousset, D., Bonneville, A. & Lenat, J. F. (1987). Detailed gravity study of the offshore structure of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *Bulletin of Volcanology* **49**, 713–722.
- Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A. & Lénat, J. (1989). Complete Bouguer Rousset 1989.pdf. *Journal of* **36**, 37–52.
- Roy-Barman, M. & Allègre, C. J. (1995). 187Os/186Os in oceanic island basalts: tracing oceanic crust recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **129**, 145–161.
- Royer, J. & Coffin, M. (1992). Jurassic To Eocene Plate Tectonic Reconstructions in the Kerguelen Plateau Region 1. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **120**, 917–923.
- Rudnick, R. L. & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* **33**, 267–309.

## S

- Saal, A. E., Hart, S. R., Shimizu, N., Hauri, E. H., Layne, G. D. & Eiler, J. M. (2005). Pb isotopic variability in melt inclusions from the EMI-EMII-HIMU mantle end-members and the role of the oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* **240**, 605–620.
- Saal, A., Hart, S., Shimizu, N., Hauri, E. & Layne, G. (1998). Pb Isotopic Variability in Melt Inclusions from Oceanic Island Basalts, Polynesia. *Science* **282**, 1481–1484.
- Saint-Ange, F. *et al.* (2011). A volcanoclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean): Gradualism versus catastrophism. *Geology* **39**, 271–274.
- Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Babonneau, N., Michon, L. & Jorry, S. J. (2013). Volcanoclastic

- sedimentation on the submarine slopes of a basaltic hotspot volcano: Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *Marine Geology* **337**, 35–52.
- Salaün, A., Villemant, B., Semet, M. P. & Staudacher, T. (2010). Cannibalism of olivine-rich cumulate xenoliths during the 1998 eruption of Piton de la Fournaise (La Réunion hotspot): Implications for the generation of magma diversity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **198**, 187–204.
- Salters, V. J. M. & Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5**, 1–27.
- Salvany, T. (2009). Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques: Exemple des volcans de l'île de la Réunion (Océan Indien). Thèse de l'Université Paris-Sud XI.
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P. & Gillot, P. Y. (2012). Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4Ma. *Geomorphology*. Elsevier B.V. **136**, 132–147.
- Schiano, P. (2003). Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth-Science Reviews* **63**, 121–144.
- Schiano, P. & Bourdon, B. (1999). On the preservation of mantle information in ultramafic nodules: Glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. *Earth and Planetary Science Letters* **169**, 173–188.
- Schiano, P., Burton, K. W., Dupré, B., Birck, J. L., Guille, G. & Allègre, C. J. (2001). Correlated Os-Pb-Nd-Sr isotopes in the Austral-cook chain basalts: The nature of mantle components in plume sources. *Earth and Planetary Science Letters* **186**, 527–537.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Weis, D. & Mattielli, N. (1994). Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: Implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **123**, 167–178.
- Schiano, P., David, K., Vlastélic, I., Gannoun, A., Klein, M., Nauret, F. & Bonnand, P. (2012). Osmium isotope systematics of historical lavas from Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **164**, 805–820.
- Schiano, P., Eiler, J. M., Hutcheon, I. D. & Stolper, E. M. (2000). Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1**.
- Schiavi, F., Provost, A., Schiano, P. & Cluzel, N. (2016). P-V-T-X evolution of olivine-hosted melt inclusions during high-temperature homogenization treatment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **172**, 1–21.
- Schilling, J.-G. (1973). Iceland Mantle Plume: Geochemical Study of Reykjanes Ridge. *Nature* **242**, 565–571.
- Severs, M. J., Azbej, T., Thomas, J. B., Mandeville, C. W. & Bodnar, R. J. (2007). Experimental determination of H<sub>2</sub>O loss from melt inclusions during laboratory heating: Evidence from Raman spectroscopy. *Chemical Geology* **237**, 358–371.
- Shimizu, N. (1986). Silicon-induced enhancement in secondary ion emission from silicates. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes* **69**, 325–338.
- Sigmarrsson, O., Condomines, M. & Bachèlery, P. (2005). Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria. *Earth and Planetary Science Letters* **234**, 223–234.
- Sisavath, E. *et al.* (2012). Processes controlling a volcanoclastic turbiditic system during the last climatic cycle: Example of the Cilaos deep-sea fan, offshore La Réunion Island. *Sedimentary*

- Geology* **281**, 180–193.
- Sisavath, E., Babonneau, N., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Jorry, S. J., Deplus, C., De Voogd, B. & Savoye, B. (2011). Morphology and sedimentary architecture of a modern volcanoclastic turbidite system: The Cilaos fan, offshore La Réunion Island. *Marine Geology* **288**, 1–17.
- Smietana, M. (2011). Pétrologie , géochronologie ( K-Ar ) et géochimie élémentaire et isotopique ( Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de La Réunion : Implications sur la construction de l'édifice volcanique. Thèse de l'Université de La Réunion.
- Smietana, M., Bachèlery, P. & Hémond, C. (2010). Heterogeneity in the mantle source of La Réunion Island. *Geochimica et Cosmochimica acta* **74**, A–972.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W. & Nikogosian, I. K. (2000). Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas. *Nature* **404**, 986–990.
- Sobolev, A. & Danyushevsky, L. V (1994). Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench : Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas. *Journal of Petrology* **35**, 1183–1211.
- Sobolev, A., Dmitriev, L., Barsukov, V., Nevsorov, V. & Slutsky, A. (1980). The formation conditions of the high-magnesium olivines from the monomineralic fraction of Luna 24 regolith. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* **11**, 105–116.
- Sobolev, A. & Nikogosian, I. (1994). Petrology of long-lived mantle plume magmatism: Hawaii, Pacific, and Reunion Island, Indian Ocean. *Petrology* **2**, 111–144.
- Sobolev, A. & Shimizu, N. (1993). Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Natu* **363**, 151–154.
- Sobolev, A. V. (1996). Melt Inclusions in Minerals as a source of principle petrological information. *Petrology* **4**, 209–220.
- Sobolev, V. & Kostyuk, V. (1975). Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions. *Fluid Inclusion Research* **9**, 182–253.
- Sorbadère, F. (2013). Apport des inclusions magmatiques et de la fusion expérimentale d'une source mixte péridotite – pyroxénite à l'étude des mécanismes de genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Sorbadère, F., Médard, E., Laporte, D. & Schiano, P. (2013). Experimental melting of hydrous peridotite-pyroxenite mixed sources: Constraints on the genesis of silica-undersaturated magmas beneath volcanic arcs. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V. **384**, 42–56.
- Sorbadère, F., Schiano, P. & Métrich, N. (2012). Constraints on the origin of nepheline-normative primitive magmas in Island arcs inferred from olivine-hosted melt inclusion compositions. *Journal of Petrology* **54**, 215–233.
- Sorbadère, F., Schiano, P., Métrich, N. & Garaebiti, E. (2011). Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **162**, 995–1009.
- Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., Lauret, F. & Massin, F. (2009). The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **184**, 126–137.
- Staudacher, T., Sarda, P. & Allegre, C. J. (1990). Noble gas systematics of Reunion Island , Indian Ocean. *Chemical Geology* **89**, 1–17.
- Steele-Macinnis, M., Esposito, R. & Bodnar, R. J. (2011). Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> systematics of vapor-saturated, silicate melt inclusions. *Journal of Petrology* **52**, 2461–2482.

- Su, Y. (2002). Mid-ocean ridge basalt trace element systematics: Constraints from database management, ICP-MS analyses, global data compilation and petrologic modeling. Columbia University, NY.
- Sun, S. S. & Hanson, G. N. (1975). Evolution of the mantle: Geochemical evidence from alkali basalt. *Geology* **3**, 297–302.

## T, U

---

- Tait, S. (1992). Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts. *American Mineralogist* **77**, 146–155.
- Tanguy, J. C., Bachèlery, P. & LeGoff, M. (2011). Archeomagnetism of Piton de la Fournaise: Bearing on volcanic activity at La Réunion Island and geomagnetic secular variation in Southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **303**, 361–368.
- Thy, P. (1983). Phase relations in transitional and alkali basaltic glasses from Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **82**, 232–251.
- Toplis, M. J. (2005). The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: Criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **149**, 22–39.
- Upton, B. G. J., Semet, M. P. & Joron, J. L. (2000). Cumulate clasts in the Bellecombe Ash Member, Piton de la Fournaise, Réunion Island, and their bearing on cumulative processes in the petrogenesis of the Réunion lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **104**, 297–318.
- Upton, B. G. J. & Wadsworth, W. J. (1965). Geology of Réunion Island, Indian Ocean. *Nature* **207**, 151–154.
- Upton, B. G. J. & Wadsworth, W. J. (1966). The basalts of Réunion Island, Indian Ocean. *Bulletin Volcanologique* **29**, 7–23.
- Upton, B. G. J. & Wadsworth, W. J. (1969). Early volcanic rocks of Réunion and their tectonic significance. *Bulletin Volcanologique* **33**, 1246–1268.
- Upton, B. G. J. & Wadsworth, W. J. (1972a). Aspects of Magmatic Evolution on Reunion Island. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* **271**, 105–130.
- Upton, B. G. J. & Wadsworth, W. J. (1972b). Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Réunion. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **35**, 139–158.

## V

---

- Van Achterbergh, E., Ryan, C., Jackson, S. & Griffin, W. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylverter P (ed.) *Laser-Ablation-ICPMS in the earth sciences—principles and applications. Miner Assoc Can (short course series)*, 239–243.
- Van der Hilst, R. D., Engdhal, R., Spakman, W. & Nolet, G. (1991). Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature* **353**, 37–42.
- Van der Hilst, R. D. & Karason, H. (1999). Compositional Heterogeneity in the Bottom 1000 Kilometers of Earth's Mantle: Toward a Hybrid Convection Model. *Science* **283**, 1885–1888.
- Van der Hilst, R. D., Widiyantoro, S. & Engdahl, E. R. (1997). Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature* **386**, 578–584.
- Van Keken, P. E., Ballantine, C. J. & Hauri, E. H. (2003). Convective Mixing in the Earth's

- Mantle. In: Holland, HD and Turekian, K. (ed.) *The Mantle and Core*, 471–491.
- Vance, D. (1995). Rate and time controls on metamorphic processes. *Geological Journal* **30**, 241–259.
- Villemant, B., Salaün, A. & Staudacher, T. (2009). Evidence for a homogeneous primary magma at Piton de la Fournaise (La Réunion): A geochemical study of matrix glass, melt inclusions and Pélés's hairs of the 1998-2008 eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **184**, 79–92.
- Villeneuve, N. & Bachèlery, P. (2006). Review of volcanic eruption typology at the Piton de la Fournaise, processes and hazards. *Revue européenne de géographie* **336**.
- Vlastélic, I., Deniel, C., Bosq, C., Télouk, P., Boivin, P., Bachèlery, P., Famin, V. & Staudacher, T. (2009). Pb isotope geochemistry of Piton de la Fournaise historical lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Elsevier B.V. **184**, 63–78.
- Vlastélic, I., Lewin, E. & Staudacher, T. (2006). Th/U and other geochemical evidence for the Réunion plume sampling a less differentiated mantle domain. *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 364–378.
- Vlastélic, I., Peltier, A. & Staudacher, T. (2007). Short-term (1998-2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): Origins and constraints on the size and shape of the magma reservoir. *Chemical Geology* **244**, 202–220.
- Vlastélic, I. & Pietruszka, A. (2016). A Review of the Recent Geochemical Evolution of Piton de la Fournaise Volcano (1927–2010). In: P. Bachèlery et al. (eds.) (ed.) *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*, 185–201.
- Vlastélic, I., Staudacher, T. & Semet, M. (2005). Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: Evidence for variable crustal contamination. *Journal of Petrology* **46**, 79–107.

## W

- Walker, D., Shibata, T. & Delong, S. (1979). Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone - II. Phase equilibria and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **70**, 111–125.
- Walker, G. P. L. (1990). Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science* **44**, 315–347.
- Wallace, P. & Carmichael, I. S. (1992). Sulfur in basaltic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 1863–1874.
- Wallace, P. J. & Carmichael, I. S. E. (1994). S speciation in submarine basaltic glasses as determined by measurements of SK $\alpha$  X-ray wavelength shifts. *American Mineralogist* **79**, 161–167.
- Watson, E. (1996). Surface enrichment and trace-element uptake during crystal growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 5013–5020.
- Weaver, B. L. (1991a). Trace-Element Evidence for the Origin of Ocean-Island Basalts. *Geology* **19**, 123–126.
- Weaver, B. L. (1991b). The origin of ocean island basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 381–397.
- Welsch, B. (2010). Signification des Océanites dans le fonctionnement du Piton de la Fournaise, Île de La Réunion. Thèse de l'Université de La Réunion.
- Welsch, B., Faure, F., Bachèlery, P. & Famin, V. (2009). Microcrysts record transient convection at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion hotspot). *Journal of Petrology* **50**, 2287–2305.

- Welsch, B., Faure, F., Famin, V., Baronnet, A. & Bachèlery, P. (2013). Dendritic crystallization: A single process for all the textures of olivine in basalts? *Journal of Petrology* **54**, 539–574.
- Wendt, J. I., Regelous, M., Niu, Y., Hékinian, R. & Collerson, K. D. (1999). Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: Insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* **173**, 271–284.
- White, R. & McKenzie, D. (1989). Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* **94**, 7685.
- White, W., Cheatham, M. & Duncan, R. (1990). Isotope geochemistry of Leg 115 basalts and inferences on the history of the Reunion mantle plume. *Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results* **115**, 53–61.
- White, W. & Duncan, R. (1996). Geochemistry and geochronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. *Earth processes: reading the isotopic* 183–206.
- White, W. M. (1985). Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence. *Geology* **13**, 115–118.
- White, W. M. (2013). Chapter 11: Geochemistry of the Solid Earth. In: John Wiley & Sons (ed.) *Geochemistry*, 484–552.
- White, W. M. & Hofmann, a. W. (1982). Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* **296**, 821–825.
- Wignall, P. B. (2001). Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews* **53**, 1–33.
- Willbold, M. & Stracke, A. (2006). Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7**, 1–30.
- Wilson, J. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics* **41**, 863–870.
- Woodhead, J. D. (1996). Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook—Austral hotspot. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **72**, 1–19.
- Workman, R. K., Hart, S. R., Jackson, M., Regelous, M., Farley, K. A., Blusztajn, J., Kurz, M. & Staudigel, H. (2004). Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5**, 1–44.

## Y, Z

- Yoder, H. & Tilley, C. (1962). Origin of Basalt Magmas: an Experimental Study of Natural and Synthetic Rocks Systems. *Journal of Petrology* **3**, 342–532.
- Yurimoto, H., Kogiso, T., Abe, K., Barszczus, H. G., Utsunomiya, A. & Maruyama, S. (2004). Lead isotopic compositions in olivine-hosted melt inclusions from HIMU basalts and possible link to sulfide components. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **146**, 231–242.
- Zhang, Y. (1998). Mechanical and phase equilibria in inclusion – host systems. *Earth and Planetary Science Letters* **157**, 209–222.
- Zindler, A. & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary* **14**, 493–571.



# Annexes

---

## **Annexe A :**

- Synthèse des principaux acronymes
- Localisation et description macroscopique des échantillons

## **Annexe B :**

- Limites de détection
- Traitements chimiques des laves

## **Annexe C :**

- Compositions en éléments majeurs, traces et isotopiques sur roche totale

## **Annexe D :**

- Analyses brutes non-corrigées des éléments majeurs et S, Cl, F des inclusions vitreuses et des olivines hôtes



## **Annexe A**

Synthèse des principaux acronymes

et

Localisation et description macroscopique des échantillons

**Tableau A1** : Définition des principaux acronymes utilisés dans cette thèse

Acronyme	Signification	Détails
<b>PdN</b>	Piton des Neiges	Massif volcanique éteint constituant la partie N-O de l'île
<b>PdF</b>	Piton de la Fournaise	<b>Au s.l.</b> : massif volcanique constituant la partie S-E de l'île <b>Au s.s.</b> : cône terminal actif du massif. Cratère principal: Dolomieu
<b>SSB</b>	"Steady-State Basalts"	Basaltes transitionnels cotectiques, le plus souvent aphyriques. Appartiennent aux "Séries Océanitiques"
<b>AbG</b>	"Abnormal Group"	Basaltes dits "anormaux" (ou Groupe "Anormal") dans la littérature, caractérisés par un rapport CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> plus faible que les SSB, pour une teneur en MgO équivalente. Principalement échantillonnés sur les cônes adventifs du PdF. Appartiennent aux "Séries Océanitiques"
<b>= MAB*</b>	"Mid-Alkaline Basalts"	Nouveau terme utilisé dans cette thèse pour définir les basaltes type AbG, d'après leur caractère plus alcalin que les SSB
<b>BPP*</b> <b>= PUB*</b>	Basaltes Porphyriques à Plagioclase ou "Plagioclase-Ultraphyrique Basalts"	Basaltes contenant entre 15 et 35 vol.% de cristaux millimétriques voire centimétriques de plagioclase calcique. Appartiennent aux "Séries Différenciées"
<b>ADC</b>	Série d'échantillons	Echantillons de coulées de lave de cônes adventifs du PdF (mission 2010) <i>B.G.J Upton, P. Bachèlery, P. Mairine et N. Odling, cf. Bachèlery et al. (2014)</i>
<b>514*</b>	Série d'échantillons	Echantillons pyroclastiques de cônes adventifs et du cratère Hudson (mission Mai 2014)
<b>0615*</b>	Série d'échantillons	Echantillons pyroclastiques de cônes adventifs, principalement du Piton Haüy (mission Juin 2015)
<b>Hud*</b>	Echantillon du cratère Hudson	série 514
<b>PS*</b>	Echantillon de la Plaine des Sables	série 514
<b>PR*</b>	Echantillon de la Plaine des Remparts	série 514
<b>PC*</b>	Echantillon de la Plaine des Cafres	série 514
<b>SF*</b>	Echantillon du flanc Sud (du PdF)	série 514
<b>Hau*</b>	Echantillon du Piton Haüy	série 0615
<b>MI</b>	"Melt inclusion"	Inclusion magmatique

Les acronymes marqués (\*) ont été déterminés dans cette thèse. Les autres proviennent directement de la littérature

**Tableau A2:** Localisation et nature des échantillons de Basaltes Porphyriques à Plagioclases (BPP)

Echantillon	Volcan	Zone	Type d'échantillonnage	Latitude	Longitude
PE2	Piton des Neiges	Cirque de Salazie, Piton d'Enchaing	collecté dans les éboulis	-21,05082	55,50454
HEN1 <sup>a</sup>	Piton des Neiges	Cirque de Salazie, Ravine Camp d'Henri	rivière	-21,03051	55,48995
PdN10 <sup>b</sup>	Piton des Neiges	Cirque de Cilaos, Etang Salé	à l'affleurement (coulée)	-21,25701	55,33235
GP3 <sup>a</sup>	Piton des Neiges	Cirque de Mafate, Rivière des Galets	rivière	-21,00044	55,37897
RR30 <sup>b</sup>	Piton de la Fournaise	Rivière des Remparts	à l'affleurement (coulée)	-21,25615	55,08191
LeBloc	Piton de la Fournaise	Rivière des Remparts	à l'affleurement (coulée)	-21,29391	55,61499

<sup>a</sup> Echantillons de Boujibar (2009)

<sup>b</sup> Echantillons de Smietana (2011)

**Tableau A3:** Localisation et nature des échantillons des cônes adventifs – Groupe ADC

Echantillon <sup>a</sup>	Cône	Zone	Age (ka) <sup>b</sup>	Observations macroscopiques	Classification <sup>d</sup>
ADC1	Piton Charrié	Flanc Sud	20	riche en Ol	Océanite
ADC2	Piton Rosile	Flanc Sud	30	océanite	Océanite
ADC3	Piton du Relais	Flanc Sud	30	riche en Ol	Basalte à olivine
ADC4	Piton Bras Sec	Flanc Sud	35	aphyrique	Lave Différenciée
ADC4b	Piton Manapany	Flanc Sud	30	océanite	MAB océanitique
ADC5	Piton Rouge PdG	Flanc Sud	44 <sup>c</sup>	rares Ol	Lave Différenciée
ADC6	Piton Entonnoir 2	Flanc Sud	60	océanite + Px	Océanite
ADC7	Piton Entonnoir 3	Flanc Sud	20	rares Ol	MAB
ADC8	Piton La Mare	Flanc Sud	30	Ol	MAB à olivine
ADC10	Piton Papangue	Flanc Sud	3	Ol et Plg	Lave Différenciée
ADC11	Piton Langevin	Flanc Sud	50	Ol	MAB à olivine
ADC12	n.c.	Flanc Sud	40	rares Ol	Basalte
ADC13r	Piton Bernard	Flanc Sud	40	quelques Ol et Plg	MAB
ADC14r	Fractures Matouta	Flanc Sud	45	Ol et cumulats	MAB
ADC15	Piton Vincendo	Flanc Sud	4	océanite	Océanite

**Tableau A3 (suite)**

Echantillon <sup>a</sup>	Cône	Zone	Age (ka) <sup>b</sup>	Observations macroscopiques	Classification <sup>d</sup>
ADC16	Piton Calvaire	Flanc Sud	30-40	Ol	MAB
ADC17	Piton Monvert	Flanc Sud	20 <sup>c</sup> (U/Th)	rares Ol	MAB
ADC18	n.c.	Flanc Sud		Ol	MAB
ADC19	Coulée Trous Blancs	Plaine des Cafres	6,4 <sup>c</sup> ( <sup>14</sup> C)	aphyrique	Basalte
ADC20	Piton dans le Bout	Plaine des Cafres	9,3 - 7,1 <sup>c</sup>	rares Ol	MAB
ADC21	Piton Bleu	Plaine des Cafres	19,2 <sup>c</sup> ( <sup>14</sup> C)	Ol	MAB
ADC22	Piton Pente Zézé	Plaine des Cafres	7,9	rares Ol	MAB
ADC23	Piton de Caille	Plaine des Cafres	5	océanite	Basalte à olivine
ADC24	Piton Dugain	Plaine des Cafres	15 <sup>c</sup> (U/Th)	aphyrique	MAB
ADC25	Piton Mahot	Plaine des Cafres		aphyrique	MAB
ADC26	Piton Mahot	Plaine des Cafres		aphyrique	MAB
ADC27	Piton Mahot	Plaine des Cafres		aphyrique	Basalte
ADC28	Trou à Cabris	Plaine des Cafres	25,8 <sup>c</sup> ( <sup>14</sup> C)	aphyrique	Basalte
ADC29	Piton Villers	Plaine des Cafres		aphyrique	MAB
ADC30	Piton Chisny	Plaine des Sables	1 <sup>c</sup> ( <sup>14</sup> C)	aphyrique	MAB

<sup>a</sup> Bachèlery *et al.*, (2014). Echantillons de BGJ. Upton, P. Bachèlery, P. Mairine et N. Odling. Tous proviennent de coulées de lave, excepté ADC30 qui provient d'une projection. Les échantillons en rouge correspondent à ceux ayant fait l'objet d'une étude des inclusions magmatiques piégées dans les olivines.

<sup>b</sup> Les âges sont essentiellement des estimations (P. Mairine, comm. pers.). Les datations sont précisées individuellement.

<sup>c</sup> Datés (méthode de datation indiquée).

<sup>d</sup> D'après les compositions en éléments majeurs, obtenues précédemment par XRF (Université de Edinbourg). MAB, « Mid-Alkaline Basalts » (cf. Chapitre VI).

*n.c.*, nom du cône inconnu

*ka*, millier d'années

*Ol*, cristaux d'olivine ; *Plg*, cristaux de plagioclase ; *Px*, cristaux de pyroxène

Note : *aphyrique* signifie que quasiment aucun cristal n'apparaît à l'œil nu

**Tableau A4** : Localisation et nature des échantillons des cônes adventifs – Groupe 514

Echant. <sup>a</sup>	Cône	Zone	Age (ka) <sup>c</sup>	Type	Latitude	Longitude	Alt (m)	Observations	Classification <sup>e</sup>
514SF1	Piton Rosile	FS		projections	-21,36198	55,57709	220	océanite	Océanite
514SF2	Piton Langevin	FS	15	coulée	-21,37853	55,65114	69	Ol et Px	MAB à olivine
514SF5	Piton Langevin	FS		projections	-21,37853	55,65114	69	Ol et cumulats	MAB
514SF16	Piton Montvert	FS	20 <sup>d</sup> (U/Th)	massif	-21,32816	55,54053	554	riche en Ol + gabbro	MAB
514SF17	Piton Montvert	FS		bombe	-21,32816	55,54053	554	riche en Ol	MAB
514SF19	Piton Vincendo	FS	4	hyaloclastite	-21,38271	55,66708	39	océanite	Océanite
514SF21	Piton Vincendo	FS		hyaloclastite	-21,37960	55,66520	111	océanite	MAB océanitique
514SF25	Piton Entonnoir 2	FS		projection	-21,35665	55,61465	431	Ol	MAB
514SF27	Fractures Matouta	FS		scories	-21,36467	55,69855	302	Ol et cumulats	MAB
514PS1	Piton Hubert	PdS	< 4,7	projection	-21,25583	55,67633	2326	Ol (et Plg?)	MAB
514PS3	Piton Cambar	PdS	< 4,7	bombes	-21,25368	55,67550	2317	Ol et Plg	MAB
514PS6	Piton Haüy	PdS	< 4,7	projection	-21,22166	55,67748	2311	~aphyrique	MAB
514PS7	Piton Haüy	PdS	< 4,7	bombes	-21,22143	55,67694	2321	peu de cx	MAB
514PS12	Piton Haüy	PdS	< 4,7	Ol dans placer	-21,22204	55,67751	2312	–	
514PS15	Piton Chisny (AdIR) <sup>b</sup>	PdS	0,381 <sup>d</sup> ( <sup>14</sup> C)	Ol dans placer	-21,23991	55,67510	2351	–	
514PS17	Piton Chisny (AdIR) <sup>b</sup>	PdS	0,381 <sup>d</sup> ( <sup>14</sup> C)	projection	-21,24006	55,67139	2375	Ol	MAB
514PS18	"Piton des sables"	PdS		projection	-21,23038	55,65081	2321	Ol	Basalte à olivine
514PS19	"Piton des sables"	PdS		projection	-21,23050	55,65054	2328	Ol et Plg	MAB
514PS21	Demi-Piton	PdS	> 4,7	projections	-21,23092	55,67062	2350	Ol	
514PS26	Piton Rouge	PdS		projections	-21,25001	55,67729	2354	quelques cx	MAB
514PS28	Piton du Rd de Lang.	PdS		massif	-21,26254	55,67081	2251	Ol et cumulats	MAB

**Tableau A4 (suite)**

Echant. <sup>a</sup>	Cône	Zone	Age (ka) <sup>c</sup>	Type	Latitude	Longitude	Alt (m)	Observations	Classification <sup>e</sup>
514PC3	Piton Matthias	PdC		coulée	-21,22580	55,58489	1680	riche en Ol	MAB à olivine
514PC5	Piton Dugain	PdC		projection	-21,20299	55,58863	1727	peu de cx (Plg?)	MAB
514PC7	Piton de Caille	PdC	5	Ol dans placer	-21,18907	55,64301	2138	–	
514PC10	Piton de Caille	PdC		massif	-21,18874	55,64186	2141	riche en Ol	
514PC12	Piton Desforges	PdC		massif	-21,19563	55,57537	1623	Ol et Plg	MAB
514PC14	Piton Villers	PdC		projection	-21,18591	55,57583	1626	aphyrique	MAB à olivine
514PC15	Piton Hyacinthe	PdC		projection	-21,21816	55,54126	1272	Ol (Plg?)	MAB
514PC16	Piton Darid	PdC		projection	-21,19950	55,56710	1565	rares Ol	MAB
514PC17	Piton de Tangué	PdC		coulée	-21,18955	55,65539	2179	Ol (Plg?)	MAB
514PC18	Piton de Tangué	PdC			-21,18944	55,65243	2163	riche en Ol	MAB à olivine
514PR3	n.c.	PdR		projections	-21,19521	55,64484	2238		MAB
514PR5	Cratère Commerson	PdR		projections	-21,20726	55,64265	2319	rares Ol	MAB
514PR6	Cratère Commerson	PdR		projections	-21,20726	55,64265	2319	aphyrique (1 Ol > 5 mm)	MAB
514PR8	Puy du Pas des Sables	PdR		massif	-21,22777	55,64886	2370	très riche en Ol	MAB à olivine
514PR10	Piton Lacroix	PdR		projections	-21,21468	55,64349	2324	riche en Ol	Basalte à olivine
514PR12	Piton dans le bout	PdR	9,3 - 7,1	projection	-21,19360	55,63758	2159	Ol (et Pl?)	MAB
514Hud2	Cratère Hudson	EF	mars-98	scories	–	–	–	aphyrique	–
514Hud3	Cratère Hudson	EF	mars-98	scories	-21,25468	55,69546	2190	aphyrique	MAB

<sup>a</sup> Echantillons collectés lors de la mission de Mai 2014. Les échantillons en rouge correspondent à ceux ayant fait l'objet d'une étude des inclusions magmatiques piégées dans les olivines.

<sup>b</sup> *AdIR*, cratères Aubert de la Rüe : Phase terminale de l'éruption du Piton Chisny.

<sup>c</sup> Les âges sont essentiellement des estimations (P. Mairine, comm. pers.). Les datations sont précisées individuellement.

<sup>d</sup> Datés (méthode de datation indiquée, Morandi *et al.*, 2016 et P. Mairine, comm. pers.).

<sup>e</sup> D'après les compositions en éléments majeurs, obtenues précédemment par XRF (Université de Edinbourg). *MAB*, « Mid-Alkaline Basalts » (cf. Chapitre VI).

*n.c.*, nom du cône inconnu

*ka*, millier d'années

*Ol*, cristaux d'olivine ; *Plg*, cristaux de plagioclase ; *Px*, cristaux de pyroxène

*FS*, Flanc Sud ; *PdS*, Plaine des Sables ; *PdC*, Plaine des Cafres ; *PdR*, Plaine des Remparts ; *EF*, Enclos Fouqué

Note : *aphyrique* signifie que quasiment aucun cristal n'apparaît à l'œil nu

**Tableau A5** : Localisation et nature des échantillons des cônes adventifs – Groupe 0615

Echantillon <sup>a</sup>	Cône <sup>b</sup>	Zone	Age <sup>c</sup>	Type d'échantillon	Latitude	Longitude	Alt.(m)	Observations	Classif. <sup>d</sup>
Arm	Piton Armand	NE		coulée massive	-21,10944	55,70556			MAB
0615Com-2'	Cratère Commerson	PdR		projection massive	-21,20694	55,64226	2312	peu d'OI (rare OI 5 mm)	Lave diff.
0615Com-5	Fissure Commerson	PdR		projection	-21,20956	55,64331	2316	peu d'OI (rare OI 5 mm)	MAB
0615Com-6'	"Petit Commerson"	PdR		projection	-21,21018	55,64317	2312	peu d'OI (rare OI 5 mm)	MAB
<b>0615Hau-1</b>	Piton Haüy	PdS	< 4,7	OI dans placer	-21,22565	55,67380	2331	–	
0615Hau-A8	plaquage DP	PdS	< 4,7	projections agglom.	-21,22536	55,66989	2300	~aphyrique, rares OI	MAB
0615Hau-B1	Piton Haüy (ext)	PdS	< 4,7	bombes	-21,22473	55,66999	2301	aphyrique	MAB
0615Hau-B3	Piton Haüy (ext)	PdS	< 4,7	coulée	-21,22473	55,66999	2303	~aphyrique, quelques OI	MAB
0615Hau-C3	"Petit Haüy"	PdS	< 4,7	petites bombes	-21,22038	55,67349	2350	OI et Plg	
0615PHau-4	"Petit Haüy"	PdS	< 4,7	coulée scoriacée	-21,21981	55,67352	2350	Nombreux Plg. OI	MAB
0615Hau-Ea1	Piton Haüy (ext)	PdS	< 4,7	bordure de bombe	-21,22212	55,67700	2221	~aphyrique, rares OI	MAB
0615Hau-Eb2	Piton Haüy (ext)	PdS	< 4,7	bombe + lapillis	-21,22212	55,67700	2222		MAB
0615Hau-Ec1	Piton Haüy (ext)	PdS	< 4,7	bombes + lapillis	-21,22212	55,67700	2300	~aphyrique, rares OI	MAB
0615Hau-F1	Piton Haüy (int)	PdS	< 4,7	bombe scoriacée	-21,22170	55,67382	2324	~aphyrique, rares OI	MAB
0615Hau-G1	Piton Haüy (int)	PdS	< 4,7	projections	-21,22171	55,67382	2321	peu d'OI	MAB
0615Hau-H1	Piton Haüy (int)	PdS	< 4,7	bombe	-21,21964	55,67493	2354	~aphyrique, rares OI et Plg	MAB
0615Hau-10	Piton Haüy (int)	PdS	< 4,7	scories consolidées	-21,22110	55,67361	2368		MAB

<sup>a</sup> Echantillons collectés lors de la mission de Juin 2015. Les échantillons en rouge correspondent à ceux ayant fait l'objet d'une étude des inclusions magmatiques piégées dans les olivines.

<sup>b</sup> « *Petit Commerson* » correspond à une activité postérieure à celle du cratère principale ; *Plaquage DP*, plaquage de produits éruptifs du Piton Haüy sur les flancs du Demi-Piton ; *ext*, flanc extérieur du cône ; « *Petit Haüy* », cratère central situé au sein du cratère principal de Piton Haüy, correspondant à la phase terminale de l'éruption du Piton ; *int*, flanc intérieur du cône.

<sup>c</sup> Les âges, en milliers d'années, sont essentiellement des estimations (P. Mairine, comm. pers.).

<sup>d</sup> D'après les compositions en éléments majeurs, obtenues précédemment par XRF (Université de Edinbourg). *MAB*, « Mid-Alkaline Basalts » ; *Lave diff.*, Lave différenciée (cf. Chapitre VI).

*OI*, cristaux d'olivine ; *Plg*, cristaux de plagioclase ; *Px*, cristaux de pyroxène

*NE*, Flanc Nord-Est, proche St-Anne ; *PdR*, Plaine des Remparts ; *PdS*, Plaine des Sables

Note : *aphyrique* signifie que quasiment aucun cristal n'apparaît à l'œil nu

## **Annexe B**

Limites de détection et Traitements chimiques des laves



## **B1 : Limites de détection des mesures à la microsonde électronique :**

Analyses des inclusions piégées dans les olivines :

(ppm)	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
<b>Lim. dét. Moyenne:</b>	594	437	413	1608	1745	447	376	976	178	586

Analyses des inclusions piégées dans les plagioclases :

(ppm)	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
<b>Lim. dét. moyenne :</b>	554	363	428	1662	2041	481	362	913	205	710

## **B2 : Limites de détection des mesures au LA ICP-MS :**

Analyses des inclusions piégées dans les olivines :

(ppm)	Sc	Ti	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Nd
<b>Lim. dét. Moyenne:</b>	1,465	7,845	0,154	0,182	0,055	0,407	0,053	0,201	0,020	0,017	0,081

(ppm)	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
<b>Lim. dét. Moyenne:</b>	0,064	0,020	0,096	0,009	0,032	0,019	0,034	0,094	0,010	0,094

(ppm)	Ta	Pb	Th	U
<b>Lim. dét. Moyenne:</b>	0,032	0,136	0,005	0,014

Analyses des inclusions piégées dans les plagioclases :

(ppm)	Li	K	Sc	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
<b>Lim. dét. Moyenne:</b>	0,269	7,012	0,745	0,145	0,096	0,087	0,157	0,089	0,071	0,660

(ppm)	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
<b>Lim. dét. Moyenne:</b>	0,073	0,068	0,326	0,398	0,103	0,362	0,201	0,145	0,239	0,055

(ppm)	Hf	Ta	Pb	Th	U
<b>Lim. dét. Moyenne:</b>	<b>0,206</b>	<b>0,067</b>	<b>0,148</b>	<b>0,070</b>	<b>0,066</b>

### **B3 : Traitements chimiques : analyses des éléments majeurs, éléments en traces, et compositions isotopiques des laves :**

Les échantillons de roches, après sciage, ont été broyés au broyeur en agate (LMV, Clermont-Ferrand). Afin d'éviter la contamination lors du broyage, chaque échantillon a été broyé une première fois pour « laver » l'appareil, une deuxième fois pour l'analyse des éléments majeurs, puis une troisième fois pour l'analyse des éléments en traces et dans certains cas des compositions isotopiques.

#### **Préparation pour l'analyse des éléments majeurs à l'ICP-AES - la fusion alcaline :**

Les échantillons sont préparés par « voie sèche », c'est-à-dire par fusion alcaline (M. Benbakkar, LMV, Clermont-Ferrand). La préparation chimique s'inspire de *Cantagrel et Pin (1994)* et *Murray et al. (2000)*. Les roches sont broyées et 100 mg de poudre sont mélangés à 300 mg de métaborate de lithium ( $\text{LiBO}_2$ ). L'ensemble est chauffé à 1000 °C dans un four à induction magnétique, pour former une « perle » (fusion alcaline, facilitée par le  $\text{LiBO}_2$ ), versée ensuite dans un mélange d'eau tri-distillée et d'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ , 1,7 mL). Le mélange est filtré, puis la solution est ajustée avec de l'eau tri-distillée, jusqu'à l'obtention de 200 mL, soit un facteur de dilution de 2000. Parallèlement, 1 g de poudre d'échantillon est chauffé (2 h à 110 °C puis 1 h à 1000°C) afin de calculer la perte au feu (présence d'eau), ou le gain (si le fer s'oxyde en fer ferrique). Quatre standards de roches et un « blanc » ( $\text{LiBO}_2$ ), qui ont subi le même traitement chimique que celui décrit ci-dessus, sont analysés au début et à la fin de la séquence d'analyses des échantillons : ils servent à étalonner pour chaque élément le rapport concentration/intensité. Pour chaque échantillon, les concentrations en éléments doivent être « encadrées » par celles des standards (i.e., interpolation linéaire). Les standards utilisés sont notamment : BHVO-1 (basalte d'Hawaï) pour calculer l'erreur analytique, et DRN (diorite), analysé tous les 5 échantillons afin de corriger le décalage lié aux variations de température. Des standards de granite et de MORB sont également mesurés.

Les analyses sont ensuite effectuées à l'ICP-AES du LMV, sous la direction de M. Benbakkar.

#### **Préparation pour l'analyse des éléments en traces à l'ICP-MS :**

Le traitement est effectué en salle blanche au LMV à Clermont-Ferrand (K. Suchorski), où les échantillons (poudres) sont mis en solution puis dilués.

100 mg de poudre d'échantillon sont pesés, ainsi que 100 mg de chacun des standards de basalte (BE-N, BHVO-2, BIR-1). Des blancs sont également effectués pour chaque session d'analyses.

Chaque échantillon est dissous en bécher dans un mélange d' $\text{HNO}_3$  14N (3 mL) et HF 29 M (1 mL), chauffés pendant 48 h sur plaque chauffante à 80°C (mise en « attaque »), puis évaporés totalement (~24h à 70°C). 1 mL d' $\text{HNO}_3$  14N est ajouté (« rinçage ») avant une nouvelle évaporation totale. Trois rinçages successifs du bécher sont effectués au  $\text{HNO}_3$  7M, avec à chaque fois transvasement dans un pilulier : obtention de la « solution mère ». La quantité nécessaire à la préparation de 7 mg d'échantillon est prélevée pour préparer la « solution fille » dans un autre bécher. Celui-ci est alors mis en évaporation, avant l'insertion d'une solution de « reprise » ( $\text{HNO}_3$  et HF très dilués), pour « rinçage ». Les mêmes étapes de rinçage et de transvasement successifs

que celles décrites ci-dessus sont alors effectuées, pour obtenir un pilulier de « solution fille ». Chaque solution fille est ensuite diluée 5000 fois dans la solution de « reprise ». Chaque étape de la préparation est effectuée dans le même temps pour tous les échantillons, de même que les standards et les blancs.

Les analyses sont ensuite effectuées à l'ICP-MS du LMV, sous la direction de J-L Piro.

### **Préparation pour l'analyse des compositions isotopiques en Sr et Nd au TIMS et au MC ICP-MS, respectivement :**

La préparation des solutions à analyser s'effectue en salle blanche au LMV à Clermont-Ferrand (C. Bosq), d'après la méthode de *Pin et al., 2014*.

100 mg de poudre d'échantillon sont pesés puis dissous dans 1 mL d' $\text{HNO}_3$  7M et 1,5 mL d'HF 29 M et chauffés à 70°C pendant une nuit (mise en « attaque »), avant d'être évaporés (50°C). La solution est ensuite traitée plusieurs fois avec un mélange d'HCl 6M (1 mL), d' $\text{HNO}_3$  14M (1 mL). Après évaporation, le résidu est finalement traité avec 1 mL de d' $\text{HNO}_3$  14M. L'échantillon est alors repris par 2 mL d' $\text{HNO}_3$  1M et centrifugé pour vérifier la présence de culot de fluorures, qui sera alors séparé puis éliminé avec 300  $\mu\text{L}$  d'HCl 1M saturé en  $\text{H}_3\text{BO}_3$ . Le culot est ensuite réintroduit dans le surnageant. De façon à diminuer la quantité de Fe(III) dans la solution, environ 150 mg d'acide ascorbique ( $\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$ ) sont ajoutés à l'échantillon. Les cristaux d'acide ascorbique sont ensuite éliminés aux ultrasons puis par centrifugation. Chaque étape de la préparation est effectuée dans le même temps pour tous les échantillons.

Toutes les solutions d'échantillon (alors jaunes claires) sont chargées (4 fois 0,5 mL) dans les colonnes mises en tandem, avec pour chaque échantillon : une colonne SR spec disposée sur une colonne TRU spec. Les colonnes ont auparavant été lavées séparément (HCL 6N et  $\text{HNO}_3$  0,05M pour les Sr spec ; HCl 0,1M/ HF 0,29M et  $\text{HNO}_3$  0,05M pour TRU spec) et pré-conditionnées par deux fois 0,100 mL d' $\text{HNO}_3$  1M/ $\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$  (correspondant à 50 mg d'acide ascorbique par mL d' $\text{HNO}_3$  1M). Un rinçage (2 fois 0,5 mL d' $\text{HNO}_3$  1M/  $\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$ ) des colonnes est effectué après le chargement des échantillons.

Les colonnes Sr spec et TRU spec sont ensuite séparées :

- les colonnes Sr spec servent à séparer le Sr : elles sont lavées avec de l' $\text{HNO}_3$  7M (3 mL) puis de l' $\text{HNO}_3$  2M (0,5 mL), de façon à éliminer les éléments non-désirés. Les autres éléments comme le Sr sont conservés dans la résine. La fraction de Sr est ensuite collectée par l'ajout de 2 mL d' $\text{HNO}_3$  0,05M.
- les colonnes TRU spec servent à séparer les Terres Rares : elles sont lavées successivement avec de l' $\text{HNO}_3$  7M/ $\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$  (0,25 mL), puis de l' $\text{HNO}_3$  1M (2 mL) pour éliminer les éléments autres que les Terres Rares qui sont alors retenus dans la résine (ainsi que Th et U). Après deux lavages à l' $\text{HNO}_3$  0,05M (0,1 mL), puis à l'HCl 0,05M (0,1 mL), les Terres Rares sont alors récupérées avec 2 mL d'HCl 0,05M.

Le Sr peut être évaporé pour l'analyse au TIMS, tandis que les Terres Rares sont évaporées pour une chimie suivante sur les colonnes Ln spec :

- les colonnes Ln spec servent à séparer le Nd : elles sont tout d'abord pré-lavées par 0,5 mL d'HCl 6N et pré-conditionnées par l'ajout d'HCl 0,25N (0,5 mL puis 0,3 mL). Les fractions de Terres Rares sont reprises dans 100 µL d'HCl 0,25N et chargées dans les colonnes. Deux rinçages des colonnes sont ensuite effectués (2 fois 100 µL d'HCl 0,25N). 3,2 mL d'HCl 0,25N sont ajoutés afin d'extraire les éléments non-désirés, puis le Nd est récupéré avec 2,5 mL d'HCl 0,25N. Enfin, après deux lavages à l'HCl 0,25N (0,5 mL) puis à l'HCl 0,75N (0,5 mL), la fraction de Sm est recueillie par l'ajout d'1,6 mL d'HCl 0,75N.

Avant les analyses, les fractions de Nd sont reprises par 100 µL d'HNO<sub>3</sub> concentré (mise sous forme nitrate).

Les analyses des compositions isotopiques du Sr et du Nd sont ensuite effectuées au TIMS et au MC ICP-MS du LMV, sous la direction de D. Auclair et A-M. Gannoun, respectivement.

Les analyses au TIMS Triton se font en mode dynamique sans rotation de la matrice de relais sur un filament simple de Re, recouvert d'un activateur d'oxyde de Ta + H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 3M. Les données ont été acquises en une session d'analyses de 10 échantillons (et deux blancs), pour le Sr comme le Nd. Les mesures sont premièrement corrigées du fractionnement de masse par une loi exponentielle et un rapport <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr pour le Sr et un rapport <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd pour le Nd : <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0,1194 et <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0,7219.

La reproductibilité externe est estimée par des analyses répétées du NIST SRM 987 pour le Sr et du JNdi-1 pour le Nd : <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0,710235 ± 14 (2σ) (n = 13) pour NIST SRM 987 ; <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0,512096 ± 0,000016 (2σ) (n = 13) pour JNdi-1.

Les mesures isotopiques sont normalisées au standard de Nd JNdi-1 pour le Nd : <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0,512115 (Tanaka et al., 2000).

## **Annexe C**

Compositions en éléments majeurs, traces et isotopiques sur roche totale

**Tableau C1 - Concentrations en éléments majeurs des Basaltes Porphyriques à Plagioclases**

<b>Echantillon</b>	<b>Etudes précédentes</b>				<b>Cette étude</b>	
	<b>HEN1<sup>a</sup></b>	<b>RR30<sup>b</sup></b>	<b>PdN10<sup>b</sup></b>	<b>GP3<sup>a</sup></b>	<b>LeBloc</b>	<b>PE2</b>
<b>SiO<sub>2</sub> (pds.%)</b>	49,45	47,76	46,50	47,90	46,34	47,40
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19,17	19,63	18,61	19,67	19,46	21,38
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10,68	10,92	13,00	10,13	10,78	8,96
<b>MgO</b>	3,33	3,69	4,16	3,73	3,94	2,93
<b>CaO</b>	9,33	12,11	11,85	10,29	12,12	11,54
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,80	2,96	2,43	3,35	2,97	3,50
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,73	0,68	0,61	1,16	0,96	1,17
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,65	3,11	3,14	2,56	2,80	2,48
<b>MnO</b>	0,28	0,09	0,11	0,20	0,14	0,15
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,53	0,16	0,13	0,39	0,37	0,50
<b>Total</b>	100,95	101,11	100,54	99,38	99,89	100,01

<sup>a</sup> Données de Boujibar (2009), obtenues par XRF

<sup>b</sup> Données de Smietana (2011), obtenues par XRF

**Tableau C2 :** Concentrations en éléments majeurs des échantillons des cônes adventifs du groupe ADC (Bachèlery *et al.*, 2014).

Echantillon <sup>a</sup>	ADC1	ADC2	ADC3	ADC4	ADC4b	ADC5	ADC6	ADC7	ADC8	ADC10	ADC11	ADC12	ADC13r	ADC14r
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	46,37	44,69	45,39	47,48	43,95	48,65	43,26	47,31	45,88	48,64	47,37	46,37	47,22	47,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,76	8,48	11,92	16,42	10,26	15,06	6,95	14,35	13,00	16,31	13,53	13,18	14,23	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,53	14,33	14,16	13,54	14,59	12,40	14,84	13,01	13,22	12,07	13,11	12,79	12,96	12,72
MgO	17,00	22,53	13,32	5,41	20,16	6,49	25,84	8,68	12,31	5,57	10,65	10,06	9,14	8,20
CaO	8,22	6,98	9,16	8,47	7,10	10,91	6,34	9,84	9,81	8,94	9,97	10,52	9,90	10,34
Na <sub>2</sub> O	1,64	1,35	2,11	3,10	1,54	2,67	0,97	2,62	1,96	3,43	2,23	2,92	2,59	2,71
K <sub>2</sub> O	0,34	0,41	0,96	1,17	0,30	0,88	0,32	0,82	0,41	1,25	0,54	0,92	0,78	0,72
TiO <sub>2</sub>	1,84	1,56	2,71	3,48	1,80	2,75	1,35	2,67	2,34	3,12	2,42	2,64	2,73	2,80
MnO	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,17	0,19	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,17	0,28	0,46	0,21	0,33	0,14	0,36	0,26	0,48	0,25	0,35	0,31	0,33
LOI <sup>a</sup>	-0,60	-0,89	-0,73	-0,34	-0,70	-0,70	-0,37	-0,40	-0,05	-0,10	-0,42	-0,45	-0,36	-0,77
<b>Total</b>	<b>100,08</b>	<b>100,69</b>	<b>100,20</b>	<b>99,72</b>	<b>100,10</b>	<b>100,31</b>	<b>100,19</b>	<b>99,84</b>	<b>99,38</b>	<b>99,98</b>	<b>100,24</b>	<b>99,93</b>	<b>100,03</b>	<b>100,80</b>

**Tableau C2 (suite)**

	ADC15	ADC16	ADC17	ADC18	ADC19	ADC20	ADC21	ADC22	ADC23	ADC24	ADC25	ADC26	ADC27	ADC28	ADC29	ADC30
SiO <sub>2</sub>	42,03	47,90	47,49	47,30	46,97	47,01	47,38	47,22	45,92	47,55	45,63	46,96	47,09	45,29	47,42	47,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,21	14,23	14,33	14,69	13,41	13,89	14,38	14,10	11,79	14,35	14,91	14,35	13,17	13,03	13,82	13,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,67	12,91	12,77	12,92	13,22	13,12	12,96	13,40	13,23	13,14	13,71	13,16	13,28	13,63	13,32	13,36
MgO	31,51	8,56	8,83	8,52	9,92	9,91	8,48	8,47	14,43	8,70	9,20	8,88	10,78	10,64	8,97	9,27
CaO	4,05	10,51	10,00	10,95	10,29	9,09	10,13	10,07	9,35	9,03	9,97	9,98	10,27	10,21	9,73	9,73
Na <sub>2</sub> O	0,71	2,42	2,71	2,12	2,13	2,56	2,54	2,57	1,81	2,78	2,31	2,57	2,07	2,30	2,41	2,52
K <sub>2</sub> O	0,23	0,60	0,87	0,19	0,79	0,96	0,88	0,87	0,45	1,09	0,42	0,65	0,66	1,00	0,92	0,85
TiO <sub>2</sub>	0,92	2,52	2,82	2,54	2,61	2,76	2,73	3,00	2,30	2,70	2,84	2,75	2,56	2,94	2,73	2,76
MnO	0,20	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,19	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,31	0,35	0,26	0,30	0,41	0,36	0,36	0,25	0,41	0,41	0,38	0,29	0,43	0,34	0,33
LOI <sup>a</sup>	-0,72	-0,44	-0,57	-0,01	-0,24	-0,28	-0,46	-0,56	-0,33	-0,40	0,34	-0,28	-0,49	-0,22	0,04	-0,86
<b>Total</b>	<b>100,64</b>	<b>100,12</b>	<b>100,35</b>	<b>99,67</b>	<b>99,82</b>	<b>99,87</b>	<b>100,02</b>	<b>100,24</b>	<b>99,71</b>	<b>99,95</b>	<b>99,59</b>	<b>99,85</b>	<b>100,37</b>	<b>99,66</b>	<b>99,85</b>	<b>100,26</b>

<sup>a</sup> Echantillons de BGJ. Upton, P. Bachèlery, P. Mairine et N. Odling. Mesures obtenues par XRF (Université de Edinbourg)

<sup>b</sup> LOI : perte au feu

**Tableau C3 : Concentrations en éléments majeurs des échantillons des cônes adventifs, groupes 514 et 0615**

Echantillon	514SF1	514SF2	514SF5	514SF16	514SF17	514SF19	514SF21	514SF25	514SF27	514PS1	514PS3	514PS6	514PS7
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	42,60	47,16	46,44	45,00	46,12	41,94	41,76	46,14	47,05	47,04	46,35	47,18	46,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,94	13,09	13,89	14,59	14,09	6,03	5,86	14,08	14,26	14,94	14,39	13,79	13,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,24	12,96	13,13	13,13	12,89	15,19	15,11	13,40	13,06	13,32	13,47	13,29	13,40
MgO	22,52	11,33	9,39	9,24	9,28	29,47	29,77	9,49	9,13	7,55	8,60	9,47	9,25
CaO	7,03	9,91	10,03	9,85	9,41	4,67	4,29	9,44	9,89	9,24	9,49	9,63	9,07
Na <sub>2</sub> O	1,33	2,51	2,80	2,62	2,77	1,08	1,06	2,85	2,91	3,23	2,71	2,85	3,03
K <sub>2</sub> O	0,23	0,58	0,86	0,67	0,89	0,21	0,28	0,78	0,82	1,04	0,81	0,89	0,94
TiO <sub>2</sub>	1,72	2,39	2,88	3,00	2,90	1,14	1,09	2,81	2,84	2,95	2,94	2,81	2,87
MnO	0,19	0,18	0,17	0,18	0,17	0,20	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,24	0,37	0,38	0,38	0,14	0,13	0,34	0,32	0,39	0,40	0,40	0,42
LOI <sup>a</sup>	0,97	-0,45	-0,53	1,12	0,25	-0,30	-0,42	-0,31	-0,60	0,03	0,60	-0,71	-0,29
<b>Total</b>	<b>99,01</b>	<b>100,36</b>	<b>99,97</b>	<b>98,66</b>	<b>98,90</b>	<b>100,08</b>	<b>99,55</b>	<b>99,50</b>	<b>100,46</b>	<b>99,88</b>	<b>99,33</b>	<b>100,52</b>	<b>99,60</b>

**Tableau C3 (suite)**

	514PS1	514PS1	514PS1	514PS2	514PS2	514PC	514PC	514PC1	514PC1	514PC1	514PC1	514PC1	514PC1
Echantillon	7	8	9	6	8	3	5	2	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>													
(pds.%)	47,46	46,21	46,08	47,30	46,54	44,53	46,48	42,41	46,43	47,35	43,83	46,65	43,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,43	12,25	14,30	14,30	14,00	13,40	14,48	15,59	13,85	13,85	14,87	14,17	12,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,79	13,32	13,42	13,22	12,95	13,53	12,73	13,40	13,42	13,04	13,31	13,06	13,66
MgO	8,40	11,87	8,30	8,55	9,47	10,92	8,96	8,42	9,39	9,21	8,79	9,21	13,57
CaO	10,01	9,85	10,07	9,70	9,67	9,06	8,81	8,85	9,75	9,43	8,65	10,20	9,50
Na <sub>2</sub> O	2,97	2,31	2,65	2,82	2,84	2,15	3,14	2,31	2,66	2,82	2,43	2,63	2,08
K <sub>2</sub> O	0,96	0,74	0,76	0,86	1,02	0,91	1,05	0,39	1,01	0,85	0,81	0,69	0,26
TiO <sub>2</sub>	2,84	2,72	3,16	2,91	2,83	2,84	2,70	3,25	2,88	2,72	3,01	2,68	2,53
MnO	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44	0,30	0,37	0,36	0,40	0,39	0,42	0,34	0,38	0,47	0,44	0,31	0,34
LOI <sup>a</sup>	-0,60	-0,12	0,26	-0,30	-0,38	1,51	0,51	3,96	0,03	-0,17	3,47	0,16	1,27
<b>Total</b>	<b>100,48</b>	<b>99,74</b>	<b>99,29</b>	<b>100,21</b>	<b>99,91</b>	<b>97,91</b>	<b>98,95</b>	<b>95,13</b>	<b>99,95</b>	<b>99,93</b>	<b>96,31</b>	<b>99,78</b>	<b>98,74</b>



**Tableau C3 (suite)**

Echantillon	514PR3	514PR5	514PR6	514PR8	514PR10	514PR12	514Hud 3	Arm	0615COM-5	0615COM-2'	0615COM-6'
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	45,48	46,24	46,44	46,59	43,84	46,27	47,64	47,85	46,16	47,76	46,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,82	13,67	13,72	13,16	14,12	13,69	13,37	14,56	13,87	15,06	13,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,43	13,34	13,34	13,10	11,25	13,15	13,62	12,83	13,40	12,27	13,18
MgO	9,11	9,79	9,66	11,68	11,54	9,98	9,09	8,38	9,72	6,14	9,67
CaO	9,96	9,63	9,59	9,06	10,92	9,49	9,78	9,22	9,67	10,58	9,89
Na <sub>2</sub> O	2,52	2,77	2,73	2,63	2,11	2,83	2,63	3,17	2,48	3,09	2,66
K <sub>2</sub> O	0,70	0,84	0,80	0,81	0,42	0,83	0,86	1,02	0,81	1,00	0,85
TiO <sub>2</sub>	3,06	2,77	2,78	2,64	2,90	2,98	3,05	2,77	2,80	3,28	2,75
MnO	0,18	0,18	0,18	0,17	0,20	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,38	0,36	0,36	0,25	0,45	0,39	0,43	0,36	0,39	0,35
LOI <sup>a</sup>	0,83	-0,53	-0,16	-0,36	2,32	-0,09	-0,81	-0,31	0,22	-0,30	-0,44
<b>Total</b>	<b>98,65</b>	<b>99,60</b>	<b>99,61</b>	<b>100,21</b>	<b>97,55</b>	<b>99,82</b>	<b>100,60</b>	<b>100,41</b>	<b>99,47</b>	<b>99,73</b>	<b>100,04</b>

**Tableau C3 (suite)**

	0615HAU -A8	0615HAU- B1	0615HAU -B3	0615PHAU -4	0615HAU -Ea1	0615HAU -Eb2	0615HAU -Ec1	0615HAU -F1	0615HAU -G1	0615HAU -H1	0615HAU -I0
SiO <sub>2</sub>	47,52	47,20	47,16	46,41	47,39	47,35	47,35	46,96	46,86	47,17	47,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,87	13,88	13,70	13,33	13,85	13,86	13,85	13,77	13,66	13,80	13,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,35	13,23	13,07	13,12	13,41	13,27	13,27	13,19	13,25	13,33	13,25
MgO	9,48	9,30	9,51	10,09	9,33	9,44	9,27	9,46	9,61	9,79	9,35
CaO	9,47	9,38	9,29	9,59	9,38	9,47	9,34	9,29	9,17	9,35	9,26
Na <sub>2</sub> O	2,91	2,79	2,89	2,90	2,95	2,82	3,01	2,62	2,67	2,89	2,95
K <sub>2</sub> O	0,93	0,92	0,91	1,04	0,92	0,86	0,89	0,88	0,87	0,91	0,93
TiO <sub>2</sub>	2,83	2,81	2,75	2,84	2,84	2,82	2,82	2,77	2,75	2,73	2,80
MnO	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,42	0,44	0,51	0,40	0,44	0,40	0,43	0,41	0,41	0,43
LOI <sup>a</sup>	-1,06	-0,65	-0,49	-0,15	-0,78	-0,64	-0,49	0,22	-0,09	-0,58	-0,45
<b>Total</b>	<b>100,95</b>	<b>100,11</b>	<b>99,91</b>	<b>100,01</b>	<b>100,67</b>	<b>100,51</b>	<b>100,37</b>	<b>99,53</b>	<b>99,46</b>	<b>100,56</b>	<b>100,28</b>

<sup>a</sup> LOI : perte au feu

**Tableau C4 : Concentrations en éléments en traces des échantillons des cônes adventifs, groupes ADC et 514**

<b>Echantillon</b>	<b>ADC4b</b>	<b>ADC6</b>	<b>ADC7</b>	<b>ADC8</b>	<b>ADC11</b>	<b>ADC12</b>	<b>ADC13r</b>	<b>ADC14r</b>	<b>ADC15</b>	<b>ADC20</b>	<b>ADC22</b>	<b>ADC23</b>	<b>ADC26</b>
<b>Li</b> (ppm)	4,27	3,20	6,63	4,55	5,08	5,65	5,36	6,28	4,38	7,77	6,38	4,31	6,02
<b>Sc</b>	12,48	18,59	28,82	25,89	24,30	28,25	25,28	28,46	4,71	28,66	30,43	12,22	25,89
<b>Ti</b>	10326	7164	16447	12300	14394	15123	14491	15998	5047	17908	17165	13030	16201
<b>V</b>	183,06	141,10	284,51	240,04	262,31	274,93	257,43	277,52	104,02	287,06	298,40	240,52	276,01
<b>Cr</b>	581,22	668,68	322,40	457,95	485,94	445,02	251,90	345,55	1167,26	459,54	339,40	657,52	350,18
<b>Co</b>	98,53	106,28	55,18	60,50	62,09	56,76	45,01	55,46	142,39	63,73	52,96	70,66	55,06
<b>Ni</b>	761,96	929,47	181,32	348,37	303,88	246,32	135,54	217,57	1358,97	291,21	158,90	521,95	191,19
<b>Cu</b>	60,45	63,27	70,66	74,04	80,65	87,54	62,65	70,03	29,63	79,10	66,47	81,46	72,68
<b>Rb</b>	2,10	5,68	18,36	4,98	11,29	20,93	9,45	11,33	4,43	22,33	20,77	5,35	5,91
<b>Sr</b>	257,83	168,42	416,35	286,11	302,08	370,91	367,31	364,39	121,88	495,74	382,65	270,89	376,24
<b>Y</b>	18,98	12,47	30,46	24,33	25,77	24,99	26,93	28,14	9,21	32,05	29,13	22,31	29,46
<b>Zr</b>	133,97	85,56	233,38	165,96	175,81	200,17	198,88	206,68	59,17	280,21	225,76	157,02	235,67
<b>Nb</b>	15,56	9,69	28,87	19,62	20,00	28,12	24,36	25,10	7,92	34,48	28,56	18,44	27,64
<b>Ba</b>	96,09	61,99	182,48	126,78	115,36	179,60	165,22	161,37	51,69	223,71	168,25	109,65	173,66
<b>La</b>	14,12	8,85	24,94	18,44	16,91	23,47	21,60	21,03	7,00	30,24	24,58	16,14	23,48
<b>Ce</b>	31,78	20,45	59,40	42,41	39,48	55,35	51,31	51,17	15,68	70,38	59,14	37,27	57,28
<b>Pr</b>	4,26	2,79	7,47	5,45	5,36	6,80	6,46	6,53	2,12	8,79	7,48	5,09	7,19
<b>Nd</b>	18,47	12,31	31,73	23,54	23,29	28,77	27,98	28,01	9,08	36,96	31,91	22,06	30,83
<b>Sm</b>	4,43	3,00	7,24	5,46	5,66	6,44	6,43	6,56	2,16	8,19	7,28	5,29	7,15
<b>Eu</b>	1,43	0,98	2,31	1,77	1,85	2,04	2,10	2,12	0,70	2,59	2,30	1,70	2,27
<b>Tb</b>	0,65	0,45	1,02	0,82	0,86	0,86	0,95	0,95	0,31	1,13	1,01	0,76	1,00
<b>Gd</b>	4,53	3,08	7,14	5,68	5,92	6,18	6,58	6,57	2,16	8,01	7,09	5,32	7,03
<b>Dy</b>	3,86	2,63	6,03	5,01	5,11	5,07	5,60	5,68	1,87	6,48	5,90	4,55	5,97
<b>Ho</b>	0,73	0,49	1,12	0,94	0,97	0,93	1,06	1,05	0,35	1,18	1,07	0,85	1,10
<b>Er</b>	1,90	1,25	2,95	2,50	2,48	2,35	2,74	2,70	0,89	3,04	2,74	2,14	2,82
<b>Yb</b>	1,53	1,01	2,39	2,10	2,01	1,92	2,19	2,24	0,74	2,42	2,26	1,75	2,26
<b>Lu</b>	0,21	0,14	0,33	0,29	0,28	0,26	0,30	0,31	0,10	0,33	0,30	0,24	0,31
<b>Hf</b>	3,23	2,19	5,47	4,18	4,22	4,65	5,00	4,88	1,47	6,41	5,26	3,74	5,39
<b>Ta</b>	1,03	0,66	1,83	1,34	1,31	1,80	1,70	1,67	0,51	2,21	1,86	1,20	1,79
<b>Pb</b>	1,10	0,69	1,95	1,45	1,40	1,85	1,78	1,72	0,61	2,39	1,72	1,16	1,98
<b>Th</b>	1,56	1,06	2,99	2,25	2,05	3,10	2,77	2,67	0,73	3,88	3,09	1,80	2,95
<b>U</b>	0,30	0,24	0,73	0,53	0,49	0,69	0,66	0,59	0,24	0,82	0,71	0,46	0,72

**Tableau C4 (suite)**

<b>Echantillon</b>	<b>ADC27</b>	<b>ADC28</b>	<b>ADC30</b>	<b>514SF1</b>	<b>514SF2</b>	<b>514SF5</b>	<b>514SF16</b>	<b>514PS1</b>	<b>514PS3</b>	<b>514PS6</b>	<b>514PS7</b>	<b>514PS17</b>	<b>514PS19</b>
<b>Li</b> (ppm)	5,42	6,15	6,05	4,48	5,33	6,02	6,14	7,05	6,58	6,37	7,86	6,15	6,13
<b>Sc</b>	27,99	28,73	27,42	20,68	28,66	30,00	29,58	27,25	29,10	26,04	26,36	28,57	31,75
<b>Ti</b>	15159	17850	16012	9542	13909	18014	17249	16848	17854	16195	16511	16155	18316
<b>V</b>	285,60	293,81	285,17	174,37	264,22	315,70	284,53	261,27	288,20	261,13	260,59	271,16	308,27
<b>Cr</b>	532,78	471,14	336,22	634,37	524,68	383,79	343,33	215,45	330,95	383,60	384,79	302,10	336,14
<b>Co</b>	61,49	64,62	55,87	106,96	64,21	62,88	55,02	51,63	59,35	58,14	56,22	52,34	54,19
<b>Ni</b>	260,71	273,86	226,21	942,19	343,78	228,92	197,55	127,79	179,27	215,15	218,26	169,02	156,49
<b>Cu</b>	79,81	79,20	65,97	67,76	85,48	74,69	66,50	58,14	68,77	79,53	76,40	69,62	70,08
<b>Rb</b>	13,22	27,71	20,02	1,28	13,12	20,06	5,35	24,95	21,04	21,72	24,54	22,81	15,13
<b>Sr</b>	342,60	463,57	360,63	229,27	298,21	377,01	444,24	425,82	410,08	372,95	411,91	393,01	423,76
<b>Y</b>	26,38	25,77	27,04	16,68	24,96	26,90	30,28	33,16	32,54	29,25	30,96	28,83	30,58
<b>Zr</b>	189,07	220,80	202,83	111,63	159,22	201,43	230,83	260,68	247,66	225,48	250,19	237,29	235,08
<b>Nb</b>	22,93	32,27	24,85	13,53	18,00	24,99	27,35	30,29	28,57	26,60	30,35	28,35	30,50
<b>Ba</b>	164,98	233,37	155,80	96,62	109,01	159,23	185,59	180,66	168,04	170,49	196,64	178,55	189,52
<b>La</b>	19,55	26,14	21,37	11,97	15,92	21,75	24,31	27,55	25,16	22,73	26,76	24,91	26,47
<b>Ce</b>	47,75	62,33	51,98	27,07	36,44	52,27	57,29	67,19	62,32	55,99	63,89	60,74	62,83
<b>Pr</b>	6,06	7,75	6,57	3,64	4,98	6,72	7,44	8,53	7,94	7,06	8,04	7,57	7,92
<b>Nd</b>	26,01	32,68	28,12	15,83	21,91	28,87	32,18	36,41	34,04	30,37	34,13	32,24	33,90
<b>Sm</b>	6,14	7,14	6,48	3,76	5,30	6,54	7,41	8,03	7,62	6,97	7,70	7,18	7,70
<b>Eu</b>	1,98	2,31	2,07	1,21	1,75	2,11	2,38	2,54	2,45	2,27	2,43	2,27	2,41
<b>Tb</b>	0,87	0,94	0,90	0,56	0,82	0,94	1,06	1,11	1,10	1,00	1,07	0,98	1,06
<b>Gd</b>	6,12	6,75	6,42	3,90	5,63	6,52	7,37	7,87	7,59	7,04	7,48	6,96	7,56
<b>Dy</b>	5,21	5,29	5,38	3,38	4,93	5,52	6,11	6,59	6,42	5,89	6,26	5,74	6,23
<b>Ho</b>	0,97	0,96	1,01	0,63	0,92	1,01	1,12	1,21	1,21	1,09	1,14	1,05	1,13
<b>Er</b>	2,49	2,38	2,55	1,63	2,37	2,60	2,86	3,20	3,14	2,77	2,92	2,75	2,89
<b>Yb</b>	2,06	1,86	2,10	1,30	1,98	2,15	2,30	2,63	2,58	2,28	2,41	2,24	2,33
<b>Lu</b>	0,28	0,25	0,28	0,18	0,27	0,29	0,32	0,37	0,35	0,31	0,33	0,30	0,32
<b>Hf</b>	4,46	5,07	4,76	2,71	3,85	4,88	5,44	6,12	5,75	5,28	5,83	5,46	5,55
<b>Ta</b>	1,49	2,06	1,61	0,87	1,18	1,64	1,79	1,99	1,83	1,73	1,99	1,86	1,99
<b>Pb</b>	1,63	2,23	1,66	0,90	1,31	2,02	1,93	2,08	1,48	1,77	2,22	2,01	1,89
<b>Th</b>	2,35	3,37	2,61	1,43	1,96	2,68	2,98	3,37	2,97	2,82	3,35	3,13	3,29
<b>U</b>	0,58	0,76	0,63	0,33	0,48	0,65	0,70	0,85	0,74	0,68	0,82	0,77	0,79

**Tableau C4 (suite)**

	<b>514PS26</b>	<b>514PS28</b>	<b>514PC3</b>	<b>514PC12</b>	<b>514PC14</b>	<b>514PC15</b>	<b>514PC16</b>	<b>514PC18</b>	<b>514PR5</b>	<b>514PR8</b>	<b>514PR10</b>	<b>514PR12</b>	<b>514Hud 3</b>	<b>Arm</b>
<b>Li</b>	6,37	6,56	6,00	7,69	6,04	5,17	6,34	5,46	5,78	6,20	5,25	7,00	5,43	7,22
<b>Sc</b>	28,22	27,61	30,55	29,74	29,00	25,38	27,21	28,72	26,48	25,82	32,76	27,26	28,43	25,44
<b>Ti</b>	17639	16690	16716	18484	16645	15277	16906	15080	16019	16058	17427	18011	17283	15240
<b>V</b>	282,36	282,38	286,68	300,76	275,71	239,16	252,80	249,96	269,75	263,62	299,35	280,36	303,19	246,74
<b>Cr</b>	313,62	363,32	518,64	297,43	348,88	369,43	272,93	533,65	418,38	462,08	492,68	383,39	326,62	259,45
<b>Co</b>	58,12	55,93	62,99	54,30	57,15	54,22	52,78	72,31	58,95	67,89	68,05	60,54	56,35	50,07
<b>Ni</b>	177,38	204,63	278,92	173,72	203,03	216,52	179,30	502,88	228,57	401,26	300,66	274,54	202,78	180,32
<b>Cu</b>	71,30	69,38	82,89	71,69	66,68	71,89	60,06	140,84	73,32	97,70	104,03	71,26	66,78	57,46
<b>Rb</b>	21,48	26,28	24,24	2,19	23,68	20,28	12,49	3,69	18,43	18,43	4,63	19,21	18,69	22,92
<b>Sr</b>	404,25	415,63	404,66	405,91	396,25	363,97	359,87	332,19	357,35	392,30	393,68	474,68	324,58	428,26
<b>Y</b>	32,67	29,13	29,00	32,25	29,90	29,68	30,39	26,71	28,20	27,38	28,24	30,70	30,01	28,57
<b>Zr</b>	247,62	230,91	222,63	237,50	222,67	247,77	251,33	193,72	217,96	219,64	224,86	267,21	225,65	259,42
<b>Nb</b>	28,60	32,47	25,44	28,74	28,54	26,51	30,14	22,41	26,64	26,13	30,37	32,65	25,00	29,15
<b>Ba</b>	163,77	217,55	200,76	207,57	213,09	158,53	211,49	112,13	163,61	169,64	252,51	215,93	147,69	203,00
<b>La</b>	25,16	27,06	23,40	25,82	24,04	24,24	26,88	20,21	22,59	23,94	24,84	28,49	21,09	27,31
<b>Ce</b>	62,11	64,08	52,18	61,07	57,80	59,09	64,14	46,05	55,38	56,75	58,99	67,25	53,25	63,98
<b>Pr</b>	7,93	7,94	7,03	7,79	7,28	7,57	8,10	6,10	6,97	7,14	7,40	8,38	6,82	7,88
<b>Nd</b>	33,87	33,19	30,47	33,57	31,29	32,55	34,34	26,35	30,00	30,57	31,65	35,50	29,62	33,16
<b>Sm</b>	7,77	7,25	6,89	7,85	7,19	7,25	7,83	6,17	6,92	6,91	7,20	7,96	6,95	7,25
<b>Eu</b>	2,48	2,32	2,26	2,50	2,25	2,38	2,49	1,98	2,21	2,24	2,22	2,56	2,26	2,30
<b>Tb</b>	1,10	0,99	0,98	1,10	1,00	1,01	1,07	0,91	0,98	0,98	1,00	1,09	1,01	0,99
<b>Gd</b>	7,67	6,94	6,94	7,77	7,11	7,20	7,60	6,27	6,83	6,86	6,95	7,80	6,99	7,13
<b>Dy</b>	6,43	5,81	5,77	6,51	5,97	5,88	6,23	5,34	5,74	5,73	5,81	6,25	5,99	5,88
<b>Ho</b>	1,20	1,08	1,07	1,19	1,10	1,08	1,14	0,99	1,06	1,05	1,07	1,14	1,12	1,07
<b>Er</b>	3,17	2,82	2,74	3,07	2,88	2,77	2,91	2,59	2,70	2,68	2,77	2,92	2,83	2,77
<b>Yb</b>	2,56	2,31	2,21	2,44	2,35	2,26	2,30	2,09	2,18	2,11	2,23	2,35	2,32	2,29
<b>Lu</b>	0,35	0,32	0,29	0,33	0,32	0,31	0,30	0,28	0,30	0,29	0,31	0,32	0,32	0,31
<b>Hf</b>	5,83	5,39	5,24	5,68	5,28	5,66	5,92	4,62	5,12	5,26	5,41	6,23	5,28	5,99
<b>Ta</b>	1,83	2,06	1,69	1,87	1,87	1,72	2,01	1,46	1,74	1,73	1,99	2,09	1,63	1,95
<b>Pb</b>	1,78	2,09	1,86	1,97	1,97	1,90	2,21	1,58	1,78	1,82	2,65	2,24	1,78	2,29
<b>Th</b>	2,95	3,31	2,72	3,18	2,99	3,01	3,44	2,49	2,81	2,99	3,25	3,62	2,59	3,52
<b>U</b>	0,75	0,82	0,62	0,74	0,71	0,75	0,83	0,61	0,69	0,74	0,74	0,87	0,64	0,93

**Tableau C5 :** Compositions isotopiques des échantillons des cônes adventifs, groupes ADC et 514

Echantillon	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 $\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$	$\epsilon\text{Nd}^a$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^{b,c}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^{b,c}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^{b,c}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}^b$	2 $\sigma$	$\epsilon\text{Hf}^d$
<b>ADC11</b>	0,704091	0,000007	0,512860	0,000006	4,34	18,9540	15,6008	39,0463	0,283038	0,000004	9,41
<b>ADC12</b>	0,704263	0,000008	0,512842	0,000005	3,98	18,9346	15,6048	39,0400	0,283032	0,000003	9,21
<b>ADC22</b>	0,704207	0,000006	0,512843	0,000005	3,99	18,9851	15,6107	39,0902	0,283026	0,000003	9,00
<b>ADC23</b>	0,704151	0,000006	0,512849	0,000005	4,12	18,9451	15,5996	39,0273	0,283027	0,000004	9,01
<b>ADC26</b>	0,704155	0,000006	0,512853	0,000005	4,20	18,9272	15,6007	39,0304	0,283040	0,000004	9,48
<b>ADC27</b>	0,704225	0,000008	0,512847	0,000006	4,07	18,8796	15,5943	38,9985	0,283032	0,000005	9,18
<b>ADC28</b>	0,704327	0,000007	0,512838	0,000007	3,90	18,9095	15,5995	39,0395	0,283037	0,000003	9,35
<b>ADC30</b>	0,704272	0,000008	0,512836	0,000005	3,86	18,9252	15,6057	39,0688	0,283021	0,000004	8,79
<b>514PS6</b>	0,704174	0,000006	0,512856	0,000006	4,25	18,9216	15,6062	39,0475	0,283045	0,000003	9,65
<b>514PS17</b>	0,704258	0,000010	0,512842	0,000006	3,98	18,9184	15,6044	39,0592	0,283033	0,000004	9,22

<sup>a</sup>  $\epsilon(\text{Nd})$  représente le rapport entre la composition isotopique du Nd de l'échantillon et celle du réservoir primitif CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) :

$$\epsilon(\text{Nd}) = \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{échantillon}(t)}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \times 10000 \text{ avec } (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638.$$

<sup>b</sup> Analyses effectuées au MC ICP-MS par J. Blichert-Toft (ENS, Lyon).

<sup>c</sup> Les erreurs externes (2 $\sigma$ ) sur les rapports isotopiques du Pb sont  $\pm 0,01$ - $0,02$  %.

<sup>d</sup>  $\epsilon(\text{Hf})$  représente le rapport entre la composition isotopique du Hf de l'échantillon et celle du réservoir primitif CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) :

$$\epsilon(\text{Hf}) = \left[ \frac{(^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf})_{\text{échantillon}(t)}}{(^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf})_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \times 10000 \text{ avec } (^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0,282818.$$

## **Annexe D**

Analyses brutes non-corrigées des éléments majeurs et  
S, Cl, F des inclusions vitreuses et des olivines hôtes

**Tableau D : Analyses brutes non-corrigées des éléments majeurs et S, Cl, F des inclusions vitreuses et des olivines hôtes**

<b>Inclusion</b>	<b>MI PC7-4</b>	<b>MI PC7-10</b>	<b>MI PC7-11</b>	<b>MI PC7-15</b>	<b>MI PS12-17</b>	<b>MI PS12-28</b>	<b>MI Hud3-2</b>	<b>MI Hud3-8</b>	<b>MI Hud3-7</b>	<b>MI1 Hud3-9</b>	<b>MI2 Hud3-9</b>
<b>SiO<sub>2</sub> (pds.%)</b>	48,65	49,20	47,77	50,02	48,87	46,38	49,80	50,77	51,01	50,53	50,82
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,84	2,83	2,87	2,78	2,90	3,11	2,88	3,29	3,43	3,12	3,04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,59	14,66	14,27	14,31	15,44	13,79	16,20	16,30	15,37	14,94	14,88
<b>MnO</b>	0,22	0,21	0,14	0,12	0,06	0,22	0,26	0,06	0,11	0,26	0,19
<b>FeO*</b>	9,85	8,99	10,69	9,39	8,82	10,67	8,22	8,04	7,07	8,97	8,49
<b>MgO</b>	7,02	6,89	6,17	7,09	6,91	7,78	3,71	3,08	4,14	6,44	6,43
<b>CaO</b>	11,60	11,54	12,81	11,54	11,70	12,49	14,04	13,47	13,41	11,97	11,79
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,38	2,57	2,40	2,45	2,70	2,23	2,63	2,51	2,75	2,68	2,68
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,67	0,61	0,81	0,67	0,72	0,34	0,70	0,87	0,72	0,79	0,85
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,29	0,31	0,26	0,34	0,36	1,50	0,34	0,40	0,33	0,42	0,29
<b>S (ppm)</b>	1367	1335	1894	1368	1299	878	1059	1332	946	1021	1134
<b>Cl</b>	280	244	362	264	340	190	327	378	346	336	295
<b>F</b>	608	597	425	432	427	467	530	393	661	436	682
<b>Total (pds.%)</b>	98,35	98,02	98,46	98,92	98,69	98,67	98,98	99,01	98,54	100,30	99,66
<b>Mg#</b>	0,59	0,61	0,54	0,60	0,61	0,60	0,48	0,44	0,54	0,59	0,61
<b>Fo % (Ol.H.)</b>	86,2	85,7	84,9	86,5	87,0	86,4	86,1	85,6	86,7	86,3	85,9
<b>K<sub>D</sub> (Ol/Liq)</b>	0,230	0,260	0,208	0,239	0,237	0,232	0,148	0,131	0,182	0,232	0,252
<b>Olivine hôte</b>	<b>PC7-4</b>	<b>PC7-10</b>	<b>PC7-11</b>	<b>PC7-15</b>	<b>PS12-17</b>	<b>PS12-28</b>	<b>Hud3-2</b>	<b>Hud3-8</b>	<b>Hud3-7</b>	<b>Hud3-9 proche MI1</b>	<b>Hud3-9 proche MI2</b>
<b>SiO<sub>2</sub> (pds.%)</b>	40,28	40,01	39,81	40,58	40,35	40,49	40,31	40,17	40,56	40,93	40,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,07	0,02	0,05	0,06	0,09	0,03	0,04	0,05	0,11	0,04
<b>FeO*</b>	13,10	13,55	14,24	12,96	12,45	13,01	13,27	13,84	12,64	13,31	13,64
<b>MnO</b>	0,20	0,17	0,23	0,17	0,19	0,21	0,22	0,21	0,14	0,20	0,18
<b>MgO</b>	46,02	45,40	44,88	46,52	46,72	46,48	46,09	45,96	46,27	46,88	46,56
<b>CaO</b>	0,23	0,22	0,30	0,23	0,22	0,28	0,25	0,24	0,26	0,26	0,25
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total (pds.%)</b>	99,91	99,45	99,52	100,53	100,02	100,59	100,21	100,49	99,93	101,75	101,57

**Tableau D (suite)**

<b>Inclusion</b>	<b>MI3 Hud3-9</b>	<b>MI Hud3-11</b>	<b>MI Hud3-12</b>	<b>MI Hud3-13</b>	<b>MI Hud3-14</b>	<b>MI Hud3-15</b>	<b>MI Hud3-16</b>	<b>MI PC7-04</b>	<b>MI1 PC7-07</b>	<b>MI2 PC7-07</b>	<b>MI PC7-08</b>
<b>SiO<sub>2</sub> (pds.%)</b>	49,82	49,73	51,08	50,70	50,34	52,62	52,89	47,54	49,68	50,08	49,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,13	3,37	3,56	3,02	3,25	3,79	2,69	2,82	2,87	2,86	2,33
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,49	15,69	17,43	16,06	17,01	15,90	15,19	13,65	14,12	13,94	13,92
<b>MnO</b>	0,17	0,08	0,09	0,23	0,26	0,01	0,09	0,18	0,13	0,19	0,11
<b>FeO*</b>	7,76	7,94	5,84	7,07	7,02	6,45	6,92	11,44	9,50	9,60	11,07
<b>MgO</b>	5,94	4,23	2,83	3,92	3,13	2,47	3,99	6,91	7,00	7,14	6,55
<b>CaO</b>	12,78	13,57	13,82	13,83	13,84	12,86	12,99	12,13	11,37	11,40	11,37
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,75	2,40	3,05	2,60	2,78	2,83	2,81	2,27	2,33	2,50	2,57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,80	0,79	0,84	0,66	0,82	0,98	0,49	0,79	0,62	0,61	0,47
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,36	0,47	0,29	0,36	0,43	0,46	0,14	0,56	0,30	0,34	0,26
<b>S (ppm)</b>	924	1201	1861	1199	1098	1054	1044	—	—	—	—
<b>Cl</b>	344	300	341	332	321	366	233	—	—	—	—
<b>F</b>	632	669	549	462	521	463	556	—	—	—	—
<b>Total (pds.%)</b>	99,19	98,51	99,13	98,66	99,09	98,58	98,39	98,28	97,92	98,66	98,52
<b>Mg#</b>	0,61	0,52	0,50	0,53	0,47	0,44	0,54	0,55	0,60	0,60	0,55
<b>Fo % (Ol.H.)</b>	86,6	86,4	88,2	87,4	87,0	85,4	87,3	84,4	85,3	85,4	83,4
<b>K<sub>D</sub> (Ol/Liq)</b>	0,239	0,170	0,132	0,162	0,135	0,132	0,170	0,227	0,257	0,258	0,239
<b>Olivine hôte</b>	<b>Hud3-9</b>	<b>Hud3-11</b>	<b>Hud3-12</b>	<b>Hud3-13</b>	<b>Hud3-14</b>	<b>Hud3-15</b>	<b>Hud3-16</b>	<b>PC7-04</b>	<b>PC7-07</b>	<b>PC7-07</b>	<b>PC7-08</b>
	<b>proche MI3</b>								<b>proche MI1</b>	<b>proche MI2</b>	
<b>SiO<sub>2</sub> (pds.%)</b>	40.62	40.42	40.73	40.85	40.93	39.93	40.57	39.80	39.77	39.62	39.97
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.07	0.05	0.06	0.04	0.06	0.02	0.06	0.04	0.06	0.03	0.06
<b>FeO*</b>	12.90	13.01	11.36	12.15	12.58	13.88	12.19	14.77	13.78	13.70	15.69
<b>MnO</b>	0.15	0.17	0.19	0.19	0.22	0.22	0.18	0.22	0.18	0.12	0.13
<b>MgO</b>	46.91	46.30	47.57	47.20	47.29	45.71	47.02	44.69	44.78	44.90	44.14
<b>CaO</b>	0.25	0.24	0.25	0.25	0.22	0.22	0.23	0.29	0.21	0.23	0.23
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—
<b>Total (pds.%)</b>	100.92	100.25	100.19	100.73	101.35	99.99	100.28	99.86	98.80	98.64	100.24



**Tableau D (suite)**

Inclusion	MI PC7-11	MI PC7-13	MI PS12-03	MI PS12-03(2)	MI1 PS12-04	MI2 PS12-04	MI4 PS12-04	MI5 PS12-04	MI PS12-06	MI PS12-07	MI PS12-13
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	49,37	50,04	48,87	49,42	47,73	48,34	47,78	47,67	49,00	47,76	47,69
TiO <sub>2</sub>	2,92	2,93	2,74	2,40	2,78	2,68	2,81	2,95	2,63	3,12	3,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,03	14,07	14,82	14,45	14,64	14,44	14,92	14,72	15,06	14,48	14,39
MnO	0,11	0,21	0,26	0,17	0,13	0,12	0,08	0,18	0,09	0,14	0,24
FeO*	8,61	9,21	9,85	9,72	10,71	10,37	10,69	10,38	10,47	11,19	11,19
MgO	6,13	6,79	5,54	6,41	6,69	6,48	6,32	6,20	4,98	5,11	6,40
CaO	12,26	11,27	12,20	12,18	11,97	12,22	12,37	12,61	12,38	12,46	12,02
Na <sub>2</sub> O	2,31	2,60	2,84	2,61	2,72	2,55	2,57	2,46	2,85	2,75	2,41
K <sub>2</sub> O	0,66	0,59	0,76	0,74	0,78	0,79	0,81	0,80	0,75	0,69	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,31	0,34	0,33	0,45	0,49	0,55	0,41	0,42	0,54	0,33
S (ppm)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total (pds.%)	97,76	98,03	98,20	98,43	98,59	98,48	98,89	98,38	98,63	98,24	98,55
Mg#	0,59	0,60	0,53	0,57	0,56	0,56	0,54	0,55	0,49	0,48	0,54
Fo % (Ol.H.)	86,8	85,2	83,7	83,8	84,0	84,1	84,0	84,1	82,9	85,3	84,1
K <sub>D</sub> (Ol/Liq)	0,219	0,260	0,222	0,259	0,241	0,239	0,227	0,228	0,199	0,160	0,219
<b>Olivine hôte</b>	<b>PC7-11</b>	<b>PC7-13</b>	<b>PS12-03</b>	<b>PS12-03(2)</b>	<b>PS12-04</b>	<b>PS12-04</b>	<b>PS12-04</b>	<b>PS12-04</b>	<b>PS12-06</b>	<b>PS12-07</b>	<b>PS12-13</b>
					<b>proche MI1</b>	<b>proche MI2</b>	<b>proche MI4</b>	<b>proche MI5</b>			
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	40,68	39,97	39,84	39,74	39,12	39,51	39,09	39,23	39,70	40,38	39,37
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,03	0,07	0,02	0,03	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,05
FeO*	12,55	13,82	15,17	15,30	14,93	14,96	14,87	14,86	15,86	13,94	14,90
MnO	0,22	0,14	0,20	0,24	0,16	0,20	0,20	0,21	0,23	0,15	0,23
MgO	46,41	44,54	43,72	44,35	44,01	44,44	43,94	44,14	43,19	45,29	44,21
CaO	0,23	0,24	0,34	0,34	0,30	0,31	0,31	0,31	0,30	0,29	0,31
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total (pds.%)	100,20	98,79	99,39	100,03	98,57	99,47	98,48	98,84	99,36	100,13	99,11

**Tableau D (suite)**

<b>Inclusion</b>	<b>MI PS12-19</b>	<b>MI PS12-21</b>	<b>MI PS12-22</b>	<b>MI PS12-24</b>	<b>MI PS12-34</b>	<b>MI Hud3-03</b>	<b>MI1 Hud3-07(2)</b>	<b>MI2 Hud3-07(2)</b>	<b>MI3 Hud3-07(2)</b>
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	48,82	48,29	49,84	47,71	48,70	49,53	50,22	49,45	49,34
TiO <sub>2</sub>	2,64	2,80	2,76	2,83	2,64	3,28	2,65	2,63	2,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,56	14,44	15,90	15,01	13,73	15,53	15,71	15,34	15,24
MnO	0,22	0,18	0,07	0,15	0,16	0,14	0,03	0,18	0,17
FeO*	11,06	10,84	8,73	10,20	10,96	10,05	8,96	9,41	8,79
MgO	4,63	7,00	4,48	6,54	6,63	5,34	5,97	5,43	6,02
CaO	11,05	11,89	11,19	11,51	12,47	12,60	11,75	12,17	11,65
Na <sub>2</sub> O	3,54	2,54	3,33	2,86	2,58	2,57	2,75	2,79	2,71
K <sub>2</sub> O	1,14	0,75	1,05	0,86	0,67	0,82	0,63	0,72	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,51	0,31	0,49	0,36	0,34	0,39	0,22	0,40	0,30
<b>S (ppm)</b>	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<b>Total (pds.%)</b>	98,17	99,05	97,83	98,04	98,88	100,24	98,89	98,53	97,79
<b>Mg#</b>	0,46	0,57	0,51	0,57	0,55	0,52	0,57	0,54	0,58
<b>Fo % (Ol.H.)</b>	82,7	84,5	81,0	83,9	83,9	81,6	84,2	84,0	84,0
<b>K<sub>D</sub> (Ol/Liq)</b>	0,178	0,239	0,244	0,250	0,236	0,243	0,254	0,223	0,264
<b>Olivine hôte</b>	<b>PS12-19</b>	<b>PS12-21</b>	<b>PS12-22</b>	<b>PS12-24</b>	<b>PS12-34</b>	<b>Hud3-03</b>	<b>Hud3-07(2) proche MI1</b>	<b>Hud3-07(2) proche MI2</b>	<b>Hud3-07(2) proche MI3</b>
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	39.97	40.62	39.16	39.18	39.64	39.43	39.65	39.63	39.45
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.01	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.06
FeO*	16.34	14.64	17.55	15.06	15.18	17.34	14.76	14.91	14.81
MnO	0.25	0.21	0.26	0.15	0.22	0.30	0.17	0.24	0.19
MgO	43.73	44.89	42.04	43.90	44.29	43.00	44.01	43.80	43.59
CaO	0.30	0.32	0.31	0.30	0.33	0.30	0.26	0.25	0.26
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<b>Total (pds.%)</b>	100.66	100.71	99.41	98.70	99.73	100.44	98.89	98.88	98.37

**Tableau D (suite)**

<b>Inclusion</b>	<b>MI Hud3-09(2)</b>	<b>MI Hud3-19</b>	<b>MI HAU1-05</b>	<b>MI HAU1-06</b>	<b>MI HAU1-08</b>	<b>MI HAU1-09</b>	<b>MI HAU1-13</b>	<b>MI1 HAU1-14</b>	<b>MI2 HAU1-14</b>	<b>MI HAU1-16</b>
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	49,41	49,54	48,35	48,19	48,67	47,08	48,64	48,37	48,46	48,01
TiO <sub>2</sub>	2,55	3,07	3,11	2,99	2,83	3,43	3,24	2,87	2,78	2,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,79	14,95	15,29	14,66	14,59	15,40	15,82	14,48	14,37	14,50
MnO	0,13	0,16	0,20	0,31	0,20	0,11	0,11	0,16	0,21	0,09
FeO*	9,37	8,52	10,68	11,24	11,01	10,41	8,89	10,64	10,33	10,93
MgO	6,09	5,91	5,66	6,79	7,02	5,78	4,61	6,90	6,83	5,70
CaO	11,82	11,91	12,08	11,23	11,30	11,04	12,28	11,72	11,55	12,20
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,61	2,79	2,97	2,74	2,81	3,03	2,52	2,63	2,65
K <sub>2</sub> O	0,68	0,83	0,86	0,88	0,83	1,24	0,99	0,81	0,82	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,33	0,34	0,39	0,29	0,42	0,48	0,43	0,27	0,31
<b>S (ppm)</b>										
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<b>Total (pds.%)</b>	<b>97,82</b>	<b>97,83</b>	<b>97,37</b>	<b>99,65</b>	<b>99,48</b>	<b>97,73</b>	<b>98,10</b>	<b>98,91</b>	<b>98,24</b>	<b>98,12</b>
<b>Mg#</b>	<b>0,57</b>	<b>0,58</b>	<b>0,52</b>	<b>0,55</b>	<b>0,56</b>	<b>0,53</b>	<b>0,51</b>	<b>0,57</b>	<b>0,57</b>	<b>0,51</b>
<b>Fo % (Ol.H.)</b>	<b>83,3</b>	<b>85,4</b>	<b>84,7</b>	<b>83,0</b>	<b>83,1</b>	<b>81,1</b>	<b>83,1</b>	<b>83,4</b>	<b>83,4</b>	<b>84,5</b>
<b>K<sub>D</sub> (Ol/Liq)</b>	<b>0,263</b>	<b>0,240</b>	<b>0,194</b>	<b>0,251</b>	<b>0,263</b>	<b>0,262</b>	<b>0,214</b>	<b>0,262</b>	<b>0,268</b>	<b>0,194</b>
<b>Olivine hôte</b>	<b>Hud3-09(2)</b>	<b>Hud3-19</b>	<b>HAU1-05</b>	<b>HAU1-06</b>	<b>HAU1-08</b>	<b>HAU1-09</b>	<b>HAU1-13</b>	<b>HAU1-14 proche MI1</b>	<b>HAU1-14 proche MI2</b>	<b>HAU1-16</b>
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	39.83	39.87	39.79	39.55	39.79	39.02	39.50	40.05	39.69	39.50
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04
FeO*	15.68	13.71	14.25	15.99	15.84	17.50	15.81	15.60	15.68	14.63
MnO	0.18	0.13	0.20	0.24	0.27	0.18	0.22	0.23	0.22	0.18
MgO	44.03	45.16	44.19	43.71	43.62	42.15	43.54	43.92	44.03	44.67
CaO	0.26	0.25	0.29	0.30	0.29	0.27	0.31	0.32	0.35	0.29
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<b>Total (pds.%)</b>	<b>100.04</b>	<b>99.16</b>	<b>98.77</b>	<b>99.82</b>	<b>99.89</b>	<b>99.18</b>	<b>99.45</b>	<b>100.20</b>	<b>100.06</b>	<b>99.33</b>

**Tableau D (suite)**

Inclusion	MI PS12-19(2)	MI PS12-25	MI PS12-01	MI PS12-33	MI PS12-07(2B)	MI PS12-08	MI PS12-06(2)	MI PS12-01(4B)	MI PS15-06(2)	MI Hud3-01
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	47,99	48,41	48,28	48,36	49,81	50,43	48,26	47,47	48,19	49,52
TiO <sub>2</sub>	3,21	2,87	2,78	2,80	2,49	2,27	2,77	3,03	2,67	2,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,15	15,14	14,62	14,83	15,21	13,64	14,45	14,43	13,69	15,00
MnO	0,18	0,30	0,25	0,27	0,14	0,09	0,15	0,12	0,19	0,05
FeO*	9,80	10,10	10,65	10,63	9,06	9,55	10,46	10,62	11,45	9,17
MgO	4,89	6,91	7,04	6,54	6,40	5,83	6,53	7,23	6,55	6,39
CaO	12,56	12,02	11,66	11,26	11,80	13,71	11,88	11,44	12,35	11,73
Na <sub>2</sub> O	2,68	2,65	2,78	2,76	2,81	2,55	2,73	2,84	2,55	2,61
K <sub>2</sub> O	0,82	0,80	0,83	0,88	0,69	0,02	0,77	0,87	0,64	0,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,34	0,26	0,45	0,41	0,59	0,45	0,55	0,78	0,46
S (ppm)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total (pds.%)	97,75	99,55	99,17	98,78	98,84	98,68	98,45	98,61	99,03	98,63
Mg#	0,50	0,58	0,57	0,55	0,59	0,55	0,56	0,58	0,54	0,59
Fo % (Ol.H.)	84,4	84,4	84,1	84,0	83,3	83,7	84,1	84,3	84,9	86,1
K <sub>D</sub> (Ol/Liq)	0,187	0,257	0,252	0,238	0,287	0,241	0,239	0,256	0,207	0,228
<b>Olivine hôte</b>	<b>PS12-19(2)</b>	<b>PS12-25</b>	<b>PS12-01</b>	<b>PS12-33</b>	<b>PS12-07(2B)</b>	<b>PS12-08</b>	<b>PS12-06(2)</b>	<b>PS12-01(4B)</b>	<b>PS15-06(2)</b>	<b>Hud3-01</b>
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	39,40	40,07	39,32	39,68	39,86	39,67	39,52	39,56	39,76	40,29
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,01	0,04	0,04	0,04	0,03
FeO*	14,65	14,74	15,00	15,07	15,78	15,27	14,87	14,78	14,32	13,07
MnO	0,22	0,21	0,24	0,27	0,28	0,21	0,16	0,24	0,21	0,21
MgO	44,40	44,61	44,63	44,29	44,12	43,91	44,16	44,66	45,02	45,38
CaO	0,35	0,31	0,30	0,30	0,31	0,34	0,30	0,28	0,28	0,24
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total (pds.%)	99,09	100,01	99,59	99,65	100,41	99,44	99,08	99,61	99,66	99,23

**Tableau D (suite)**

Inclusion	MI Hud3-06	MI PS21-01	MI PC7-03	MI PC7-06	MI PC7-05	MI PC7-13	MI PC7-16	MI PC7-17	MI1 PC7-18	MI2 PC7-18
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	49,30	48,88	49,56	47,32	49,76	48,49	50,12	48,91	47,51	46,90
TiO <sub>2</sub>	3,09	3,65	2,96	3,26	2,94	3,09	2,91	2,79	2,74	3,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,37	17,66	14,50	14,64	14,47	14,99	14,00	13,77	15,25	15,89
MnO	0,18	0,11	0,32	0,18	0,15	0,14	0,06	0,10	0,24	0,13
FeO*	8,80	9,63	10,04	11,40	9,00	10,12	8,88	10,75	12,90	12,29
MgO	5,78	2,55	5,77	5,84	7,08	6,31	7,16	6,04	5,22	4,72
CaO	12,43	12,37	11,97	11,91	11,66	11,74	11,93	12,29	11,04	11,44
Na <sub>2</sub> O	2,31	3,27	2,53	2,34	2,24	2,48	2,53	2,10	2,37	2,52
K <sub>2</sub> O	0,69	0,96	0,54	0,74	0,52	0,71	0,44	0,64	0,70	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,49	0,32	0,36	0,47	0,36	0,23	0,22	0,33	0,31
S (ppm)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total (pds.%)	98,20	99,57	98,52	97,98	98,29	98,42	98,25	97,60	98,29	97,99
Mg#	0,57	0,35	0,54	0,51	0,61	0,56	0,62	0,53	0,45	0,44
Fo % (Ol.H.)	86,4	85,7	85,4	84,4	86,2	85,1	86,3	84,1	81,4	81,1
K <sub>D</sub> (Ol/Liq)	0,209	0,089	0,198	0,191	0,256	0,220	0,260	0,215	0,187	0,182
<b>Olivine hôte</b>	<b>Hud3-06</b>	<b>PS21-01</b>	<b>PC7-03</b>	<b>PC7-06</b>	<b>PC7-05</b>	<b>PC7-13</b>	<b>PC7-16</b>	<b>PC7-17</b>	<b>PC7-18 proche MI1</b>	<b>PC7-18 proche MI2</b>
SiO <sub>2</sub> (pds.%)	39,55	39,97	40,16	39,71	40,24	39,97	39,92	39,76	39,23	39,14
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,03	0,05	0,02	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
FeO*	12,72	13,53	13,85	14,81	13,20	14,03	13,08	15,05	17,32	17,68
MnO	0,15	0,16	0,18	0,19	0,15	0,15	0,16	0,19	0,21	0,27
MgO	45,44	45,52	45,56	45,11	46,12	45,11	46,09	44,62	42,48	42,52
CaO	0,20	0,27	0,21	0,25	0,22	0,22	0,21	0,24	0,23	0,24
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total (pds.%)	98,15	99,50	100,03	100,11	100,01	99,54	99,51	99,90	99,52	99,92

FeO\* : fer total

Mg# = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)

Fo % (Ol.H.) : teneur en forstérite de l'olivine hôte

K<sub>D</sub> (Ol/Liq) = (FeO/MgO)Ol/(FeO/MgO)Liq

