



# Evolution magmatique d'un volcan bouclier océanique avant et après une déstabilisation massive de ses flancs : Fogo, Cap Vert et Tenerife, Canaries

Melodie-Neige Cornu

## ► To cite this version:

Melodie-Neige Cornu. Evolution magmatique d'un volcan bouclier océanique avant et après une déstabilisation massive de ses flancs : Fogo, Cap Vert et Tenerife, Canaries. Sciences de la Terre. Université Clermont Auvergne [2017-2020], 2017. Français. NNT : 2017CLFAC072 . tel-01807652

HAL Id: tel-01807652

<https://theses.hal.science/tel-01807652>

Submitted on 5 Jun 2018

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

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

**UNIVERSITE CLERMONT AUVERGNE**  
UFR Sciences et Technologies  
Laboratoire Magmas et Volcans

**ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES**  
N°178X

**THESE**

Présentée pour obtenir le grade de  
**DOCTEUR D'UNIVERSITE**  
*Spécialité : Volcanologie*

Par  
Mélodie-Neige Cornu  
Titulaire du Master 2 Recherche Magmas et Volcans

**Evolution magmatique d'un volcan bouclier océanique avant  
et après une déstabilisation massive de ses flancs : Fogo,  
Cap Vert et Tenerife, Canaries**

*Soutenue publiquement le 19 décembre 2017, devant la commission d'examen:*

Georges BOUDON	Institut de Physique du Globe de Paris	Rapporteur
José MADEIRA	Université de Lisbonne	Rapporteur
Meritxell AULINAS JUNCA	Université de Barcelone	Examinateur
Maud BOYET	Université Clermont Auvergne	Examinateur
Raphaël PARIS	Université Clermont Auvergne	Directeur de Thèse
Régis DOUCELANCE	Université Clermont Auvergne	Co-directeur de Thèse
Patrick BACHELERY	Université Clermont Auvergne	Co-directeur de Thèse



*A Pierrot et Raymond Cornu*



# Résumé

Les effondrements massifs de flancs sont des évènements destructeurs qui affectent tous les édifices volcaniques. Ces effondrements peuvent impliquer quelques dizaines, voire centaines de km<sup>3</sup> de roche. Les volcans boucliers océaniques, bien que possédant de faibles pentes, sont également affectés par ces épisodes destructeurs, entraînant la formation de tsunamis. Dans le contexte de bouclier océanique, ces déstabilisations n'ont jamais été observées. Actuellement, seules des reliques sont présentes sur les îles volcaniques, avec la présence de cicatrices d'effondrements, de dépôts détritiques en mer ou de dépôts de tsunami sur les îles voisines. Les relations entre le magmatisme des volcans boucliers et les effondrements de flanc sont peu contraintes.

Afin de mieux comprendre ces relations, deux effondrements de flanc de volcans boucliers océaniques ont été étudiés : l'effondrement de Monte Amarelo sur l'île de Fogo, dans l'archipel du Cap Vert, et l'effondrement de Güímar, situé sur la rift-zone Nord-Est de Tenerife, dans l'archipel des Canaries. Les deux archipels résultent de l'activité d'un panache mantellique sous la plaque africaine.

Les produits volcaniques pré et post-effondrement de ces deux secteurs ont été étudiés d'un point de vue géochimique (majeurs, traces, isotopes Sr-Nd-Pb), pétrologique et géochronologique (K-Ar, Ar-Ar), de manière à identifier à la fois les sources et les processus magmatiques mis en jeu lors de leur formation. L'évolution temporelle des sources, ainsi que des processus magmatiques, a été reconstruite afin d'identifier d'éventuels liens avec l'effondrement de flanc étudié.

Les résultats montrent que l'évolution du magmatisme de l'île de Fogo amène à la formation de zones superficielles de stockage, de complexes intrusifs et d'éruptions explosives conduisant à de nouvelles instabilités de l'édifice. Suite à l'effondrement, ces zones de stockage sont déstabilisées en quelques milliers d'années. Les processus magmatiques lithosphériques (assimilation, fusion partielle) sont également perturbés mais sur une période plus longue (plusieurs dizaines de milliers d'années). L'effondrement de Güímar ne montre aucun lien avec le magmatisme de l'île de Tenerife.

La différence principale entre ces deux contextes est la localisation de la zone effondrée par rapport au système magmatique. En effet, l'effondrement de Güímar est situé en périphérie du système magmatique et ne montre aucun lien avec ce dernier ; à l'inverse l'effondrement du Monte Amarelo, situé à l'aplomb du système magmatique, se répercute rapidement sur ce système à faible profondeur, mais également à des profondeurs lithosphériques avec un délai plus long.

Mots-clés : volcan bouclier océanique, effondrement de flanc, géochronologie, géochimie isotopique, basaltes alcalins, panache mantellique, Fogo, Cap Vert, Tenerife, Canaries.



# Abstract

Massive flank collapses are destructive events that affect all volcanic edifices. They can take off huge volumes of rock, from tens to hundreds km<sup>3</sup>. Oceanic shield volcanoes are also affected by such events even if they have shallow slopes, thus, tsunamis could also be generated in this context. However, a shield volcano flank collapse has never been observed. Nowadays, only relics are visible, such as collapse scars, detritic deposit offshore or tsunami deposits on nearby islands. The relationships between collapse and magmatic history of oceanic shield volcanoes are poorly constrained.

Two flank collapses are studied in this thesis, with the aim to better understand these relationships: the Monte Amarelo collapse, on Fogo Island (Cape Verde), and the Güímar collapse, located on North-East rift-zone of Tenerife (Canary Islands). Those archipelagos are the result of hot spot activity below the African plate.

Geochemical (major and trace elements, and Sr-Nd-Pb isotopes), petrological and geochronological (K-Ar and Ar-Ar) analyses were carried out on volcanic samples as to identify the source and magmatic processes at stake during magma genesis. The temporal evolution of source and magmatic processes is reconstructed in order to track possible links with the flank collapse.

The magmatic system of Fogo Island evolves through time, favouring the formation of superficial storage zones, intrusive complex and explosive eruptions prior to the collapse, which participate to the instability of the edifice. Following the Monte Amarelo collapse, shallow storage zones are destabilized within a few thousand years. Lithospheric magmatic processes (assimilation, partial melting) are also affected but on a longer timescale (tens of thousands years). The Güímar collapse shows no links with the magmatic evolution of Tenerife Island.

The main difference between the two collapses is the location of the collapse area with respect to the plumbing system. Güímar collapse is located at the periphery of the plumbing system and show no link with the magmatic history. Contrariwise, the Monte Amarelo collapse is located directly above the plumbing system and influence rapidly the superficial plumbing system, and the deep plumbing system in the long term.

**Keywords :** oceanic shield volcano, flank collapse, geochronology, geochemistry, petrology, alkali basalts, hot spot, Fogo, Cape Verde, Tenerife, Canary.



# Remerciements

Voici arrivée la fin de cette thèse, de cette aventure aux nombreux rebondissements, des bons comme des moins bons. Je n'aurais jamais pu réaliser ce travail sans toutes les personnes qui m'ont entourées et accompagnées.

Je remercie tout d'abord mon directeur, Raphaël Paris, d'avoir proposé ce sujet et de m'avoir encouragée et accompagnée durant ces trois ans. Merci pour les missions terrains, les centaines d'échantillons que tu as porté, ta patience et ta bonne humeur. Je te remercie également Patrick Bachelery, co-directeur de cette thèse, pour ton soutien, ton aide dans mes moments de doute et ta patience. Merci pour le temps que tu as pris pour nos discussions, malgré ton emploi du temps bien chargé. Enfin je remercie Régis Doucelence, co-directeur, pour m'avoir fait confiance durant mes deux stages de Master. Merci également de m'avoir appris l'autonomie rapidement. Merci, car malgré nos divergences sur certains points de vue, tu m'as permis et aidée à réaliser cette thèse.

Je remercie également le jury de ma thèse, Maud Boyet, Georges Boudon, José Madeira et Merixell Aulinas Junca, d'avoir accepté de juger ce travail.

Je souhaite aussi remercier Hervé Guillou, pour m'avoir permis d'apprendre à ses côtés les secrets de la datation K-Ar, pour nos discussions et ses bons conseils. Merci également à Vincent pour toutes ses explications et sa gentillesse et à Sébastien de m'avoir initiée à la datation Ar/Ar.

Merci à Estelle Koga, pour m'avoir permis de m'initier à l'étude des inclusions magmatiques, au SIMS. Merci pour tes conseils et ta patience.

Cette thèse n'aurait été possible sans l'aide de Chantal Bosq. Merci de m'avoir formée en salle blanche à mes débuts et d'avoir toujours été là pour répondre à mes questions. Merci pour ton aide précieuse. Merci également à Claire Fonquernie pour ton aide, ta confiance et ta joie de vivre. Merci à Jean-Luc Piro de m'avoir formée sur l'ICP, d'avoir été là pour répondre à mes questions et pour ton aide au cours de toutes ces heures d'analyses. Merci à Delphine Auclair, pour ton aide sur le Trition et ta disponibilité. Merci à Jean-Luc Devidal, pour toutes ces heures passées devant la microsonde, pour ton aide précieuse et tes conseils avisés. Merci à Mhammed Benbakkar, pour toutes les analyses et ta sympathie. Merci à Mouchine Gannoun pour ton aide au Neptune mais également pour nos échanges. Merci également à Krzysztof Suchorski pour ton aide sur l'analyse des éléments traces, les séances d'analyse des blancs et tes conseils. Merci à Nicolas Cluzel pour ta disponibilité et m'avoir aidée avec les inclusions.

Je remercie également Hervé Martin et Christian Nicollet, pour vos encouragements, votre bonne humeur et votre sympathie.

Je remercie également Thomas Jondot, étudiant en master que j'ai eu la chance d'encadrer avec Patrick Bachelery. Merci pour ton travail et nos discussions.

Merci également à tous les thésards pour cette complicité, cette joie de vivre et tous ces moments passés au labo, au bar ou encore ailleurs. Merci Marie-Anne pour toutes ces discussions, ces thés, ton aide dans les moments difficiles et ton amitié. Merci Alejandra

pour ta joie de vivre et tes conseils. Merci Silvia (le poulet), Mathias (grand raccon un peu fou), Gioacchino (l'italien-canadian singe), Lola, Marina, Vincent, Juliette, Baptiste, Nina, Manon, Angélie, Marine, Elodie, Camille, Julien, Corentin, Simon, Giacomo, , Anne Swetha, Gabrielle, Valentin F et G, Taya, Marion, Pierre, Damien, Alexis, Simon, Nathan, Lois, Bara, Paul, Claudine, Natacha, Luca, Jean-Marie, Victor, Nick et Maryam. Un grand merci à vous tous !

Sans oublier Yannick, j'ai eu grand plaisir à partager un bureau avec toi !

Je voudrais aussi remercier mes amis : Fanny, Léa, Camille et Constance que je suis ravie d'avoir rencontrées en licence et sans qui rien n'aurait été pareil. Merci à Rémi, pour ton soutien et ton aide précieuse ! Merci à Marie, pour notre longue amitié et notre complicité.

Merci à Mathieu et Bogdana, rencontrés en Master, merci pour votre amitié, votre soutien et tous ces bons moments passé en votre compagnie.

Merci également à Domi et Martine, François, Sébastien et Christelle (Lucas et Léane) pour vos encouragements, votre présence et votre amitié. Merci à Babette pour ta joie de vivre et tes encouragements.

Merci à toi Baptiste, de me supporter tous les jours, de m'avoir soutenue et encouragée, d'avoir fait autant d'aller-retour à Paris. Cette aventure n'aurai pu se faire sans ton soutien et ta présence.

Merci également à Cécile et Didier pour tous ces bons repas et vos encouragements. Merci à Marjolaine pour ton esprit ouvert et tes intérêts multiples.

Enfin je remercie ma famille, en commençant par mon plus grand soutien, ma mère, Jacotte ! Merci de m'avoir toujours permis et encouragé à suivre mes études. Merci d'être la mère que tu es, d'avoir toujours cru en nous et de nous aider à suivre et vivre nos rêves. Merci pour toutes les heures que tu as passé à lire et corriger ce manuscrit.

Merci à mes sœurs, Marine et Océane, mes modèles. Merci pour tous ces bons moments passés avec vous, votre soutien, vos encouragements et vos efforts pour comprendre ce que je fais. Merci également à Micka et Gilles, mes beaux-frères adorés, pour tous ces bons moments partagés.

Je remercie également mes grands-parents, Raymonde et Elysée, ainsi que Marie-Claire. Merci d'avoir toujours été là, de nous avoir permis de grandir à vos côtés et pour votre soutien.

Merci également à mon père, Pascal, de m'avoir soutenue et encouragée. Merci d'avoir été présent pour ce jour important.

J'espère n'avoir oublié personne, si c'est le cas, veuillez m'en excuser et accepter tout de même mes remerciements !





# Sommaire

Introduction générale .....	1
Chapitre 1 : Les déstabilisations massives de flancs des volcans boucliers océaniques .....	5
1.1. Exemples historiques de déstabilisations massives de flancs de volcans .....	6
1.2. Evidences de déstabilisations massives de flancs des volcans boucliers océaniques.....	8
1.2.1. Les dépôts détritiques sous-marins .....	9
1.2.2. Les cicatrices de déstabilisations .....	9
1.2.3. Les dépôts de mégatsunamis .....	11
1.3. Contexte géodynamique et modèles d'évolution des volcans boucliers océaniques ....	13
1.3.1. Quelques rappels sur le magmatisme de point chaud .....	13
1.3.2. Modèles d'évolution des volcans boucliers océaniques et liens avec l'instabilité .....	17
1.3.3. Vers une approche pétro-géochimique des déstabilisations massives .....	24
1.4. Problématique et objectifs de la thèse .....	26
Chapitre 2 : Sites d'étude et stratégie d'échantillonnage.....	31
2.1. Choix des sites .....	32
2.2. La rift-zone Nord-Est de Tenerife et le glissement de Güímar, îles Canaries.....	32
2.2.1. Contexte géologique de Tenerife.....	32
2.2.3. Stratégie d'échantillonnage à Tenerife .....	41
2.3. Le glissement de Monte Amarelo à Fogo, îles du Cap Vert.....	43
2.3.1. Contexte géologique du Cap Vert et de Fogo .....	43
2.3.2. Géologie de Fogo et glissement du Monte Amarelo .....	46
2.3.3. Stratégie d'échantillonnage à Fogo.....	53
Chapitre 3 : Méthodes et techniques analytiques .....	54
3.1. Géochronologie .....	55
3.1.1. Datations K-Ar .....	55
3.1.2. Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	58
3.2. Analyses pétrographiques .....	60
3.3. Analyses des éléments majeurs sur roches totales.....	61
3.4. Analyses des éléments en traces sur roches totales.....	62
3.5. Analyses des isotopes du Sr, Nd et Pb sur roches totales .....	65

3.5.1. Séparations chromatographiques .....	67
3.5.2. Analyses au spéromètre de masse multi-collecteur avec plasma à couplage inductif .....	70
3.5.3. Analyses au spectromètre de masse à thermo-ionisation.....	73
3.5.4. Blancs de mesures.....	75
3.6. Analyses des inclusions magmatiques.....	76
Chapitre 4 : Résultats des différentes analyses de l'île de Fogo .....	78
4.1. Chronologie des laves.....	79
4.1.1. Datations absolues .....	79
4.1.2. Datations relatives .....	82
4.2. Présentation des laves.....	84
4.3. Les compositions minéralogiques .....	86
4.4. Les compositions en éléments majeurs .....	89
4.5. Les concentrations en éléments traces .....	94
4.6. Les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb.....	97
4.7. Les inclusions magmatiques .....	101
Conclusion .....	104
Chapitre 5 : Le magmatisme de Fogo et son lien avec l'effondrement du Monte Amarelo ..	106
5.1. Caractéristiques du magmatisme de Fogo .....	107
5.1.1. Un magmatisme particulier.....	107
5.1.2. Processus contrôlant la composition en éléments majeurs .....	109
5.1.3. Le rôle des sources sur les éléments traces .....	111
5.1.4. Une zone de stockage profonde .....	113
5.1.5. Identification des composants de la source magmatique de Fogo .....	119
5.2. Evolution temporelle du magmatisme de Fogo .....	122
5.2.1. Variations pré et post-effondrement de la composition des laves .....	124
5.2.2. Implication des variations temporelles sur l'histoire de l'île de Fogo .....	128
Conclusion .....	136
Chapitre 6 : Résultats des différentes analyses réalisées sur les laves de la vallée de Güímar, Tenerife. .....	138
6.1. Compléments sur la chronologie des différentes laves .....	139
6.2. Présentation des faciès laviques .....	143

6.3. Les compositions minéralogiques .....	146
6.4. Les compositions en éléments majeurs .....	149
6.5. Les compositions en éléments traces.....	152
6.6. Les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb.....	155
Conclusion .....	160
Chapitre 7 : Le magmatisme et son évolution avant et après l'effondrement de Güímar.....	162
7.1. Chronologie du volcanisme et rythme de construction.....	163
7.2. Le magmatisme de Güímar.....	164
7.2.1. Cristallisation fractionnée et accumulation .....	164
7.2.2. Assimilation et fusion partielle.....	167
7.2.3. La source hétérogène du magmatisme de Güímar.....	171
7.3. Evolution temporelle et relation avec l'effondrement de Güímar .....	175
Conclusion .....	181
Conclusion générale .....	184
1. Deux cas d'étude similaires.....	184
2 ... mais pas identiques .....	185
3. Perspectives sur les relations de cause à effet entre le magmatisme et les effondrements.....	187
Bibliographie .....	190
Table des Figures.....	216
Table des Tableaux.....	219
Annexes .....	220



---

# Introduction générale

---

Les volcans sont des édifices complexes dont la construction progressive est entrecoupée ou accompagnée de phases de destruction. Ces phases sont marquées par différents transferts de matière, via des processus d'érosion « lents » (incision fluviale, érosion littorale, etc.) et « rapides » (effondrements et glissements de taille et de rhéologie extrêmement variables). Les effondrements les plus massifs peuvent impliquer quelques km<sup>3</sup> à plusieurs centaines de km<sup>3</sup> de roche en l'espace de quelques minutes (pour ce qui est des exemples observés). Ces effondrements peuvent être verticaux (subsidence de caldera *s.s.* impliquant la partie sommitale du volcan) ou latéraux (impliquant les flancs de l'édifice). L'effondrement latéral le plus connu est celui du Mont St-Helens, qui s'est produit en 1980 (Voight, 1981). Depuis, le couplage entre observations morphologiques et étude des dépôts associés a permis de mettre en évidence de nombreux cas d'effondrement sur une multitude de volcans. Les travaux de synthèse sur les avalanches de débris volcaniques Quaternaires montrent que ces déstabilisations sont à priori indépendantes de la morphologie des édifices (Siebert, 1984). Elles affectent aussi bien les stratovolcans, continentaux et océaniques, les volcans sous-marins, les volcans boucliers que les volcans extra-terrestres.

Parmi ces différents types d'édifices, les stratovolcans sont généralement très pentus du fait de l'accumulation rapide de matériaux volcaniques à leur surface. Leur croissance rapide s'accompagne de nombreuses formes d'instabilité gravitaire. Les volcans boucliers, quant à eux, ont une dynamique moins explosive et des laves moins visqueuses et présentent des pentes plus faibles (le rapport hauteur/largeur est peu élevé par rapport à celui des stratovolcans). Bien que leurs pentes soient plus faibles, les volcans boucliers connaissent également des épisodes de destruction. Lors des phases d'effondrements massifs, de grands volumes de roches et de sédiments sont transférés vers l'aval, provoquant des tsunamis dans le cas de volcans boucliers insulaires ou proches des côtes (Paris *et al.*, 2011 ; Pérez-Torrado *et al.*, 2006). Les pentes étant relativement faibles pour expliquer ces effondrements par des processus purement gravitaires, d'autres mécanismes

ont été envisagés : variations rapides du niveau marin, changements climatiques, liens avec la dynamique éruptive et les complexes intrusifs, etc.

Plusieurs études portant sur des stratovolcans ont proposé l'existence d'un lien entre magmatisme et effondrement. Dans le cas du Mont St-Helens, la relation est bien établie : l'injection de magma dans l'édifice a entraîné sa déformation et a engendré son effondrement. Dans bien des cas, toutefois, la relation est moins évidente. Par ailleurs, il a également été proposé que le changement de pression résultant de la déstabilisation gravitaire se répercute jusqu'au sein du réservoir magmatique, modifiant ainsi les processus magmatiques et les magmas eux-mêmes (c'est par exemple le cas aux Petites Antilles ; Boudon *et al.*, 2013).

Malgré quelques travaux pionniers, ces relations sont peu documentées pour les volcans boucliers. Autrement dit, un changement dans les modalités du magmatisme, au sens large du terme, peut-il encourager ou initier un processus d'instabilité du flanc d'un volcan bouclier océanique ? De même, l'effondrement d'un volcan bouclier peut-il à son tour influencer l'évolution du système de plomberie magmatique dans le temps ? Et si oui, à quelle profondeur et sur quelle durée ? Quels sont les temps de réaction du système ?

Afin de répondre à ces questions, cette thèse se focalise sur la caractérisation de l'évolution magmatique de deux volcans boucliers océaniques, avant et après une déstabilisation massive de leurs flancs. Pour cela, deux missions d'échantillonnage ont permis la récolte de près de 80 échantillons chacune ainsi que de nombreuses données de terrain. L'ordre chronologique de ces échantillons est déterminé grâce à la datation K-Ar (voire Ar-Ar) de laves pré et post-effondrement, et à la datation relative pour les autres laves échantillonnées en séries stratigraphiques. L'étude du magmatisme est réalisée grâce à des analyses pétrologiques et chimiques. L'étude pétrologique consiste à caractériser les différentes roches par leur composition modale, leur texture et les assemblages minéralogiques. Les analyses chimiques comprennent les éléments majeurs et en traces ainsi que les isotopes du Sr, Nd et Pb des roches totales. Ces analyses permettent une meilleure compréhension des processus magmatiques mis en jeu lors de la formation des laves. Tout cela permet de reconstruire les éventuelles évolutions et d'identifier leurs possibles liens avec l'effondrement de flanc.

Les cibles choisies sont les îles de Fogo, au Cap Vert, et de Tenerife, aux Canaries, qui résultent toutes deux du fonctionnement d'un point chaud (remontée d'un panache

mantellique) dans l’Océan Atlantique. L’île de Fogo a connu une seule déstabilisation majeure, celle de Monte Amarelo, il y a environ 70 ka. L’île de Tenerife, au contraire, en a enregistré plusieurs, dont celle de Güímar, située sur la rift-zone Nord-Est, il y a 830 ka. Les volumes effondrés sont équivalents (de l’ordre de la centaine de km<sup>3</sup>). Les deux évènements sont également connus pour avoir généré des mégatsunamis attestés par des dépôts de conglomérats marins sur les îles voisines.

Ce manuscrit s’articule autour de huit parties :

**Le premier chapitre** est une revue de l’état des connaissances sur les effondrements de flanc de volcans, et plus particulièrement des volcans boucliers, en lien avec leur évolution volcano-structurale et le contexte géodynamique de point chaud. Ce premier chapitre permet aussi d’introduire la problématique de ma thèse.

**Le second chapitre** présente les deux îles étudiées et leur contexte géologique. Les deux zones d’effondrement sont ensuite décrites. Enfin, la stratégie d’échantillonnage est détaillée, ainsi que la nature des échantillons collectés.

**Le troisième chapitre** s’intéresse aux différentes techniques analytiques utilisées durant cette étude : la géochronologie des laves, les analyses chimiques sur minéraux, puis sur roche totale. Pour finir, les procédures s’appliquant aux inclusions magmatiques utilisées pour un échantillon de Fogo sont expliquées.

**Le quatrième chapitre** traite des différents résultats obtenus sur Fogo. Il s’organise autour des différentes méthodes décrites dans le chapitre précédent. Tout d’abord, l’ordre chronologique des laves et leur caractère pré ou post-effondrement sont détaillés, puis les échantillons sont classés sous différents groupes pétrographiques. Les différentes variations chimiques sont présentées, ainsi que l’évolution temporelle de ces variations.

**Le cinquième chapitre** discute des résultats des laves de Fogo précédemment décrits et leur interprétation, afin d’identifier les processus magmatiques et les sources à l’origine du volcanisme. Dans un second temps, les évolutions temporelles de ce magmatisme sont décryptées tout comme les éventuelles relations de cause à effet entre l’effondrement du Monte Amarelo et le magmatisme de Fogo.

**Le sixième chapitre** porte sur le second cas d’étude : la rift-zone Nord-Est et l’effondrement de Güímar sur Tenerife. Il présente les résultats des analyses sur les laves

en commençant par la géochronologie, la pétrologie et enfin la géochimie des échantillons. L'évolution temporelle des laves est également décrite.

**Le septième chapitre** reprend les résultats du chapitre 6 pour comprendre le fonctionnement du magmatisme de Güímar. Il s'intéresse ensuite à l'évolution temporelle de ce volcanisme et son éventuel lien avec l'effondrement de Güímar.

Enfin, la **conclusion générale** vient synthétiser ce manuscrit par la comparaison des deux cas d'étude et des propositions de perspectives. Leurs similarités et leurs différences sont décrites afin de déterminer les paramètres influant sur le lien entre effondrement de flanc et évolution temporelle du magmatisme des volcans boucliers océaniques.

## **Chapitre 1 :**

# **Les déstabilisations massives de flancs des volcans boucliers océaniques**

La morphologie générale des grands édifices volcaniques tels que les stratovolcans et les volcans boucliers traduit une succession de phases de construction et de destruction selon des rythmes variés. Ces édifices sont particulièrement instables et les causes de leur fragilisation sont multiples. On distingue classiquement les facteurs endogènes des facteurs exogènes d'instabilité ; une littérature assez abondante est consacrée au sujet (ex. Siebert, 1984; van Wyk de Vries et Francis, 1997; Keating et McGuire, 2000; Lagmay *et al.*, 2000; Quidelleur *et al.*, 2008; Merle *et al.*, 2010; Coussens *et al.*, 2016). Les facteurs endogènes sont liés à la structure et au fonctionnement du volcan (lorsque celui-ci est actif) : présence de discontinuités lithologiques et structurales fréquentes dans les édifices volcaniques, altération hydrothermale, intrusions magmatiques, étalement gravitaire le long de grandes failles listriques ou plans de décollement. Les facteurs exogènes d'instabilité sont liés au contexte tectonique régional (graben, failles transversales, etc.), ainsi qu'au contexte climatique et glacio-eustatique.

### **1.1. Exemples historiques de déstabilisations massives de flancs de volcans**

L'effondrement du flanc Nord du Mont St Helens en 1980 a été le point de référence de nombreuses études sur les déstabilisations de flancs de volcans. L'évènement a en effet été très bien documenté, très médiatisé et son retentissement fut international. Cependant, d'autres avalanches de débris historiques ont été observées et étudiées auparavant (ex. Oshima-Oshima en 1741, Unzen-Mayuyama en 1792, Bandai-san en 1888, Bezymianny en 1956) et ce phénomène n'était pas complètement inconnu de la communauté scientifique. Nous ne reviendrons pas en détail sur chacun de ces évènements, mais une typologie a été proposée en fonction des modes de déclenchement de l'effondrement (Siebert *et al.*, 1987).

1. Le type *Bezymianny* fait référence à l'éruption et l'effondrement de ce volcan situé au Kamchatka (Russie) en 1956. Le cas du Mont St Helens appartient à cette catégorie d'évènements où l'effondrement résulte de l'intrusion d'un crypto-dôme de lave dans la partie supérieure de l'édifice volcanique (ex. Voight, 1981 ; Tilling *et al.*, 1990). L'effondrement de flanc et l'avalanche de débris qui en résulte sont donc systématiquement associés à une remontée de magma et une éruption explosive, avec

panache plinien, écoulements pyroclastiques et blast (Gorshkov, 1959 ; Belousov, 1996 ; Seleznev *et al.*, 1984).

2. Le type *Bandai-san* représente un type particulier d'effondrements en lien avec des éruptions phréatiques, en référence à l'effondrement du dôme Kobandai lors de l'éruption phréatique du Bandai-san en 1888 (Sekiya et Kikuchi, 1890). Bien que n'impliquant pas de magma, cette éruption a produit de fortes explosions avec colonnes de cendres (non juvéniles), un blast lié à l'avalanche du dôme, et des pluies chaudes. Il faut souligner que le laps de temps entre les précurseurs (ex. séismes) et l'éruption phréatique est particulièrement court (15 minutes en 1888).
3. Le type *Unzen* concerne des effondrements de flancs de volcans qui ne sont pas en éruption ou pas directement impliqués dans une éruption, aussi proche soit-elle. L'exemple-type est celui du dôme Mayuyama, édifice périphérique du complexe volcanique de l'Unzen (Kyushu, Japon), dont un tiers de km<sup>3</sup> bascula dans la Baie d'Ariake en 1792 (Mishue *et al.*, 1999). L'Unzen était en éruption depuis trois mois lorsque deux séismes de forte magnitude (M~6 : Inoue, 2000) précédèrent l'effondrement du Mayuyama. La réactivation du système hydrothermal sous le dôme et l'augmentation de la pression de fluide interstitielle ont sans doute joué un rôle dans la déstabilisation (Siebert *et al.*, 1987). L'évènement est connu pour le tsunami dévastateur (14500 morts) qui fut généré par l'avalanche de débris dans la Baie d'Ariake (Tsuji et Hino, 1993).

Les volumes impliqués par ces déstabilisations historiques majeures sont compris entre quelques centaines de millions de m<sup>3</sup> et plusieurs km<sup>3</sup>, sachant que les flancs de volcans sont finalement affectés par toute une gamme d'instabilités de taille inférieure (effondrements de parois localisés, éboulements, etc.) ou s'inscrivant parfois dans une évolution plus longue (creeping, glissements rétrogressifs lents, étalement gravitaire). Avec quatre déstabilisations majeures en moins de 13 ka, le flanc Nord du Stromboli illustre bien la récurrence et l'implantation spatiale préférentielle de l'instabilité sur un flanc d'édifice volcanique (Romagnoli *et al.*, 2009 ; Tibaldi, 2001).

Les causes exactes d'un effondrement massif de flanc ne sont pas toujours clairement identifiées, tout comme la nature des processus éruptifs éventuellement associés. L'exemple de l'effondrement de Ritter Island (Papouasie-Nouvelle Guinée) en

1888 illustre bien ces incertitudes : l'effondrement fût particulièrement volumineux ( $5 \text{ km}^3$ ) réduisant l'île à un arc rocheux d'à peine 2 km de long pour 140 m de haut, avec aucun séisme ressenti, mais des bruits d'explosions et aucune activité volcanique majeure visible en surface (Cooke, 1981 ; Johnson, 1987 ; Day. *et al.*, 2015). Le tsunami ravagea les côtes de la Mer de Bismarck jusqu'à une distance de 500 km (Ward et Day, 2003). Cet évènement se situe finalement à mi-chemin entre les avalanches de débris historiques citées précédemment et les déstabilisations massives de flancs de volcans boucliers océaniques sous-marins, etc. L'épaisseur et la structure interne des dépôts d'avalanches de débris sous-marins sont souvent mal contraintes (ex. difficulté à discerner la base sur les données sismiques, structure globalement très chaotique rendant l'interprétation délicate). Les dépôts d'effondrements de type *slump* sont relativement moins étendus vers l'aval (rapport H/L élevé) et ils sont structurés en mégablocs ou panneaux basculés séparés par des escarpements transverses, tel que le complexe du Waianae slump au large d'Oahu (Moore *et al.*, 1989 ; Coombs *et al.*, 2004). Le glissement progressif du flanc Sud du Kilauea (Hilina slump, Hawaï : Moore *et al.*, 1989) représenterait le stade précoce de ces grands effondrements massifs liés à l'étalement gravitaire de l'édifice. Enfin, il existe des dépôts s'apparentant à de gigantesques coulées de débris plurilobées, dotées d'une longue distance de propagation (rapport H/L faible) et encadrées par des levées latérales (ex. dépôts d'Icod sur le flanc Nord de Tenerife aux Canaries : Watts et Masson, 1995, 2001).

## 1.2. Evidences de déstabilisations massives de flancs des volcans boucliers océaniques

Le volcanisme se manifeste par la construction d'édifices de taille et de morphologie très diverses qui subissent différentes phases de construction et de destruction, avec parfois des déstabilisations rapides voire instantanées. Malgré une dynamique rarement explosive et des pentes relativement faibles, les volcans boucliers n'échappent pas à cette règle. Les déstabilisations massives de flancs de boucliers océaniques impliquent des volumes de plusieurs dizaines voire centaines de  $\text{km}^3$ , dépassant largement Ritter Island et ses  $5 \text{ km}^3$ . On comprend dès lors l'enjeu potentiel en termes de risque (tsunami) que peuvent susciter ces déstabilisations géantes. Cependant,

l'absence d'évènement historique faisant office de référence limite notre connaissance au prisme des observations géologiques.

### 1.2.1. Les dépôts détritiques sous-marins

Les données de géophysique sous-marine ont mis en évidence dès les années 1980-1990 des épandages de dépôts détritiques autour des volcans boucliers océaniques tels que Hawaï, les Canaries, la Réunion et plus récemment le Cap Vert (ex. Moore *et al.*, 1989 ; Holcomb et Searle, 1991 ; Carracedo *et al.*, 1999 ; Masson, *et al.*, 2002 ; McMurtry *et al.*, 2004 ; Oehler *et al.*, 2004 ; Paris *et al.*, 2005a ; Masson. *et al.*, 2008 ; Hunt *et al.*, 2013). On peut distinguer plusieurs types de dépôts (Figure 1.1). Les dépôts d'avalanches de débris au sens strict du terme ont des caractéristiques proches des avalanches que l'on connaît à terre (en terme de forme générale et de morphologie de surface en hummocks), avec toutefois des dimensions supérieures (Figure 1.2). Leur partie amont est fortement remaniée par des processus postérieurs (autres déstabilisations, courants de turbidité, édifices volcaniques).

### 1.2.2. Les cicatrices de déstabilisations

On retrouve parfois la trace de ces grandes déstabilisations à terre, sous la forme d'escarpements côtiers (ex. Taganana au Nord de Tenerife), de plaines côtières (ex. Orotava et Güímar à Tenerife : Carracedo. *et al.*, 2011), d'amphithéâtres d'érosion (Caldera de Taburiente à La Palma : Paris et Carracedo, 2001) ou de discontinuités structurales majeures séparant les matériaux pré et post-effondrement (Gomera : Paris *et al.*, 2005b). Les escarpements latéraux épousent des formes tantôt rectilignes, tantôt arquées (forme en croissant), avec des ruptures suggérant plusieurs évènements successifs. La morphologie de ces cicatrices de déstabilisations dépend en effet de facteurs structuraux (géométrie du système intrusif et des rift-zones, répartition des contraintes dans l'édifice) et de la compétition entre le volcanisme post-effondrement et l'érosion (Paris *et al.*, 2005a). Il faut souligner que les volumes « manquants » à terre coïncident rarement avec les volumes déposés au large, du fait des remaniements ultérieurs, du *bulking* par cannibalisme (incorporation de sédiments marins) et des incertitudes liées aux données disponibles.

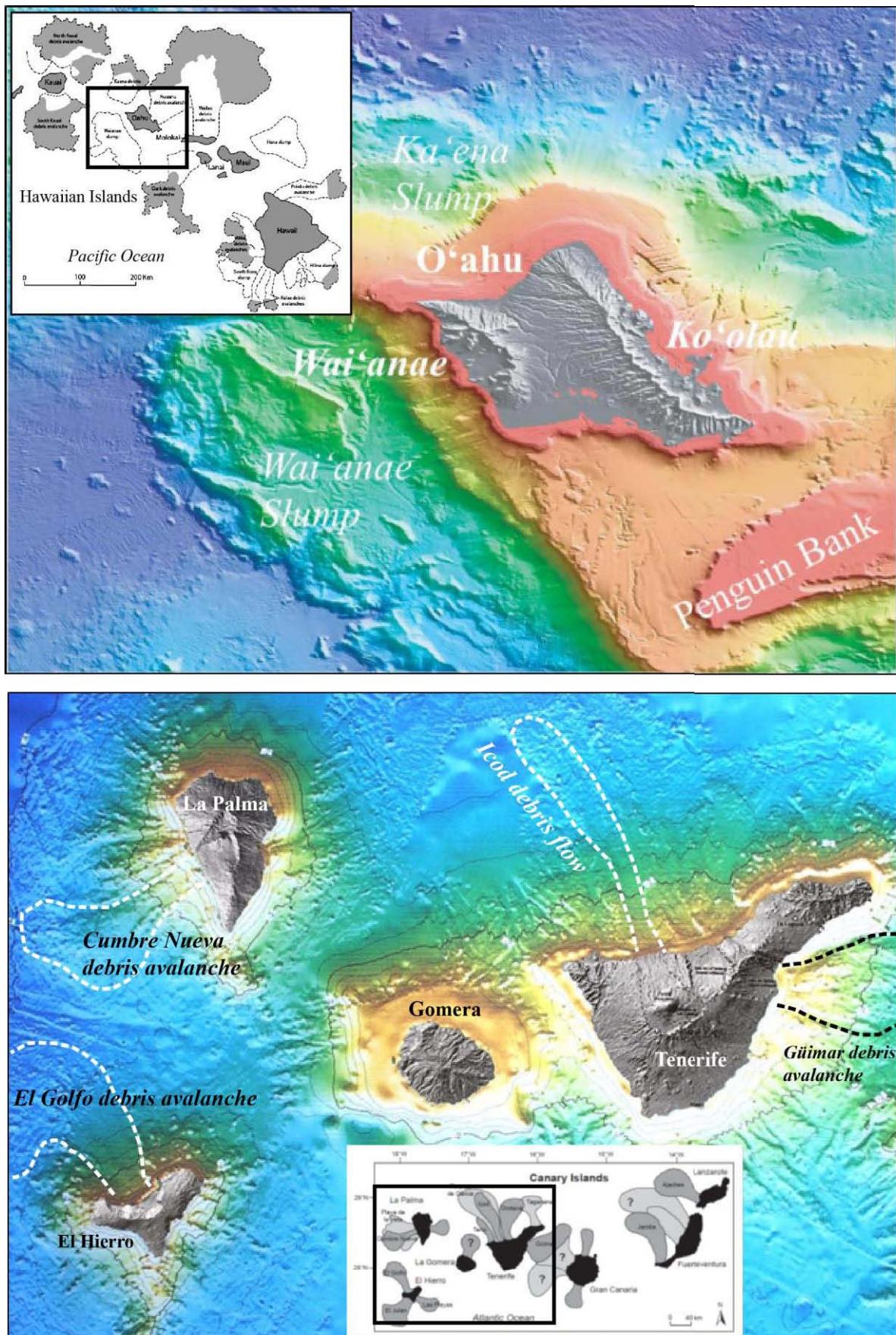


Figure 1.1 : Exemples de dépôts détritiques sous-marins issus de déstabilisations massives de flancs de volcans boucliers océaniques à Hawaï et aux Canaries (modifié d'après Moore *et al.*, 1989; Masson *et al.*, 2002).

### 1.2.3. Les dépôts de mégatsunamis

Les dépôts de méga-tsunamis sont un autre témoin de ces déstabilisations massives de flancs de volcans boucliers océaniques. Les premiers travaux sur les dépôts de mégatsunamis d'îles océaniques ont été réalisés à Hawaii, où des conglomérats fossilifères affleurent jusqu'à des altitudes dépassant localement les 300 m (Lanai, Molokai : Moore *et al.*, 1989, 1994). L'hypothèse des mégatsunamis s'oppose à l'hypothèse de l'*uplift* (soulèvement par flexure lithosphérique) d'anciens littoraux ; le débat n'étant toujours pas résolu (ex. Grigg et Jones, 1997 ; McMurtry *et al.*, 2004 ; Felton *et al.*, 2006). Plusieurs conglomérats marins fossilifères, auparavant inconnus ou interprétés comme des niveaux marins s.s, ont été étudiés aux Canaries (Figure 1.3: Paris. *et al.*, 2004 ; Pérez-Torrado *et al.*, 2006), au Cap Vert (Paris *et al.*, 2011 ; Ramalho *et al.*, 2015) et à l'Île Maurice (Paris *et al.*, 2013). Ils sont les témoins de tsunamis générés par des déstabilisations massives de flancs d'îles voisines (respectivement Tenerife, Fogo et La Réunion) et leurs caractéristiques ne sont pas sans rappeler celles de leurs analogues sableux (dépôts de tsunami liés à des séismes récents tels que Sumatra 2004 ou Japon 2011) : traces d'érosion du substratum, structuration interne en plusieurs unités, composition hétérogène (sédiments marins, côtiers, colluvions), fossiles marins jamais en position de vie ou de croissance, orientation préférentielle des clastes tantôt vers les terres, tantôt vers la mer, etc. L'étude des dépôts de tsunami apporte des contraintes aux simulations numériques de tsunami. Plusieurs scénarios de déstabilisations et de tsunamis ont ainsi été testés aux Canaries (Giachetti *et al.*, 2011 ; Paris *et al.*, 2017) et au Cap Vert (Paris *et al.*, 2011), en prenant soin de varier les types de rhéologie, les zones sources (sous-marin ou subaérien) et les volumes impliqués. Quels que soient les cas simulés, la rhéologie joue certes sur la géométrie des vagues générées, mais dans une moindre mesure par rapport au type de glissement. En toute logique, les scénarios de déstabilisations multiphasées (glissements rétrogressifs) produisent des vagues d'amplitude bien inférieure à celles des glissements massifs et reproduisent plus fidèlement la répartition spatiale des dépôts de tsunamis (Figure 1.4). La structure des dépôts de tsunamis à terre et des dépôts de turbidites abyssales suggèrent souvent une mise en place multiphasée (ex. Tenerife et Gran Canaria : Giachetti *et al.*, 2011 ; Hunt *et al.*, 2011, 2013), avec des écarts de temps très variables entre chaque

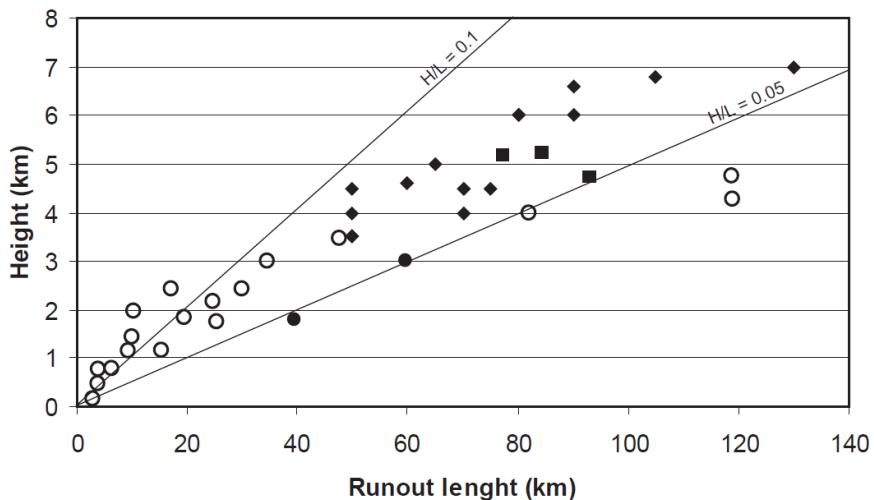


Figure 1.2 : Hauteur de chute initiale (H) et distance de propagation (L) de déstabilisations massives de flancs de volcans (d'après Paris *et al.*, 2005a). Losanges noirs : îles Canaries (Masson *et al.*, 2002) ; ronds noirs : la Réunion (Labazuy, 1996) ; carrés noirs : Hawaii (Smith *et al.*, 1999) ; cercles noirs : divers stratovolcans (Siebert, 1984).

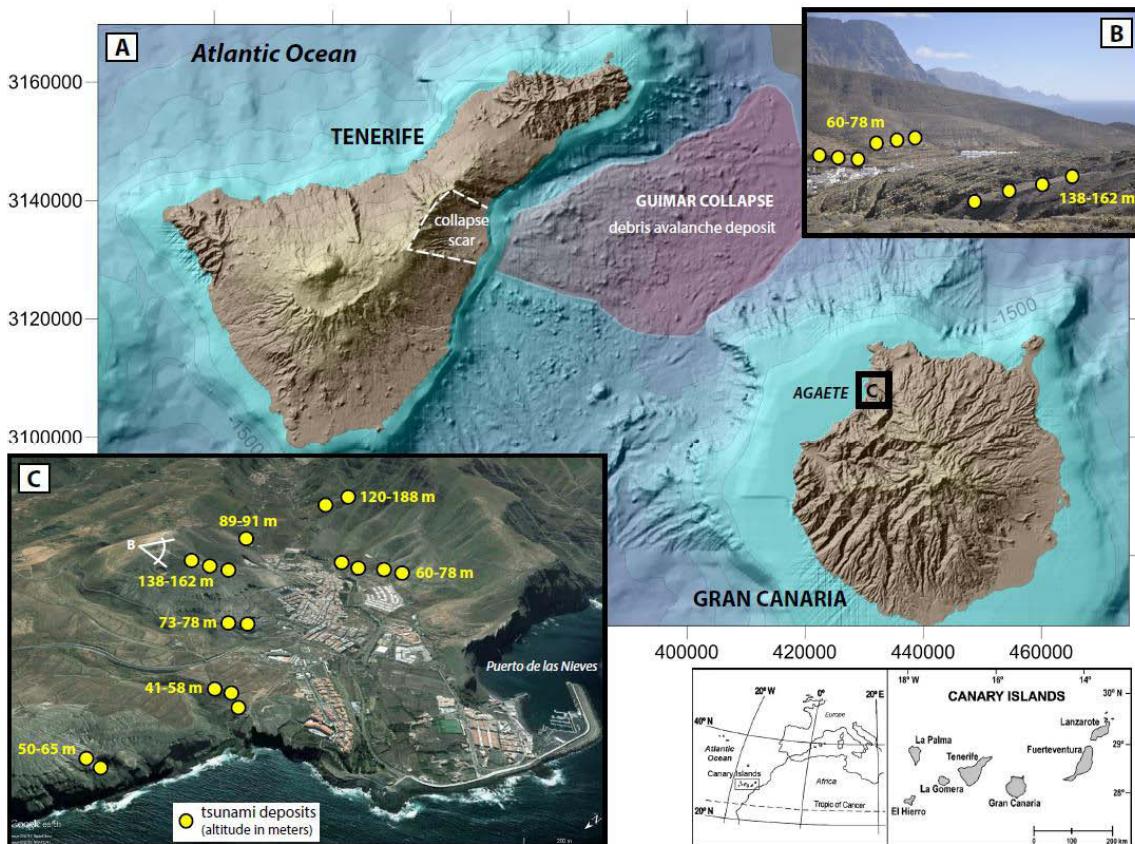


Figure 1.3 : Altitude de dépôts de mégatsunami sur la côte Ouest de Gran Canaria, engendré par une déstabilisation massive du flanc Est de Tenerife (Güímar effondrement, 830 ka : Paris *et al.*, 2004 ; Pérez-Torrado *et al.*, 2006 ; Carracedo *et al.*, 2011).

déstabilisation (ex. paléosol intercalé entre deux unités de tsunami à Gran Canaria). Une étude récente sur des dépôts de tsunami au Nord-Ouest de Tenerife a montré le lien entre une éruption Plinienne majeure, un processus de déstabilisation rétrogressive du flanc Nord de l'île et deux tsunamis majeurs (Paris *et al.*, 2017). Le paroxysme éruptif, produisant une ignimbrite très riche en lithiques, intervient après un premier glissement sous-marin et un premier tsunami et semble concomitant avec le glissement de la partie subaérienne de l'édifice et un second tsunami (dont les dépôts sont particulièrement riches en pences issues de l'éruption en cours). C'est un scénario volcano-tectonique inédit pour un volcan bouclier océanique.

### **1.3. Contexte géodynamique et modèles d'évolution des volcans boucliers océaniques**

#### **1.3.1. Quelques rappels sur le magmatisme de point chaud**

Les volcans-boucliers océaniques sont l'expression de surface de panaches mantelliques ou points chauds (ex. Morgan, 1971 ; Sleep, 1990 ; Wilson, 1963 ; Courtillot *et al.*, 2003 ; Campbell et Davies, 2006). Les mouvements de convection au sein du manteau terrestre permettent une remontée de matériel chaud qui va subir une fusion partielle par décompression au niveau du manteau supérieur et s'étaler latéralement à la base de la lithosphère rigide. Ce phénomène peut se traduire par la formation d'un bombement topographique en surface (par compensation lithostatique) accompagné d'un fort flux de chaleur. Le volcanisme de point chaud génère un alignement de différents volcans boucliers traduisant le mouvement des plaques lithosphériques. Les alignements insulaires de Hawaï et de la Société (Polynésie française) sont généralement pris comme exemple car la vitesse de migration de la plaque Pacifique est en accord avec les âges de formation des îles (Duncan et McDougall, 1974 ; Brousse et Léotot, 1988). Les points chauds sont donc des marqueurs de la cinématique des plaques. Cependant, la nature et la dynamique de la lithosphère océanique, la proximité d'une marge continentale, la source, le flux (et ses variations dans le temps) et la géométrie du panache mantellique sont autant de facteurs de diversité entre les différentes constructions volcaniques liées aux points chauds.

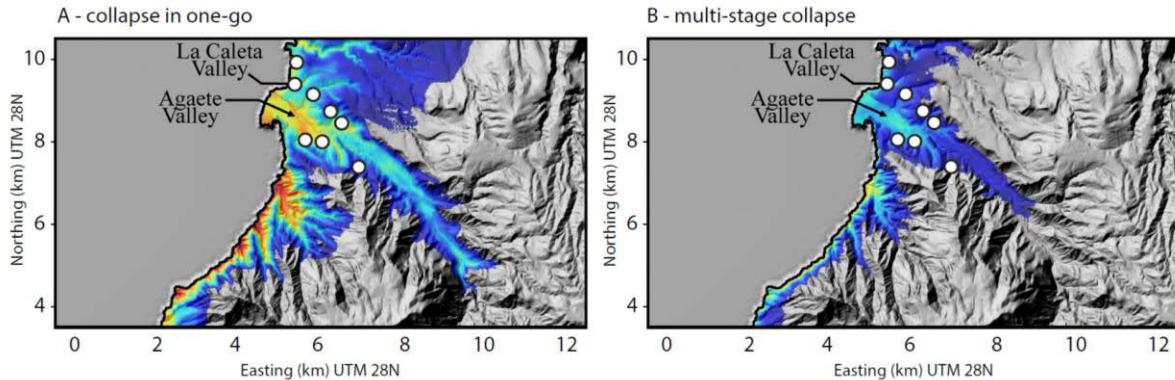


Figure 1.4 : Simulations numériques du tsunami généré par le glissement massif de Güímar et inondation dans la vallée d'Agaete (Fig. 1.3). A gauche : glissement massif. A droite : glissement rétrogressif (multiphasé). Les points blancs indiquent les dépôts de tsunami, d'après Giachetti *et al.* (2011).

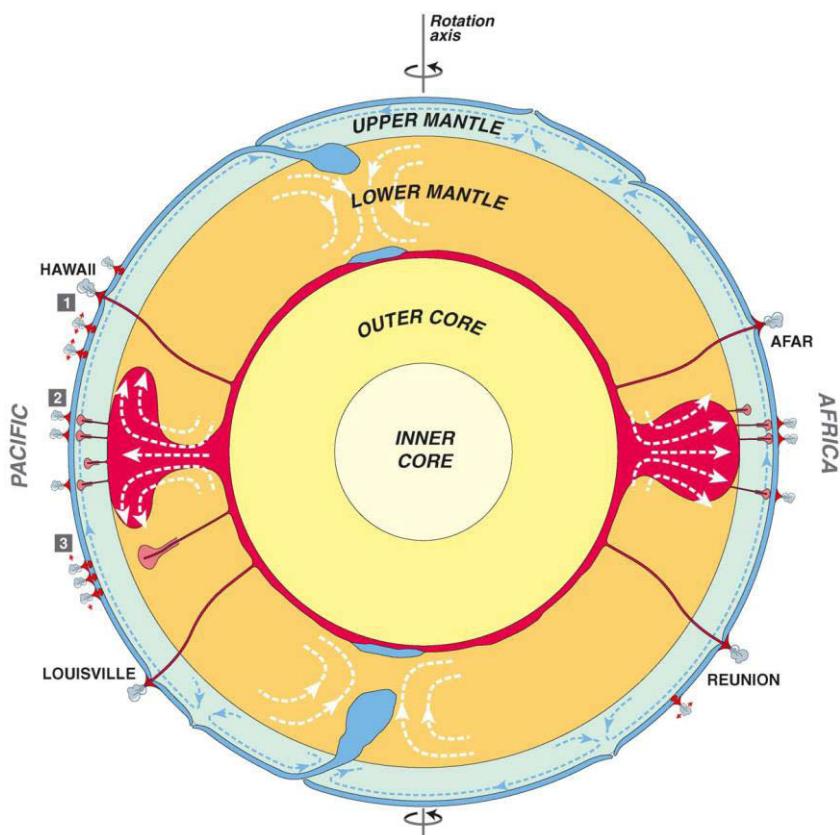


Figure 1.5 : Schéma représentatif des trois types de point-chaud. 1: point chaud primaire ; 2: point chaud intermédiaire ; 3 : point chaud superficiel. D'après Courtillot *et al.* (2003).

Plusieurs modèles dynamiques du manteau ont été proposés, faisant intervenir des mouvements de convection avec un ou deux étages (ex. Allègre, 1997 ; Albarède et van der Hilst, 2002) . Courtillot *et al.* (2003) distinguent plusieurs types de points chauds (Figure 1.5) :

- (1) Les points chauds primaires tels que Hawaii ou la Réunion sont l'expression directe de panaches remontant depuis la couche D'' (interface noyau-manteau à 2900 km de profondeur) ;
- (2) Les points chauds intermédiaires naissent de super-panaches qui s'étalent à la limite entre le manteau inférieur et le manteau supérieur et égrènent leurs manifestations de surface sous la forme d'archipels dispersés (ex. Polynésie) ;
- (3) Les points chauds superficiels naissent de petits panaches fortement influencés par le contexte lithosphérique (ex. Comores, Canaries).

Malgré les résultats probants des simulations numériques et expérimentales de panaches (Campbell et Davies, 2006), le débat sur la dynamique et l'existence même des panaches reste ouvert, en grande partie parce que les données de tomographie sismique n'ont pas encore convaincu toute la communauté (ex. Foulger, 2005 ; Julian, 2005). Dans ce contexte, l'étude pétrologique et géochimique des laves issues du volcanisme de point chaud ou OIB (*Ocean Island Basalts*) est d'un intérêt majeur pour appréhender la nature du manteau. Les OIB présentent une assez large diversité de compositions chimiques (éléments majeurs et traces) et isotopiques. On distingue généralement deux séries d'OIB (Chen *et al.*, 1991; Greenough *et al.*, 2005) :

- (1) La série des tholéiites se rapproche des MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*) en terme de composition en éléments majeurs ;
- (2) La série des basaltes alcalins, moins riches en silice que les tholéiites et enrichis en alcalins et autres éléments incompatibles (terres rares légères) car issus d'un plus faible degré de fusion à plus grande profondeur (Figure 1.6).

Les principaux minéraux présents dans les OIB apparaissent sous la forme de phénocristaux d'olivine, de pyroxène et de plagioclase ; minéraux que l'on retrouve aussi dans la fraction microcristalline de la mésostase avec les oxydes ferro-titanés (ainsi que des feldspaths alcalins, voire des felspathoïdes). Les termes les plus sous-saturés de la série des

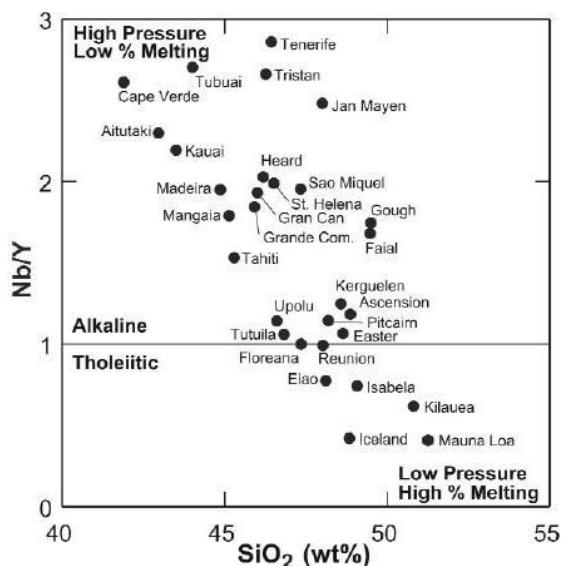


Figure 1.6 : Nb/Y versus SiO<sub>2</sub> dans les OIB (Ocean Island Basalts), illustrant la différence entre les basaltes alcalins et les tholéiites en terme de pourcentage et de profondeur (pression) de fusion. D'après Greenough *et al.* (2005).

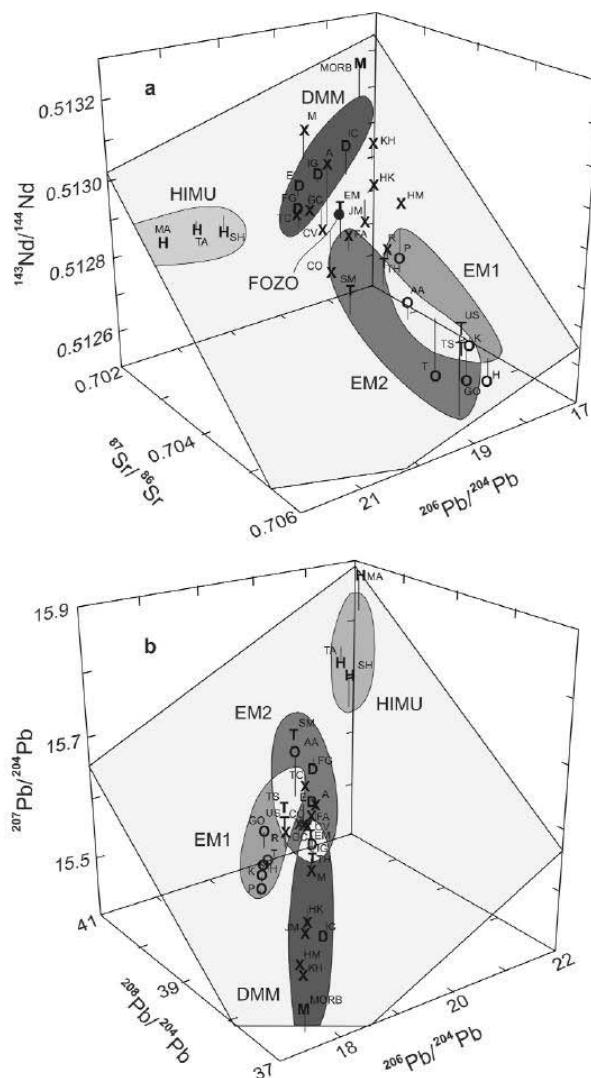


Figure 1.7 : Rapports isotopiques Pb, Sr, Nd des OIB. DMM : Depleted MORB Mantle ; EM1 : Enriched Mantle 1 ; EM2 : Enriched Mantle 2 ; HIMU : high  $\mu$  ( $\mu=238U/204Pb$ ) ; FOZO : Focal Zone composition. D'après Greenough *et al.* (2005).

basaltes alcalins sont des basanites ou néphélinites, évoluant vers des trachybasaltes (mugéarites, benmoréites) ou téphrites, puis des trachytes ou des phonolites. La composition en éléments traces des OIB confirme qu'ils dérivent bien d'un manteau « enrichi » avec cependant des hétérogénéités liés aux interactions du panache avec le manteau supérieur (Griffiths et Campbell, 1991 ; Class et Goldstein, 1997). Les compositions isotopiques des OIB mettent en évidence plusieurs pôles (Hofmann 2003 ; Zindler et Hart, 1986) (Figure 1.7): un pôle se rapprochant des MORB et de DMM (*Depleted MORB Mantle*) et qui correspond aux tholéïites ; deux pôles particulièrement enrichis que sont EM1 (*Enriched Mantle 1* : incorporation de sédiments pélagiques) et EM2 (*Enriched Mantle 2* : incorporation de sédiments terrigènes) ; et le pôle excentré HIMU (*high  $\mu$* , avec  $\mu = {}^{238}\text{U} / {}^{204}\text{Pb}$ ) attestant d'un recyclage de croûte océanique altérée (Chauvel *et al.*, 1992). Les corrélations entre les rapports d'éléments traces très incompatibles (ex. Zr/Nb, Ba/La, La/Nb) et les rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb permettent aussi de discriminer ces pôles (Hofmann *et al.*, 1986). Des corrélations entre la signature isotopique et certains éléments majeurs ont été proposées (Kogiso *et al.*, 1997) étayant l'hypothèse d'un manteau hétérogène en terme d'éléments majeurs et de volatils (Jackson et Dasgupta, 2008). L'épaisseur de la lithosphère océanique est également considérée comme un facteur de diversité compositionnelle des OIB (Humphreys et Niu, 2009).

### 1.3.2. Modèles d'évolution des volcans boucliers océaniques et liens avec l'instabilité

Les caractéristiques de la lithosphère (épaisseur, âge, composition, rhéologie, vitesse de déplacement) influencent aussi directement sur l'évolution des volcans boucliers océaniques, de concert avec la productivité magmatique et les processus exogènes (Figure 1.8: érosion marine et subaérienne, transferts sédimentaires, constructions récifales, etc.). Le premier modèle d'évolution d'un volcan bouclier océanique a été développé par Stearns (1946) à partir de l'exemple des îles Hawaï. Le modèle a été révisé notamment par Clague et Sherrod (2014) qui distinguent cinq stades d'évolution (Figure 1.9). Le stade initial représente la croissance sous-marine de l'édifice et s'étale sur 100 à 250 ka à Hawaï (Frey *et al.*, 1990 ; Guillou *et al.*, 1997). Les laves émises sont des basaltes alcalins. Dans le cas

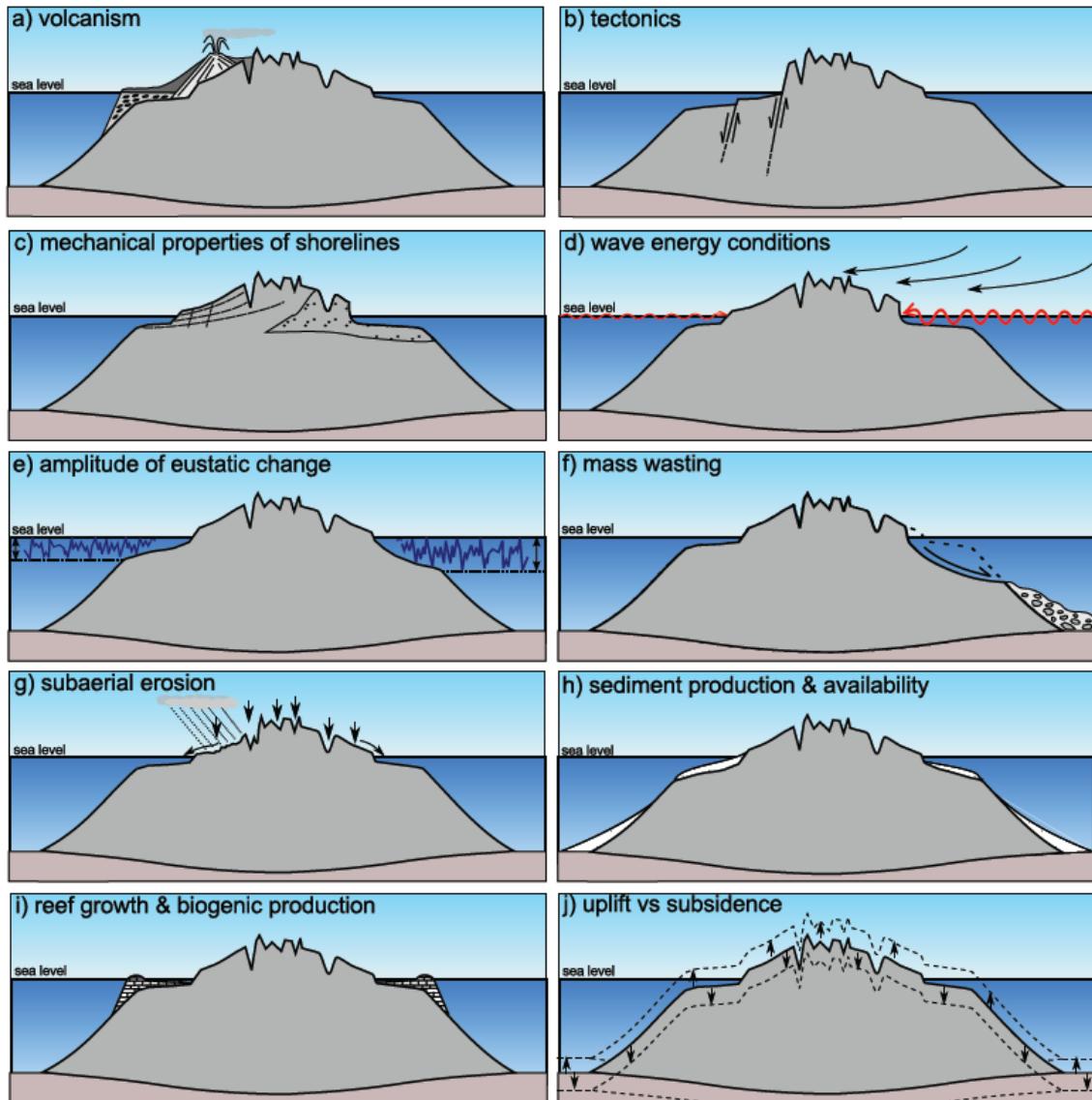


Figure 1.8 : Schémas des facteurs contrôlant l'évolution morphologique d'une île volcanique (Ramalho *et al.*, 2013).

d'Hawaï, le passage à des laves tholéitiques et des taux de production plus élevés marquent la transition vers le stade dit « bouclier », qui couvre l'essentiel des phases de construction de l'édifice. Ce stade débute alors même que l'activité sous-marine n'est pas terminée. Durant cette période, les rifts-zones et calderas marquent les principales contraintes structurales de l'édifice. L'activité intense est due à la proximité du panache mantellique. Le ralentissement de la production magmatique *stade post-bouclier* se traduit par des laves plus différenciées (hawaïites, mugéarites, voire trachytes). Les zones superficielles de stockage (1-7 km) du stade bouclier ne sont plus présentes, laissant seulement de petits réservoirs profonds (20-30 km). Ce stade est suivi d'une période de repos et le stade de régénérescence d'une brève activité volcanique tardive. Le « stade d'érosion » reflète (Clague *et al.*, 2014) l'apparition d'un récif frangeant la cessation de l'activité volcanique et de l'érosion pouvant donner naissance à des canyons, des effondrements et des mégastunamis. Il a été démontré par Paris (2002) que les transferts sédimentaires (instabilité, érosion) sont en fait d'autant plus importants que la croissance de l'édifice est rapide. Les phases d'intrusions magmatiques répétées peuvent même entraîner un soulèvement de l'île (ex. La Palma aux Canaries : Staudigel *et al.*, 1986) et ainsi accélérer les processus d'érosion (Paris 2002). Le ralentissement de la production magmatique permet simplement aux formes d'érosion de se développer sans être fossilisées par l'ajout de nouveaux produits éruptifs. La construction d'un volcan bouclier type Hawaï dure au total de 1 à 1,5 Ma (Moore et Clague, 1992 ; Guillou *et al.*, 1997). Les stades de régénérescence volcanique sont presque négligeables en terme de volumes dans le cas d'Hawaï et le bouclier s'enfonce inexorablement sous les effets conjugués de l'érosion et de la subsidence thermique de la lithosphère (McNutt et Menard, 1978). Ce modèle vaut avant tout pour l'archipel d'Hawaï et ses déclinaisons sont multiples en fonction du contexte géodynamique. Situées sur une plaque à déplacement lent (plaque africaine), les îles Canaries connaissent ainsi des taux de croissance largement inférieurs à ceux des îles d'Hawaï et leurs stades d'évolution sont plus prolongés dans le temps, en particulier les stades de régénérescence (Carracedo *et al.*, 1998 ; Paris *et al.*, 2005a).

Par ailleurs, le modèle de Clague and Sherrod (2014) intègre peu l'impact morphologique des déstabilisations massives qui affectent un volcan bouclier océanique dès ses premiers stades de construction. Plusieurs études ont formulé des hypothèses pour faire le lien entre les processus éruptifs et intrusifs, et les mouvements de flancs d'un

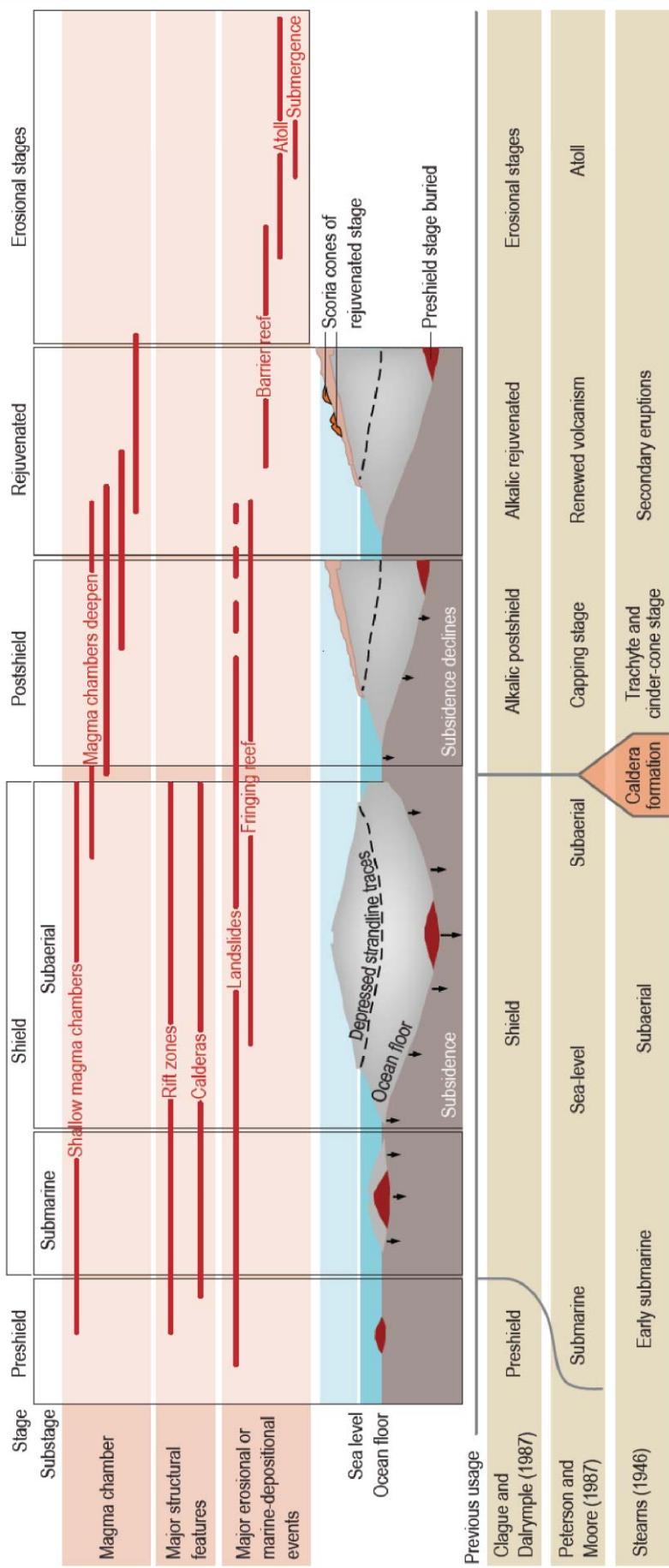


Figure 1.9 : Modèle d'évolution des volcans boucliers océaniques d'Hawaï proposé par Clague et Sherrod (2014). Les flèches matérialisent la subsidence mécanique imposée par la construction de l'édifice mécanique sur une lithosphère élastique.

volcan bouclier et de ses rift-zones. L'influence éventuelle de facteurs externes tels que les variations eustatiques a été suggérée (ex. McMurtry *et al.*, 2004) mais reste controversée (Hunt *et al.*, 2013). La grande majorité des travaux considèrent surtout le rôle du système intrusif dans l'instabilité de l'édifice.

On distinguera la vision « passive » des rift-zones de la vision « active », bien que cette formulation n'ait jamais été utilisée. Dans la vision passive, l'évolution de la rift-zone est contrôlée par le système intrusif intra-édifice (Walker, 1992) qui adopte des géométries variables selon le contexte géodynamique local (fracturation pré-existante de la croûte océanique, fracturation liée au bombement du point chaud). Carracedo (1994) a proposé un modèle de géométrie à trois branches émanant d'un soulèvement central lié au point chaud (ex. Tenerife). L'instabilité est alors particulièrement marquée à la jonction entre les rift-zones (Figure 1.10 : El Hierro aux Canaries). Dieterich (1988) souligne le rôle éventuel de plans de décollement profondément enracinés dans l'édifice venant accommoder l'activité intrusive.

Grâce à l'apport des méthodes expérimentales et numériques, les études plus récentes présentent une vision plus active de la rift-zone, avec des interactions entre la dynamique structurale et la dynamique intrusive. Ainsi, l'étalement gravitaire de l'édifice aurait une influence importante sur la dynamique et la géométrie des essaims de dykes (Klügel *et al.*, 2005 ; Walter et Troll, 2003 ; Delcamp *et al.*, 2012). Les déstabilisations massives de flancs entraînent une réorganisation du champ de contraintes au sein de l'édifice (Figure 1.11), à même de modifier la géométrie du système intrusif (Day *et al.*, 1999 ; Walter et Schmincke, 2002 ; Walter, 2005). Chaput *et al.* (2014a) ont mis en évidence des permutations cycliques d'un régime intrusif vertical (dykes) à horizontal (sills) au Piton des Neiges (île de la Réunion). Des intrusions de sills le long de grands plans de cisaillement faiblement inclinés ont été mis en évidence dans la partie superficielle du massif du Piton des Neiges (Chaput *et al.*, 2014b ; Famin et Michon, 2010 ; Berthod *et al.*, 2016). Ces intrusions répétées auraient des conséquences sur l'instabilité gravitaire du volcan, et les déformations observées en 2007 au Piton de la Fournaise sont compatibles avec les modèles inverses de déformation liés à de telles intrusions (Figure 1.12: Cayol *et al.*, 2014). Clague et Denlinger (1994) ont suggéré l'existence d'une zone asismique de cumulats d'olivines à la base d'un plan de décollement sous le Kilauea. Le fluage de la zone cumulative participerait au glissement progressif du flanc Sud-Est du volcan, créant ainsi

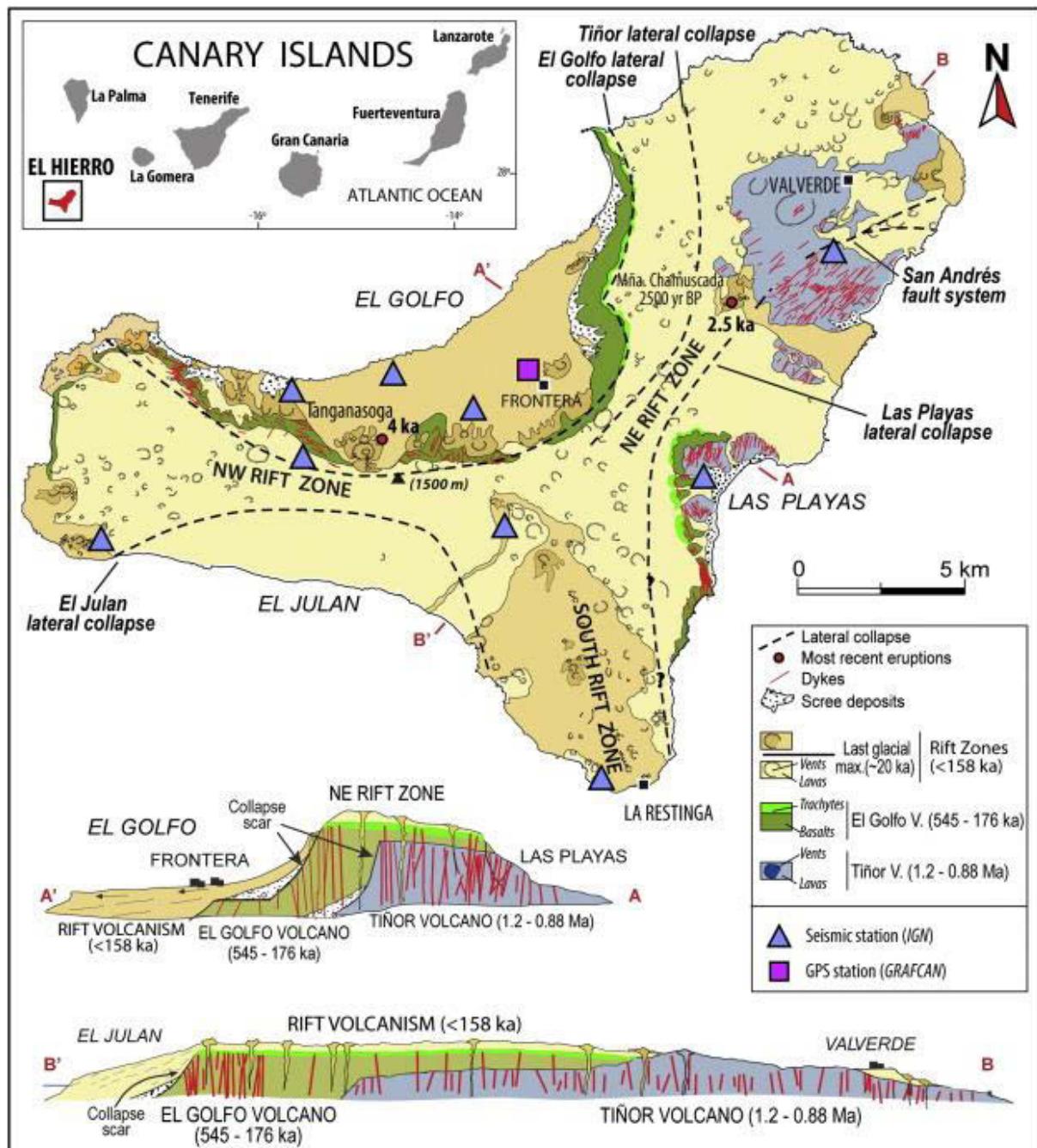


Figure 1.10 : Exemple de volcan bouclier à trois rift-zones séparées par des déstabilisations massives de flancs : El Hierro, îles Canaries. D'après Carracedo et al. (2001 et 2015). Les intrusions de dykes et les centres éruptifs sont concentrés le long des rift-zones.

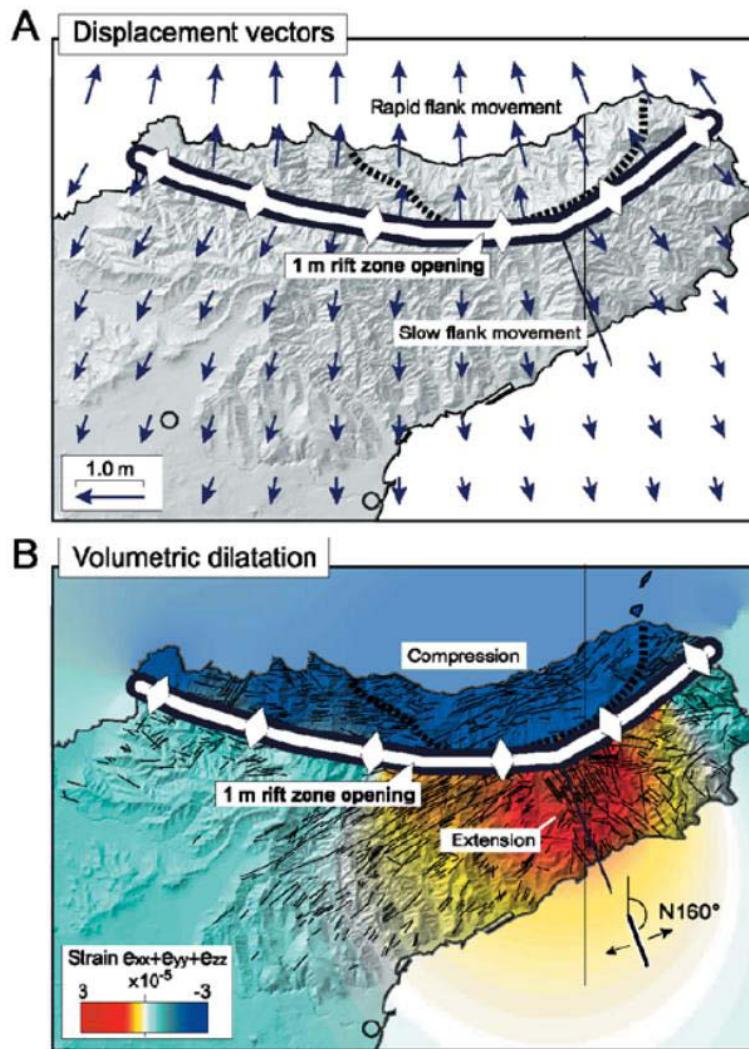


Figure 1.11 : Simulation numérique des déplacements induits par une déstabilisation massive de flanc d'un volcan bouclier (en l'occurrence le flanc Nord) et réorganisation des contraintes permettant l'ouverture par extension d'une troisième rift-zone au Sud (Walter *et al.*, 2005).

une zone d'extension empruntée par le magma dans la zone amont qui favorise elle-même l'instabilité du flanc. La croissance de l'édifice est donc à la fois exogène (accumulation de produits éruptifs) et endogène (intrusions magmatiques), les intrusions répétées pouvant représenter jusqu'à 13% du volume total de l'édifice (Annen *et al.*, 2001). Les rythmes d'accumulation de laves en surface peuvent être estimés assez facilement ; en 2D le long des parois dégagées par l'érosion ou les effondrements, ou en 3D après reconstruction des paléo-topographies (Paris, 2002). Des « pulses » de productivité élevée sur plusieurs dizaines voire centaines de milliers d'années ont ainsi été mis en évidence aux Canaries (Guillou *et al.*, 1998 ; Paris, 2002 ; Carracedo *et al.*, 2011), mais aussi en Polynésie (Guillou *et al.*, 1990 ; Hildenbrand *et al.*, 2004) et à Hawaï (Sharp *et al.*, 1996 ; Guillou *et al.*, 1997).

### 1.3.3. Vers une approche pétro-géochimique des déstabilisations massives

Plusieurs études ont déjà souligné les variations de composition des laves et les réorganisations du système magmatique avant et après une déstabilisation majeure d'édifice volcanique, sur des stratovolcans d'arc comme sur des volcans boucliers océaniques (Presley *et al.*, 1997 ; Hildenbrand *et al.*, 2004 ; Longpré *et al.*, 2009 ; Manconi *et al.*, 2009 ; Boudon *et al.*, 2013). Certains auteurs ont également évoqué le rôle de la formation de réservoirs magmatiques superficiels dans la déstabilisation des volcans boucliers (Amelung et Day, 2002 ; Longpré *et al.*, 2009). Si l'on en croit les simulations numériques, les volumes emportés et la décompression lithostatique, qui résultent des déstabilisations massives, seraient à même de modifier les conditions de stockage du magma (jusqu'à une différence de 0,1 MPa au sein d'un réservoir situé à 20 km de profondeur), voire d'expliquer l'augmentation des taux de production de lave après un effondrement majeur (Manconi *et al.*, 2009 ; Pinel et Albino, 2013). La décompression du gigantesque effondrement du bouclier Waianae à Oahu (Hawaï) aurait entraîné une augmentation du taux de fusion de l'ordre de 1%, compatible avec les variations observées du rapport Nb/Zr (Presley *et al.*, 1997). Ce processus est finalement comparable aux périodes de recrudescence du volcanisme après les déglaciations majeures (Hardarson et Fitton, 1991).

Cependant, les exemples « naturels » montrent que les vitesses de remplissage des cicatrices de glissements par les laves post-effondrement sont très contrastées, certaines

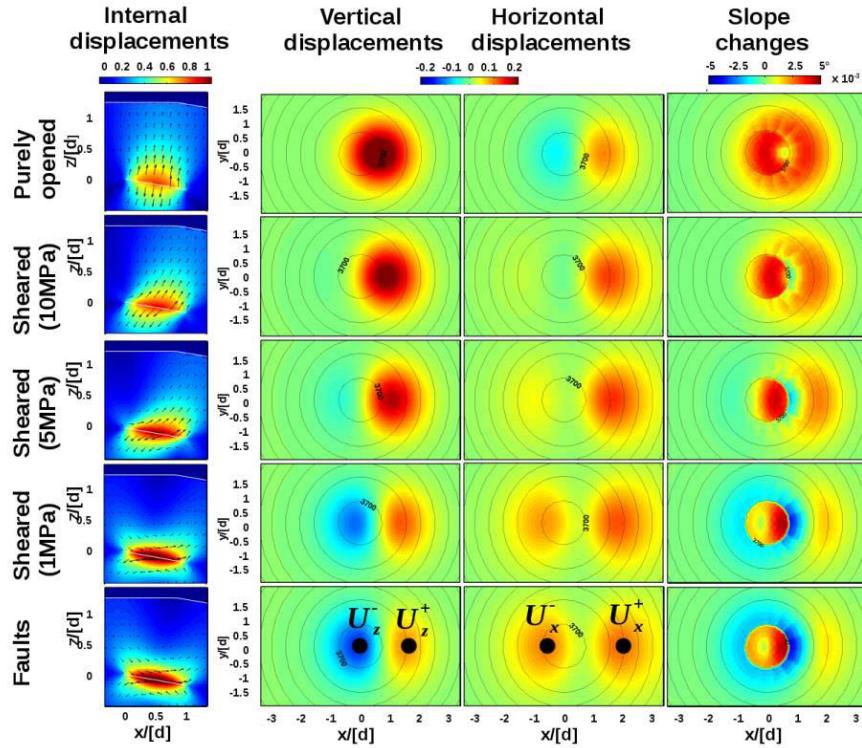


Figure 1.12 : Modélisations numériques des déplacements engendrés par différents types d'intrusions sous un volcan bouclier tel que le Piton de la Fournaise (Cayol *et al.*, 2014).

cicatrices étant rapidement comblées (ex. Teno à Tenerife), d'autres beaucoup moins (ex. Güímar à Tenerife, cf. chapitre 2). Aux Petites Antilles, Boudon *et al.* (2013) mettent en évidence des tendances différentes d'un volcan à un autre. Le second effondrement majeur des flancs de la Pelée ancienne est suivi d'une production de laves denses et basiques à des taux élevés, conduisant à la construction rapide d'un nouvel édifice. La soufrière de Ste-Lucie et les Piton du carbet montrent quant à eux des laves post-effondrement plus denses, visqueuses, acides et riches en phénocristaux que les laves pré-effondrement (Figure 1.13: Boudon *et al.*, 2013). Dans un contexte différent, Longpré *et al.* (2009) et Manconi *et al.* (2009) signalent également des laves plus denses et nettement plus riches en phénocristaux (ankaramites) après les déstabilisations massives de volcans boucliers canariens (Figure 1.14). A El Hierro, l'apparition de laves différenciées (trachytes) précède l'effondrement d'El Golfo de plusieurs dizaines de milliers d'années (Carracedo *et al.*, 2001 ; Manconi *et al.*, 2009), tandis que les laves post-effondrement sont de composition basanitique, plus denses et très riches en phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène. La décompression liée à l'effondrement pourrait également jouer sur l'exsolution des gaz et ainsi favoriser la remontée de magmas type ankaramites stockés à la base de la croûte (Longpré *et al.*, 2009). Reste à savoir comment ce magma se charge en phénocristaux, d'origine certainement cumulative. Le schéma proposé à El Hierro et au Teno ne se reproduit pas sur tous les volcans boucliers canariens. A La Gomera, les magmas différenciés (phonolites) font leur apparition en surface après la déstabilisation massive du flanc Nord de l'île (Paris, *et al.*, 2005a ; Ancochea *et al.*, 2006).

#### 1.4. Problématique et objectifs de la thèse

Malgré une littérature assez abondante, il demeure de nombreuses incertitudes sur les facteurs de déclenchement, les mécanismes de rupture et la rhéologie des déstabilisations massives de flancs des volcans boucliers océaniques. Les liens avec la dynamique éruptive, qu'elle demeure effusive ou devienne explosive, ne sont pas clairement établis. Nous n'apporterons pas ici de nouveaux éléments sur les processus de déstabilisation massive. Cette étude se situe plus en amont, là où se pose la question des éventuels liens entre l'évolution volcano-tectonique d'un volcan bouclier (dynamique de surface) et les transferts

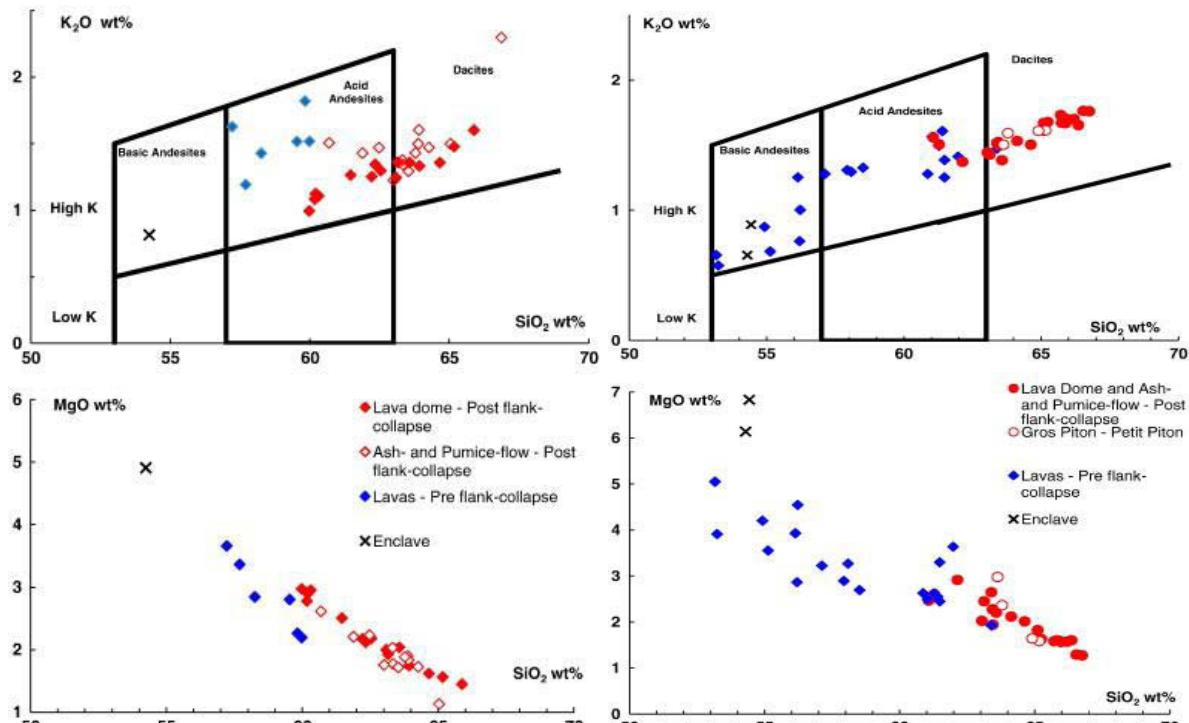


Figure 1.13 : Composition en éléments majeurs des laves du Piton du Carbet, Martinique (à gauche) et de la Soufrière de Sainte Lucie (à droite), en distinguant les laves pre-effondrement (en bleu) des laves post-effondrement (en rouge). D'après Boudon *et al.* (2013).

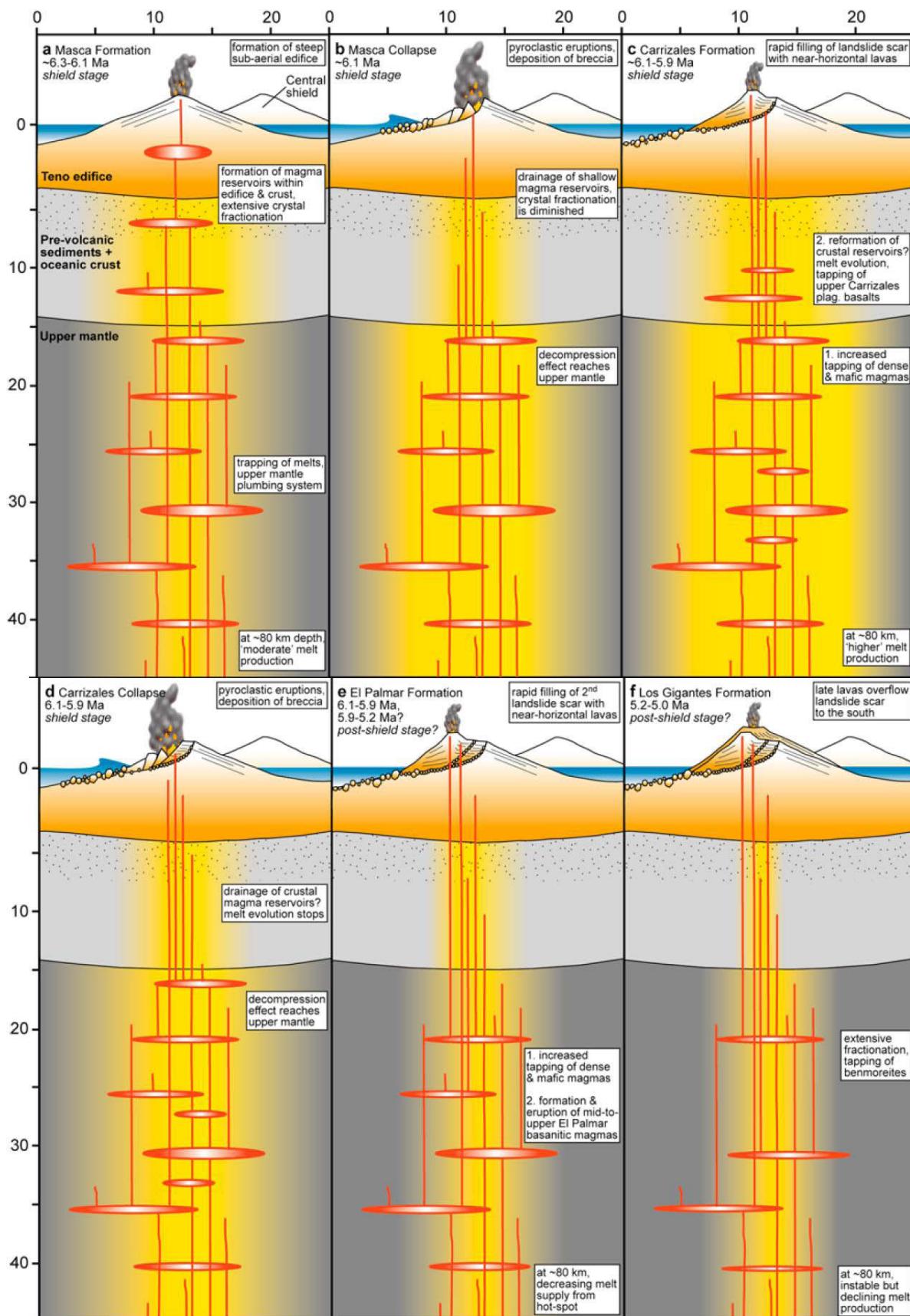


Figure 1.14 : Modèle d'évolution du volcan bouclier du Teno (Tenerife, Canaries), d'après Longpré *et al.* (2009). Echelle de profondeur en km (légèrement exagérée pour l'édifice).

et stockages de magmas dans l’édifice et au sein de la lithosphère. Les rares études tentant d’établir des liens entre les déstabilisations massives et les variations de composition des magmas ont une vision « *top-down* » (Presley *et al.*, 1997 ; Longpré *et al.*, 2009 ; Manconi *et al.*, 2009) : quel est l’impact de l’effondrement sur le système magmatique ? On peut aussi aborder le problème différemment (vision « *bottom-up* »): les déstabilisations massives sont-elles le fruit d’une évolution particulière du stockage des magmas sous l’édifice ? Faut-il chercher plus en profondeur, au niveau de la source des OIB, de subtiles variations temporelles qui puissent indirectement encourager l’instabilité de l’édifice ?

Ce travail de thèse vise à explorer les liens éventuels entre les sources et transferts de magma, la dynamique éruptive et l’instabilité des volcans boucliers océaniques, à travers deux exemples : l’effondrement de Güímar sur la rift-zone Nord-Est de Tenerife (îles Canaries) et l’effondrement Monte Amarelo au Fogo (îles du Cap Vert). Les deux sites sont présentés dans le chapitre suivant.



# **Chapitre 2 :**

# **Sites d'étude et stratégie**

# **d'échantillonnage**

## 2.1. Choix des sites

Les sites d'étude ont été sélectionnés sur la base de plusieurs critères : contexte géodynamique bien renseigné (études pétrologiques, géochimiques, structurales), déstabilisation massive de flanc avérée (et si possible relativement bien documentée), bonne accessibilité aux affleurements de produits éruptifs pré-effondrement et post-effondrement, cartographie géologique, datations disponibles, etc. Deux sites ont finalement été retenus : (1) La rift-zone Nord-Est de Tenerife (îles Canaries), tronquée sur son flanc oriental par le glissement de Güímar ; (2) et le glissement du Monte Amarelo au Fogo (îles du Cap Vert). Ces deux exemples ont déjà été étudiés, surtout celui de Güímar qui bénéficie d'une très bonne cartographie des séries volcaniques, datations à l'appui (Ancochea *et al.*, 1990 ; Carracedo. *et al.*, 2011). L'histoire ancienne du Fogo demeure par contre relativement inconnue, malgré quelques études préliminaires (e.g. Day. *et al.*, 1999), et très peu de datations ont été publiées (Foeken *et al.*, 2007 ; Foeken *et al.*, 2009 ; Holm *et al.*, 2008). Les deux déstabilisations ont généré des mégatsunamis dont les traces ont été retrouvées sur les îles voisines (Figure 1.3), ce qui permet de reconstituer les scénarios d'inondation et de contraindre les modèles de déstabilisation (Pérez-Torrado *et al.*, 2006 ; Giachetti *et al.*, 2011 ; Paris *et al.*, 2011 ; Ramalho *et al.*, 2015).

## 2.2. La rift-zone Nord-Est de Tenerife et le glissement de Güímar, îles Canaries

### 2.2.1. Contexte géologique de Tenerife

L'île de Tenerife est située au centre de l'archipel des Canaries, à 300 km de la marge continentale passive africaine (Figure 2.1). Le volcanisme des Canaries représente la partie émergée d'un point chaud dont la trace remonte vers le Nord-Est au gré du déplacement de la plaque africaine (Figure 2.2 : Carracedo *et al.*, 1998 ; Geldmacher *et al.*, 2005 ; van den Bogaard, 2013). La géologie des Canaries et surtout celle de Tenerife sont très bien documentées et je ne présente ici que les grandes lignes de l'évolution géologique de Tenerife (Figure 2.3). Le stade de volcan bouclier sous-marin n'a pas été porté à l'affleurement, comme c'est le cas à La Palma (Staudigel et Schmincke, 1984). Le bouclier basaltique central s'est construit entre 11,9 et 8,9 Ma (Ancochea *et al.*, 1990 ;

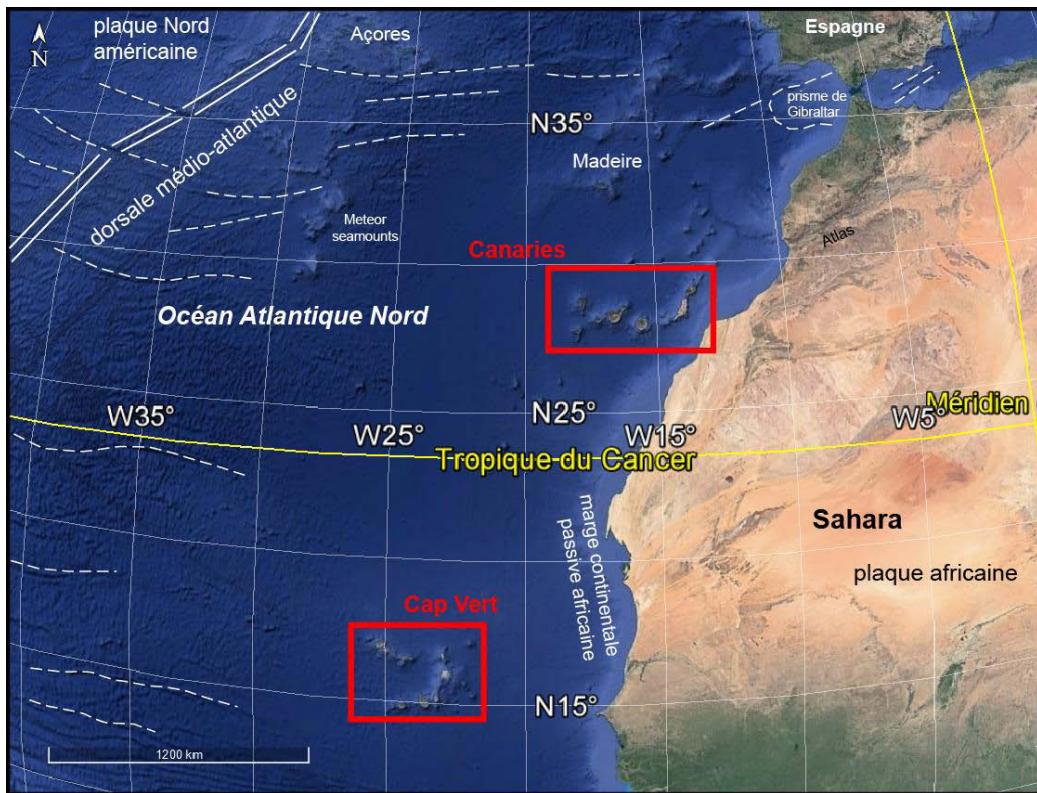


Figure 2.1 : Carte de localisation des archipels de point chaud des Canaries et du Cap Vert, situés sous la plaque africaine (et à proximité de la marge continentale passive dans le cas des Canaries).

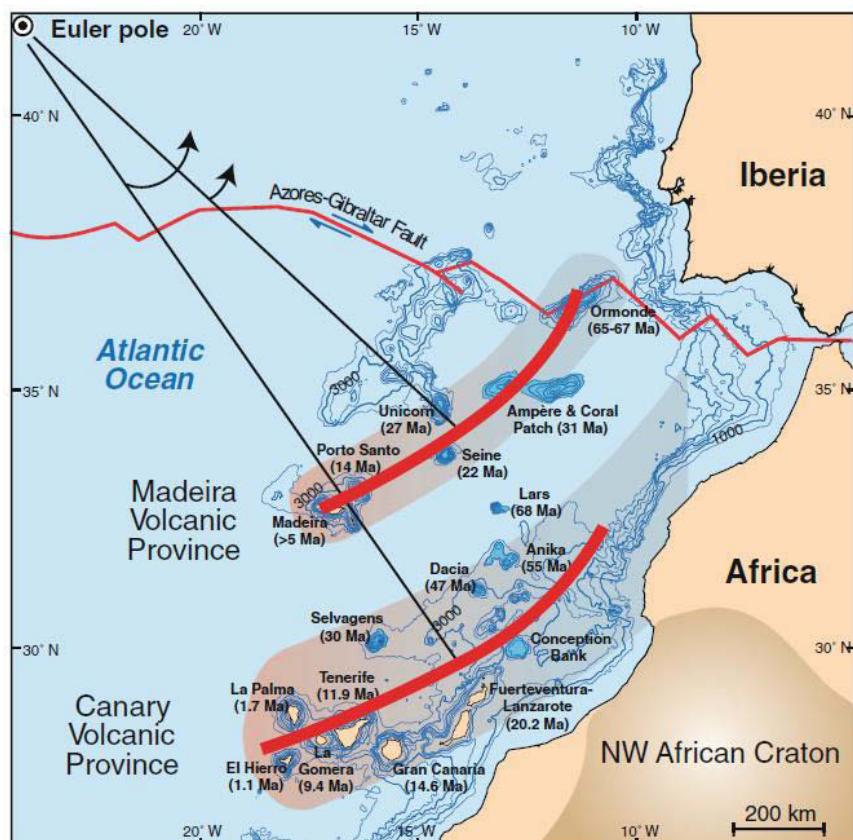


Figure 2.2 : Traces des points chauds de Madère et des Canaries reconstituées à partir de l'âge maximal de chaque édifice volcanique (Carracedo et Pérez-Torrado, 2013, modifié de Geldmacher *et al.*, 2005).

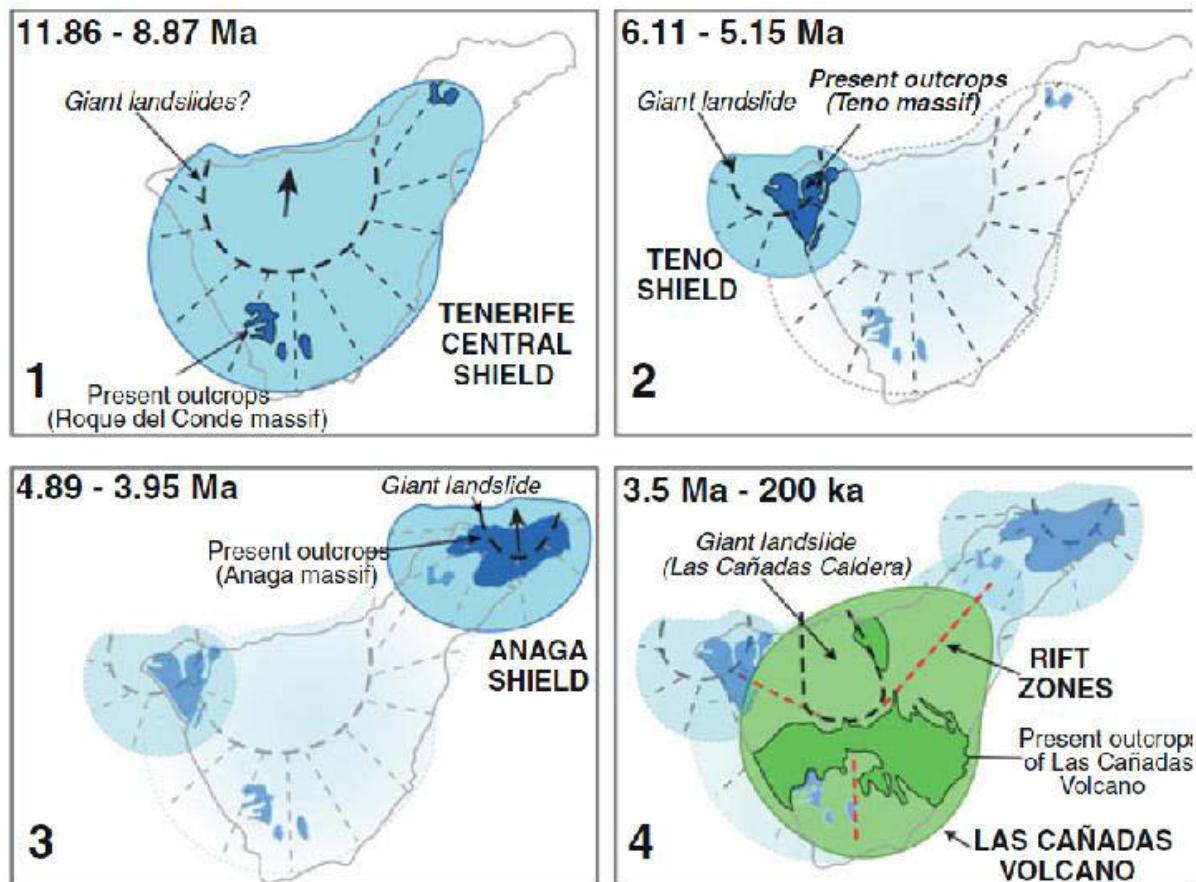


Figure 2.3 : Les différentes étapes de la construction de l'île de Tenerife, depuis le bouclier central (shield stage) et sa rift-zone Nord-Ouest (Teno) entre 12 et 5 Ma, suivie de la construction d'un second bouclier au Nord-Est (Anaga: 4,9 à 4 Ma). Les phases de régénérescence (rejuvenated stage) ont vu l'édification d'un nouvel édifice central au volcanisme différencié (Las Cañadas < 3,5 Ma) et d'une rift-zone Nord-Est (< 2,7 Ma) et la réactivation de la rift-zone Nord-Ouest (<1,1 Ma). D'après Carracedo et Pérez-Torrad (2013).

Guillou *et al.*, 2004), avant de s'étendre vers le Nord-Ouest entre 6,4 et 5,1 Ma (massif du Teno : Thirlwall *et al.*, 2000 ; Guillou *et al.*, 2004 ; Leonhardt et Soffel, 2006). L'activité se déporte ensuite vers le Nord-Est avec l'édification d'un autre bouclier entre 4,9 et 4 Ma (volcan de l'Anaga : Ancochea *et al.*, 1990; Guillou *et al.*, 2004; Walter *et al.*, 2005). Le bouclier central connaît une phase de régénérescence depuis 3,5 Ma, avec le volcanisme différencié des séries Las Cañadas, caractérisées par des cycles de construction-destruction avec effondrements de flanc et calderas sommitales (Martí *et al.*, 1994 ; Ancochea *et al.*, 1999 ; Huertas *et al.*, 2002 ; Brown *et al.*, 2003). La forme triangulaire de l'île est finalement parachevée au Quaternaire par la croissance de deux rift-zones : la rift-zone Nord-Est reliant le bouclier central à l'Anaga (Figure 2.4) et la réactivation du volcanisme au Nord-Ouest formant également une rift-zone particulièrement active à l'Holocène (Carracedo *et al.*, 2007, 2011).

Le volcanisme de Tenerife présente une gamme assez variée en termes de produits éruptifs et de compositions (Figure 2.5), allant des laves sous-saturées typiques du stade bouclier (basaltes et basanites) à des laves intermédiaires (téphrites, trachybasaltes), voire franchement différenciées (trachytes et phonolites de Las Cañadas par exemple). La littérature est assez abondante à ce sujet (ex. Hernández-Pacheco et Ibarrola, 1973 ; Neumann *et al.*, 1999 ; Simonsen *et al.*, 2000 ; Thirlwall *et al.*, 2000 ; Gurenko *et al.*, 2006 ; Deegan *et al.*, 2012). La composition des magmas parentaux semble principalement contrôlée par la cristallisation fractionnée de l'olivine, des pyroxènes et des oxydes Fe-Ti, avec parfois des plagioclases (Thirlwall *et al.*, 2000; Gurenko *et al.*, 2006; Deegan *et al.*, 2012). Les basaltes picritiques et ankaramitiques ayant accumulé des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène (>30 % de phénocristaux en analyse modale ; MgO > 12%) sont fréquents à tous les stades d'évolution de Tenerife. Leur composition en éléments majeurs (sur roche totale) ne représente plus la composition du liquide / magma parental (Neumann *et al.*, 1999; Thirlwall *et al.*, 2000; Gurenko *et al.*, 2006). Leur origine est certainement cumulative. Les compositions en éléments traces et les rapports isotopiques des basaltes et basanites indiquent la fusion partielle d'une source mantellique de type HIMU, la contamination crustale étant apparemment mineure si ce n'est absente (Simonsen *et al.*, 2000; Gurenko *et al.*, 2006). La similarité entre les signatures isotopiques du bouclier basaltique central, de l'édifice Las Cañadas et de la rift-zone Nord-Est suggèrent une source persistante depuis au moins 12 Ma (Figure 2.6 : Deegan *et al.*, 2012). Les varia-

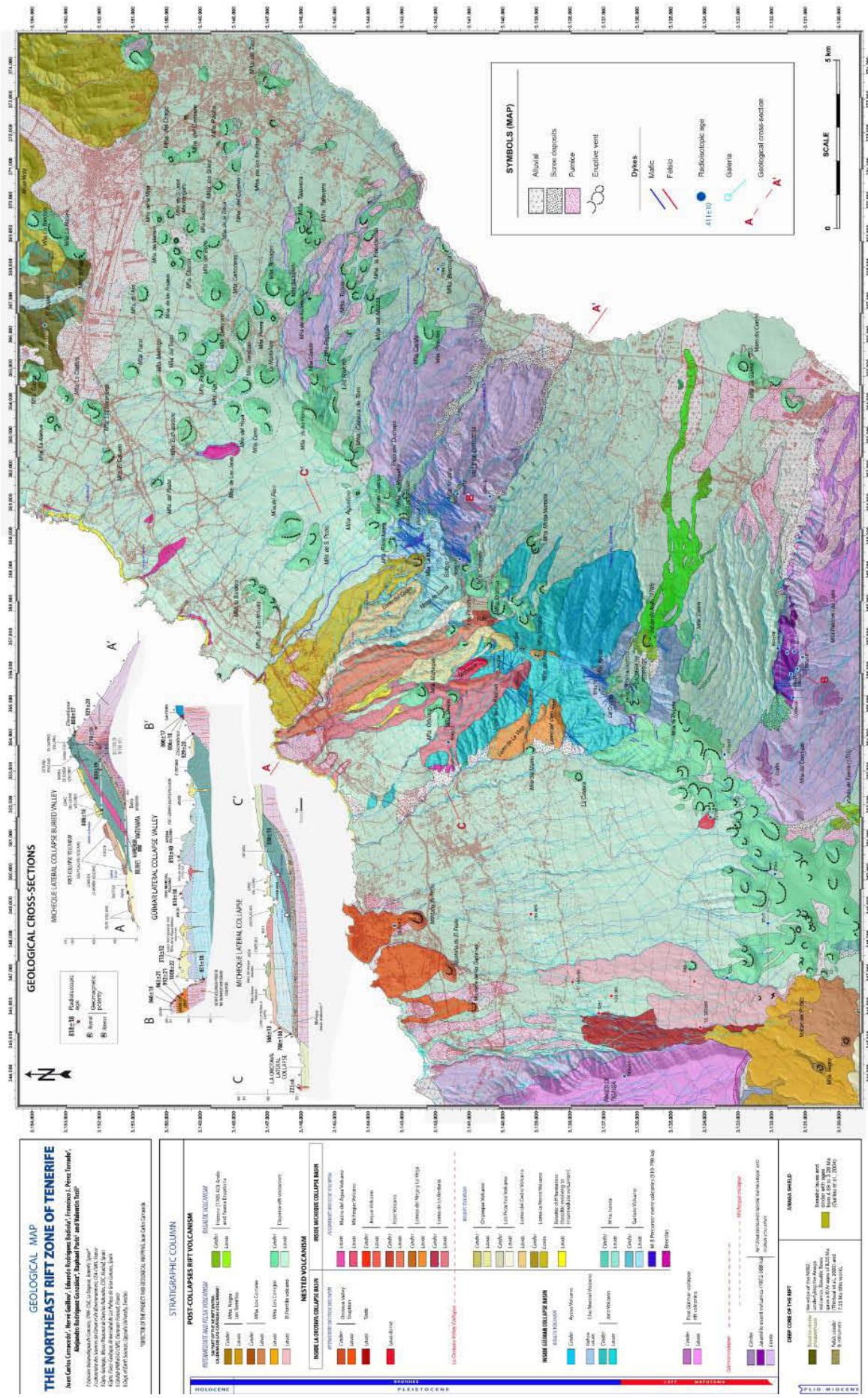


Figure 2.4 : Carte géologique de la rift-zone Nord-Est de Tenerife (Carracedo *et al.*, 2011).

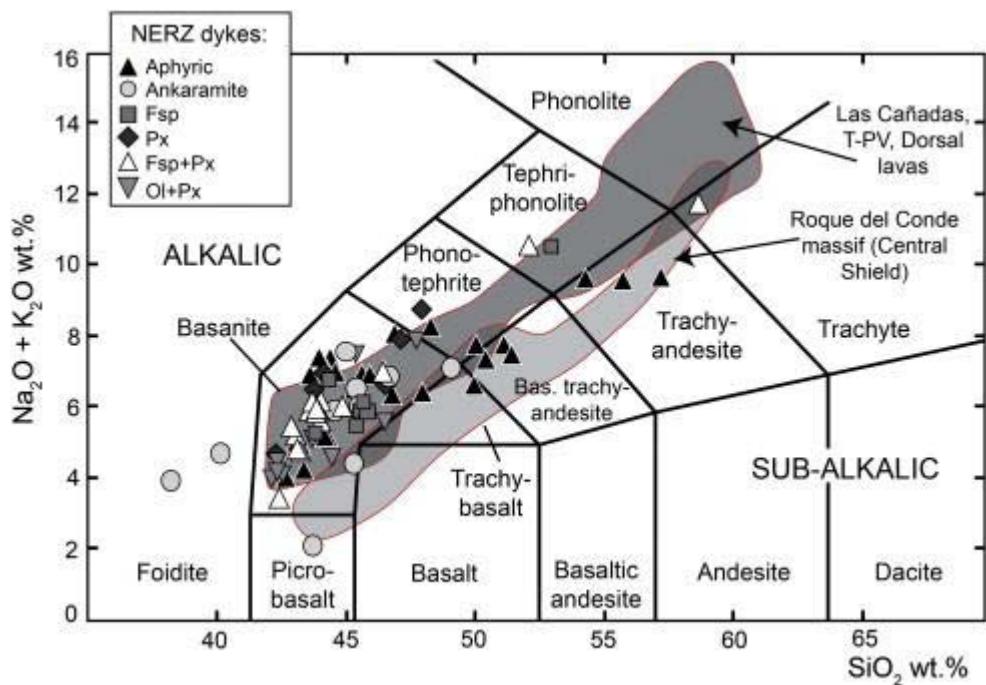


Figure 2.5 : Diagramme TAS des dykes de la rift-zone Nord-Est (NERZ) de Tenerife (Deegan *et al.*, 2012, incluant des données de Ablay *et al.*, 1998 ; Neumann *et al.*, 1999 ; Thirlwall *et al.*, 2000).

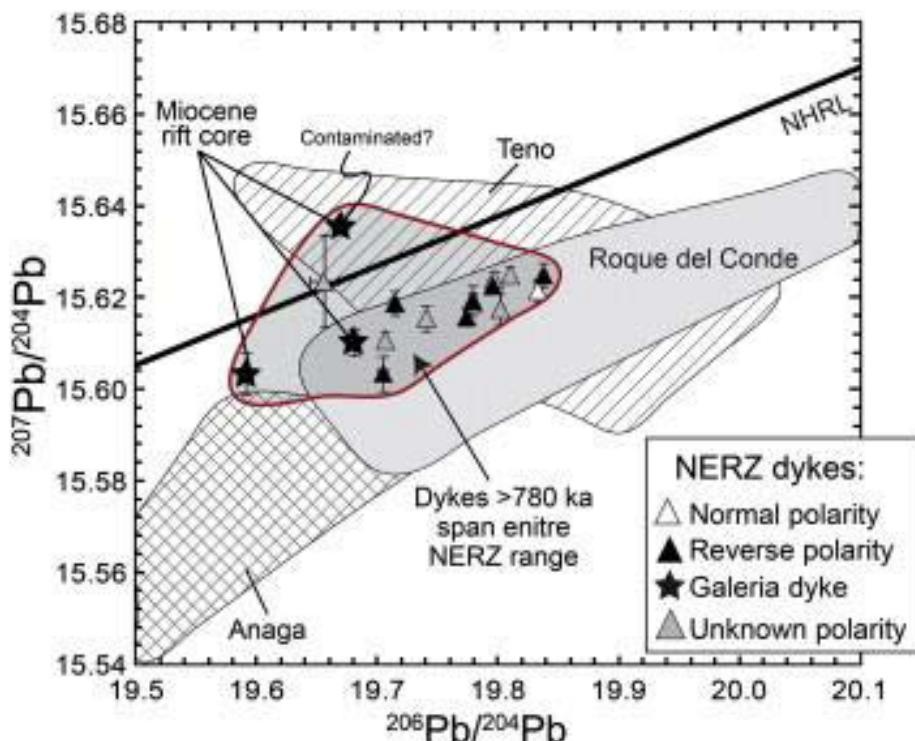


Figure 2.6 : Rapports isotopiques de plomb des dykes de la rift-zone Nord-Est (NERZ), du bouclier central (Roque del Conde) et de son extension Nord-Ouest (Teno), et du bouclier l'Anaga (édifice indépendant au Nord-Est de l'île) à Tenerife (Deegan *et al.*, 2012). Polarités magnétiques d'après Delcamp *et al.* (2010).

-tions observées dans les compositions en éléments majeurs et traces des dykes de la rift-zone Nord-Est sont principalement dues à la cristallisation fractionnée et aux accumulations de cristaux, avec parfois une influence de l'altération à faible température, de l'assimilation de matériel hydrothermalisé et de sédiments marins (Deegan *et al.*, 2012). Les magmas de l'édifice récent du Teide – Pico Viejo edifice (< 200 ka: Carracedo *et al.*, 2007) présentent une signature un peu différente voyant l'incorporation d'une source type DMM, qui est interprétée comme l'affaiblissement de la source HIMU (Deegan *et al.*, 2012 ; Wiesmaier *et al.*, 2012).

Le volcanisme explosif récurrent de l'édifice Las Cañadas depuis 3,5 Ma est original pour une île océanique. Il est associé à des laves différencierées que l'on retrouve sous la forme d'épaisses coulées, de dômes et d'ignimbrites. L'existence de réservoirs magmatiques fossiles au centre de l'île est attestée par les données géophysiques (ex. Ablay et Kearey, 2000 ; Arana *et al.*, 2000 ; Gottsmann *et al.*, 2008 ; Prudencio *et al.*, 2015) et pétrologiques (ex. Wolff *et al.*, 2000 ; Olin, 2007 ; Andújar *et al.*, 2008). Wiesmaier *et al.* (2012) ont mis en évidence des textures de mélange basanite-phonolite dans des laves historiques de la rift-zone Nord-Ouest. Les deux magmas ont une signature géochimique contrastée mais ils se sont succédé très rapidement au cours de la même éruption, le dyke basanitique ayant rencontré une poche de phonolite sur son chemin. Ces particularités propres au centre de Tenerife contrastent avec le volcanisme historique et holocène des rift-zones de La Palma et El Hierro (îles plus récentes à l'Ouest de l'archipel), dont les caractéristiques pétrologiques et géochimiques suggèrent l'absence de réservoir magmatique superficiel (c'est-à-dire au sein de l'édifice). Le stockage principal se situe au niveau du manteau supérieur (*underplating* que l'on retrouve aussi à Tenerife), avec de petits réservoirs éphémères dans la croûte (Klügel *et al.*, 1997 ; Stroncik *et al.*, 2009 ; Longpré *et al.*, 2014 ; González *et al.*, 2015). La déformation et la sismicité associées à l'éruption de 2011-2012 à El Hierro a confirmé l'existence de larges intrusions de sills dans la croûte océanique, avec des migrations latérales de magma sur plusieurs kilomètres (Klügel *et al.*, 2015). La dernière éruption fissurale de la rift-zone Nord-Est de Tenerife en 1704-1705 a égrené ses différents centres éruptifs sur plus de 10 km (Solana, 1996).

## 2.2.2. L'effondrement de Güímar

Tenerife a régulièrement été touchée par des déstabilisations massives de flanc (Masson *et al.*, 2002 ; Paris *et al.*, 2005a ; Hunt *et al.*, 2013), et plus particulièrement l'édifice central de Las Cañadas (Watts et Masson, 1995, 2001 ; Carracedo. *et al.*, 2007 ; Hunt *et al.*, 2011). La rift-zone Nord-Est présente trois structures d'effondrement (Navarro et Coello, 1989 ; Krastel *et al.*, 2001 ; Carracedo *et al.*, 2011). Les larges cicatrices des effondrements de Güímar (860-831 ka) et de La Orotava (690-566 ka) sont encore visibles dans le paysage (Figure 2.7), tandis que celle de Micheque (>830 ka) est entièrement fossilisée par le volcanisme post-effondrement (Carracedo *et al.*, 2011). La décompression due à une déstabilisation majeure ne se traduit pas toujours par une augmentation des taux de production de magma, bien au contraire, puisque pour l'exemple de la rift-zone Nord-Est de Tenerife les taux de production magmatique post-effondrement sont dix fois inférieurs aux taux pré-effondrement (Figure 2.8 : Carracedo *et al.*, 2011). Des brèches de type avalanche de débris ont été identifiées dans les galeries souterraines d'adduction d'eau (Navarro et Coello, 1989; Carracedo *et al.*, 2011). Les réseaux de dykes dégagés par les effondrements et l'érosion suivent globalement l'axe de la rift-zone (Delcamp *et al.*, 2010). Cependant, une étude détaillée des propriétés paléomagnétiques et structurales de ces dykes a permis de révéler : (1) une rotation de l'axe vertical des dykes due à des décrochements au niveau des parois latérales des effondrements et (2) une légère inclinaison des dykes vers la mer interprétée comme une évidence d'étalement gravitaire précédant l'effondrement (Delcamp *et al.*, 2010, 2012).

Les volumes manquants à terre sont estimés à 47 km<sup>3</sup> pour Güímar et 57 km<sup>3</sup> pour La Orotava, (Carracedo *et al.*, 2011 ; Giachetti *et al.*, 2011), pour des volumes déposés au large de l'ordre de 120 et 80 km<sup>3</sup> (Masson *et al.*, 2002 ; Krastel *et al.*, 2001). Le dépôt d'avalanche de débris sous-marin de Güímar couvre une surface d'environ 1500 km<sup>2</sup> (Krastel *et al.*, 2001; Giachetti *et al.*, 2011). La plupart des mégablocs ont parcouru moins de 50 km, les plus gros blocs (> 1 km<sup>3</sup>) étant confinés dans les 10 premiers kilomètres de l'avalanche (Krastel *et al.*, 2001; Masson *et al.*, 2002). La morphologie du dépôt d'avalanche a été remaniée par l'érosion, le volcanisme sous-marin post-effondrement et la sédimentation (Teide Group, 1997; Krastel *et al.*, 2001). Pérez-Torrado *et al.* (2006) ont découvert des dépôts de tsunami sur la côte Ouest de Gran Canaria, juste en face des côtes

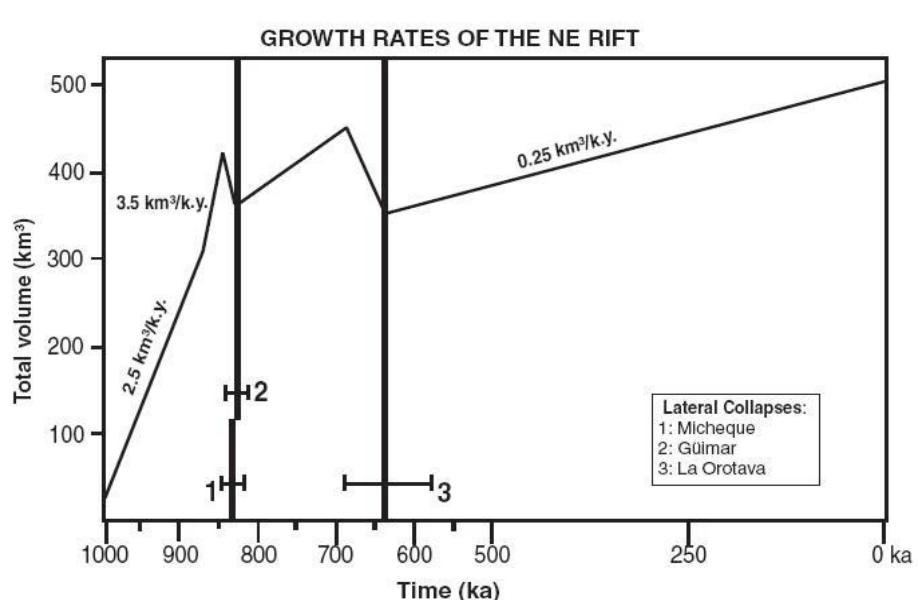
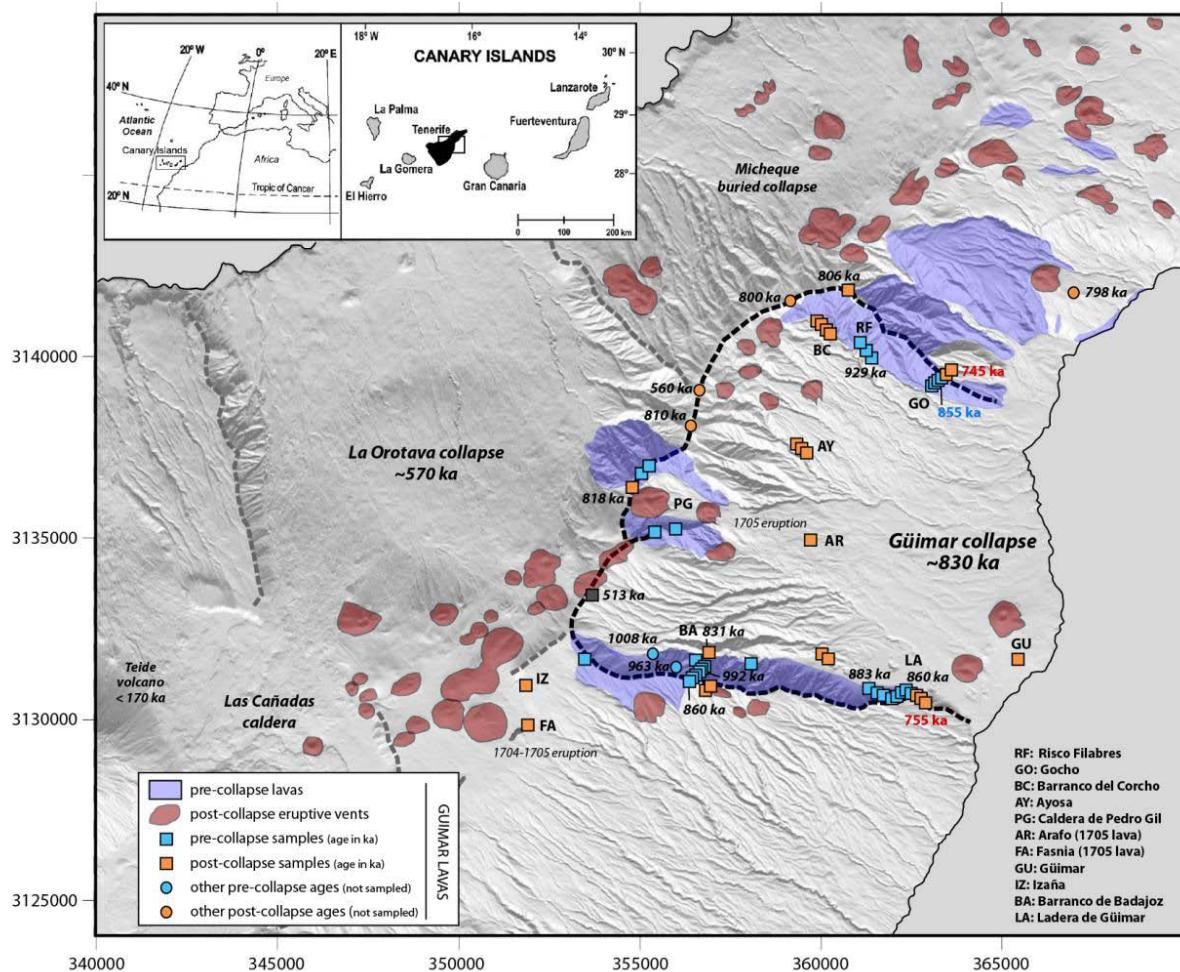


Figure 2.8 : Evolution de la rift-zone Nord-Est de Tenerife en terme de volume cumulé (par croissance exogène et endogène) : les déstabilisations massives de Micheque et Güímar sont précédées d'un fort taux de croissance, dix fois supérieur au taux post-effondrement (Carracedo *et al.*, 2011).

de Güímar (Figure 1.3). Les altitudes élevées (jusqu'à 188 m) de ces dépôts, qui ne sont pas des terrasses marines soulevées, suggèrent un tsunami hors norme qui pourrait avoir été généré par l'effondrement de Güímar (Pérez-Torrado *et al.*, 2006). Les simulations numériques effectuées par Giachetti *et al.* (2011) montrent qu'un scénario de glissement rétrogressif en plusieurs blocs suffit à inonder la zone couverte par les dépôts de tsunami. Un effondrement massif d'un seul tenant tend à exagérer les limites de l'inondation. Ces conclusions sont en accord avec la présence d'un paléosol intercalé entre deux unités de tsunami à Gran Canaria, suggérant au moins deux tsunamis distincts. Malheureusement les données disponibles sur la morphologie et la structure du dépôt d'avalanche de débris de Güímar ne permettent pas de distinguer différentes unités.

### 2.2.3. Stratégie d'échantillonnage à Tenerife

La mission réalisée en octobre 2014 a permis la collecte de 72 échantillons (Annexe B1), dont 95% de coulées de laves et 5% d'intrusions (dykes, sills). La majorité des échantillons proviennent des parois (accessibles à plusieurs endroits) de la cicatrice de glissement de Güímar (Figure 2.7), permettant ainsi un échantillonnage détaillé avec un bon contrôle stratigraphique sur trois secteurs principaux (Ladera et Badajoz au Sud, Gocho au Nord). Les laves pré-effondrement représentent 65% des échantillons. Les laves post-effondrements sont accessibles dans les vallées (barrancos) creusées au sein de la cicatrice, mais certaines coulées issues d'événements à plus haute altitude ont dévalé les pentes en fossilisant les parois du glissement. Les laves pré-effondrement les plus anciennes au fond du Barranco de Badajoz (Figure 2.9 : Carracedo *et al.* 2011) ont une polarité inversée (en terme de paléomagnétisme rémanent) et précèdent ainsi les laves de la période Jaramillo (polarité normale : 1070-990 ka). La transition Matuyama-Brunhes représente également un marqueur, même si la majorité des laves proches de l'effondrement daté à 830-860 ka sont en toute logique de polarité inverse (période Matuyama). Quelques échantillons de coulées historiques (éruption de 1704-1705) et holocènes ont également été collectés.

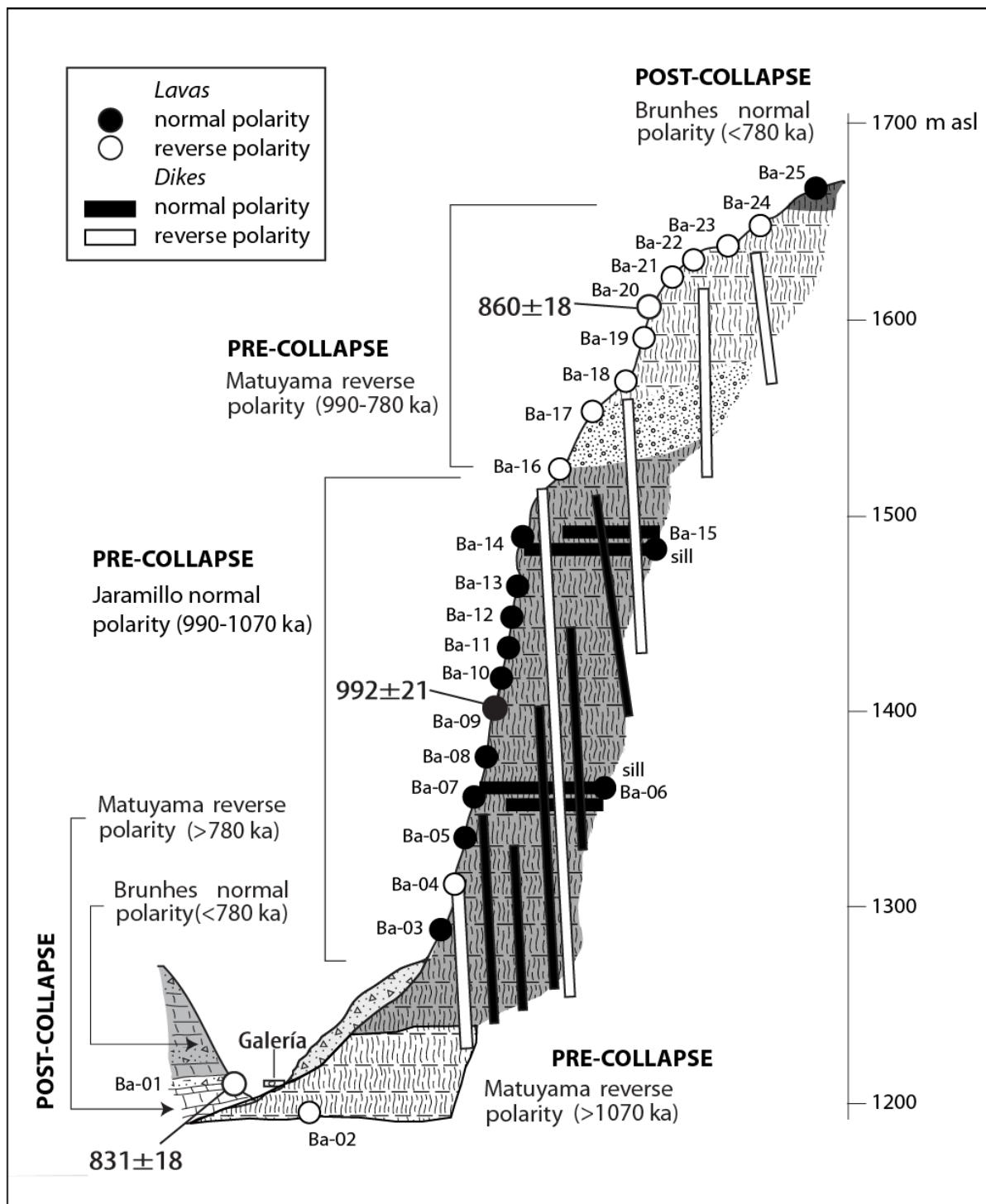


Figure 2.9 : Exemple de colonne stratigraphique avec échantillonnage exhaustif des laves pré-effondrement et post-effondrement dans le Barranco de Badajoz (Fig. 2.5 : section BA). Ages K-Ar en milliers d'années (Carracedo et al., 2011).

## 2.3. Le glissement de Monte Amarelo à Fogo, îles du Cap Vert

### 2.3.1. Contexte géologique du Cap Vert et de Fogo

Les îles du Cap Vert sont globalement moins documentées que les Canaries. Les âges des îles décroissent vers l'Ouest au gré du déplacement de la plaque Africaine sur le point chaud, avec à partir d'environ 5 Ma un découplage en deux branches distinctes (Figure 2.10): les îles au vent au Nord (Barlovento ou Windward Islands) et les îles sous le vent au Sud (Sotavento ou Leeward Islands). Le volcanisme du Cap Vert remonte au moins au Miocène inférieur voire à l'Oligocène, avec une période de construction majeure des îles orientales (Sal, Boa Vista, Maio) entre 16 et 12 Ma, suivie d'une deuxième période de production importante au Pliocène avec l'émergence de São Nicolau, São Vicente et Santiago (Plesner *et al.*, 2003 ; Duprat *et al.*, 2007 ; Holm *et al.*, 2008 ; Ancochea *et al.*, 2010 ; Dyhr et Holm, 2010 ; Madeira *et al.*, 2010). Le volcanisme Quaternaire est concentré sur Santo Antão, Brava et Fogo, avec un volcanisme historique uniquement sur Fogo (la période historique démarrant avec la colonisation portugaise vers l'an 1460). Les laves cap-verdiennes s'inscrivent dans deux séries de différenciation : (1) une série riche en alcalins allant des foidites et picrites, aux phonolites et (2) une série plus classique allant des basanites et picro-basaltes aux téphrites, phonolites et trachytes (Gerlach *et al.*, 1988 ; Doucelance *et al.*, 2003 ; Kogarko, 2008). Les laves des îles du Sud sont globalement plus alcalines (Doucelance *et al.*, 2003). Le Cap Vert partage avec certaines îles des Canaries (Fuerteventura) l'originalité de voir affleurer des carbonatites intrusives et extrusives (Doucelance *et al.*, 2010 ; Mourão *et al.*, 2010). Ces carbonatites proviendraient de la fusion partielle d'une croûte océanique carbonatée recyclée sous l'effet d'un panache profond (Doucelance *et al.*, 2010).

Les îles du Cap Vert reposent sur une anomalie bathymétrique d'environ 2 km de haut affectant le plancher océanique (McNutt, 1988 ; Ramalho, 2011). L'existence du panache mantellique est confirmée par les données gravimétriques, thermiques et sismiques (Dash *et al.*, 1976 ; Courtney et White, 1986 ; McNutt, 1988 ; Lodge et Helffrich, 2006 ; Montelli *et al.*, 2006 ; Pim *et al.*, 2008). La source des magmas du Cap Vert a été discutée à plusieurs reprises (ex. Gerlach *et al.*, 1988 ; Kokfelt *et al.*, 1998 ; Doucelance *et al.*, 2003). La composition isotopique (Os-Sr-Nd-Pb) des laves de Fogo et des autres îles du

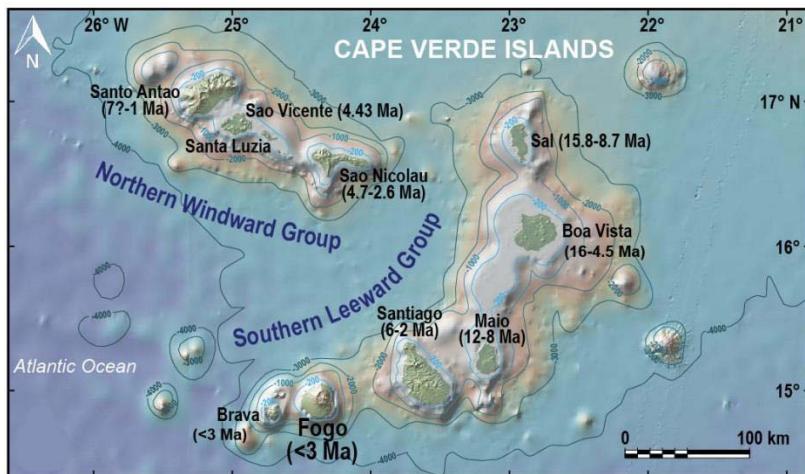


Figure 2.10 : Carte des îles du Cap Vert (modifiée d'après Pérez-Torrado *et al.*, 2017). Les âges des îles décroissent vers l'Ouest, avec à partir d'environ 5 Ma un découplage en deux branches distinctes : les îles au vent au Nord (*Barlovento* ou *Windward Islands*) et les îles sous le vent au Sud (*Sotavento* ou *Leeward Islands*). Fogo et Brava sont les deux îles les plus récentes, avec un volcanisme historique uniquement sur Fogo. Ages radiométriques d'après Plesner *et al.* (2002), Duprat *et al.* (2007), Holm *et al.* (2008), Ancochea *et al.* (2010), Dyhr et Holm (2010), Madeira *et al.* (2010).

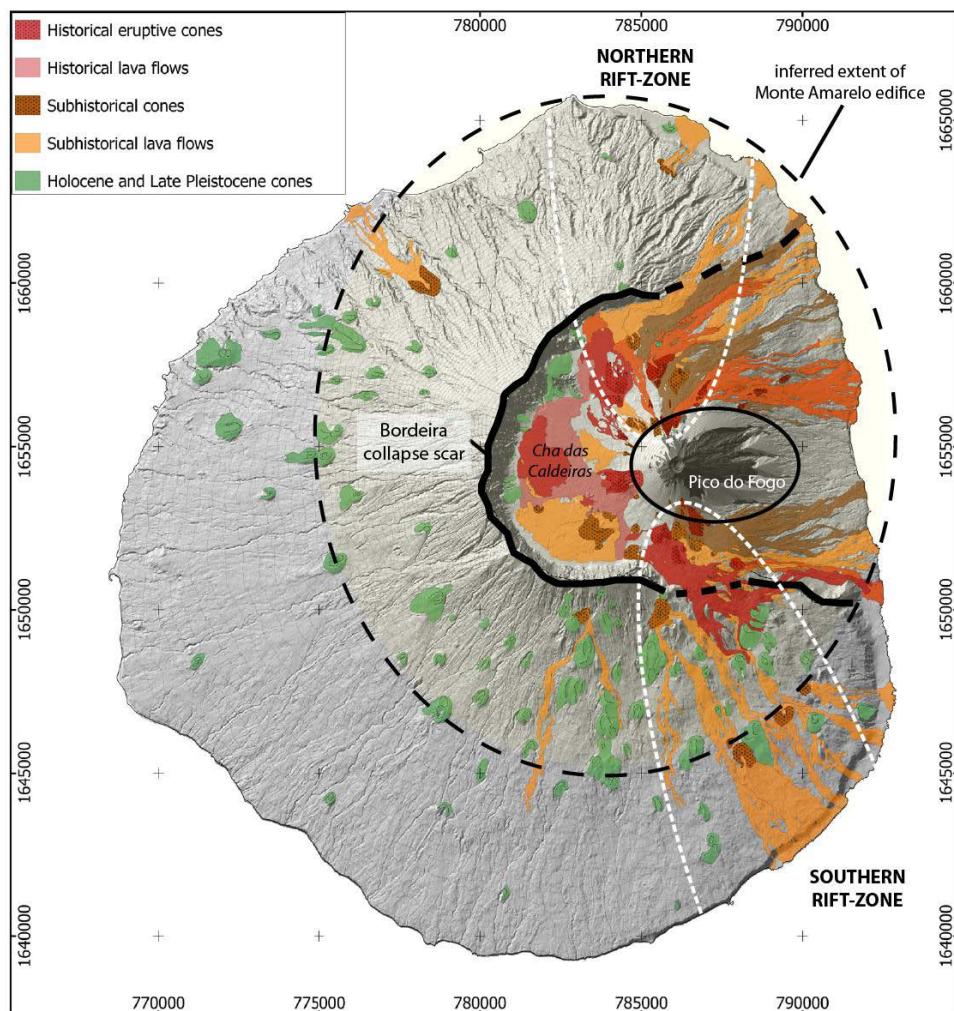
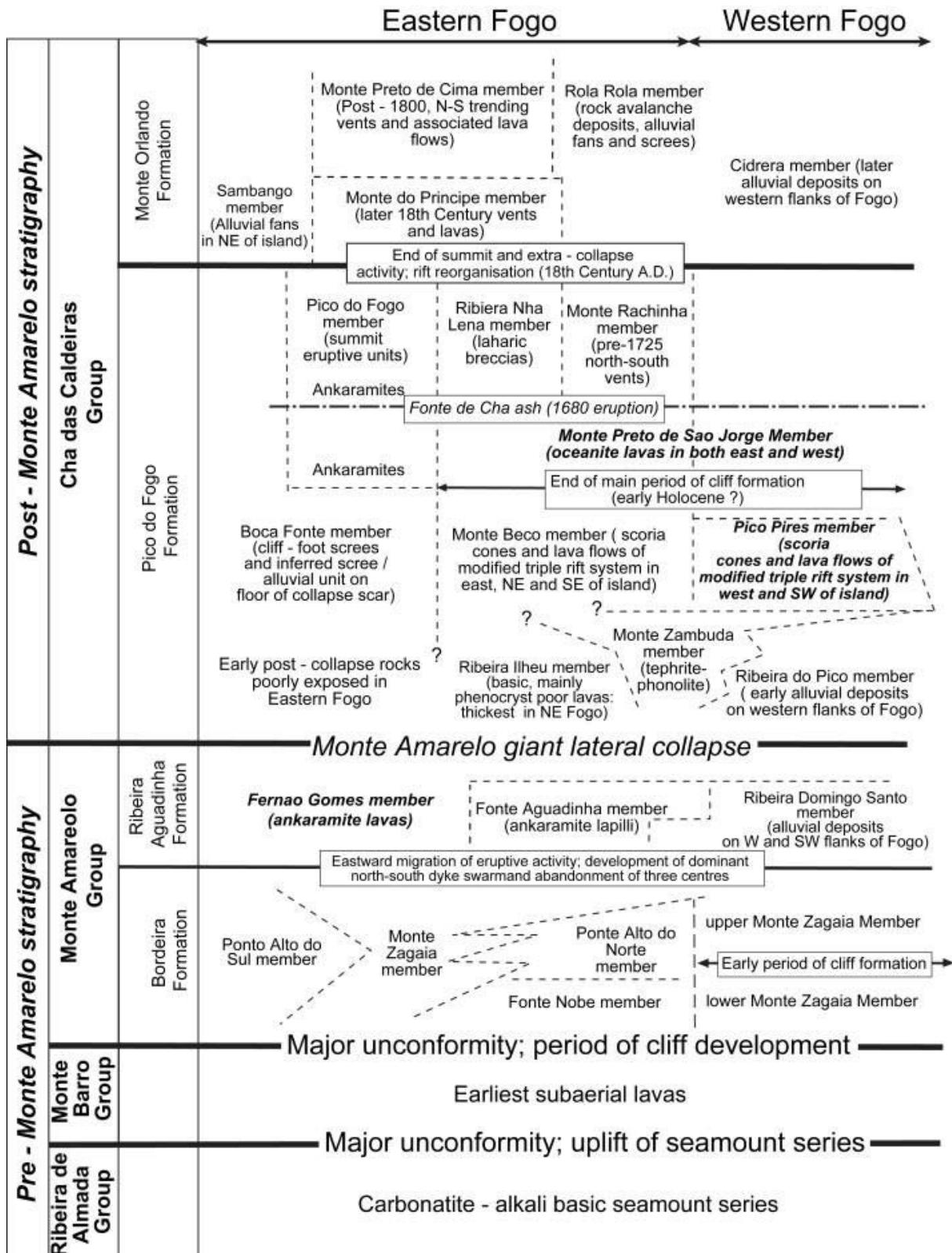


Figure 2.11 : Carte morpho-structurale schématique de l'île de Fogo (Cap Vert). L'extension de l'édifice Amarelo n'est pas très bien documentée, mais elle correspond à une rupture de pente assez marquée dans la partie sommitale. Les rift-zones sont moins bien définies que celles des îles Canaries. En revanche, la cicatrice du glissement du Monte Amarelo (caldera ouverte vers l'Est délimitée par la Bordeira) est bien visible, avec le Pico et les coulées historiques en remplissage post-effondrement.

Figure 2.12 : Chronologie relative des séries volcaniques de Fogo, proposée par Day *et al.* (1999).

Sud traduit un mélange entre une source HIMU modérée et une source type EM1 ; les deux sources n'étant mélangées que tardivement lors de la différenciation magmatique (Doucelance *et al.*, 2003 ; Escrig *et al.*, 2005). Le d'un pôle HIMU serait lié au du recyclage d'une croûte océanique Protérozoïque (1,6 Ga). Le fait que la composante mantellique enrichie soit plus marquée dans les laves historiques que dans les laves anciennes de Fogo traduit pour Escrig *et a* (2005) une source EM1 relativement peu profonde (lithosphère océanique). La composition en isotopes et éléments traces est en faveur d'une contamination par des reliques de lithosphère continentale incorporées à la lithosphère océanique lors de l'ouverture de l'Atlantique (Doucelance *et al.*, 2003). Comme pour les Canaries, certains auteurs ont évoqué une instabilité convective (*edge-driven convection*) à la charnière entre lithosphère océanique et lithosphère continentale (King et Ritsema, 2000 ; King, 2007).

### 2.3.2. Géologie de Fogo et glissement du Monte Amarelo

L'île de Fogo culmine à 2829 m au Pico do Fogo pour un diamètre de 25 à 29 km et une emprise totale d'environ 3000 km<sup>2</sup> sur un plancher océanique à 4000 m de profondeur. La forme elliptique de l'île cache une certaine complexité structurale qui n'est malheureusement pas ou peu documentée (Figure 2.11). Les roches les plus anciennes affleurent dans les vallées de l'Ouest (Day *et al.*, 1999), mais peu de datations sont disponibles. Les carbonatites intrusives ont été datées à 4,5 Ma par U-Th/He (Foeken *et al.*, 2007). Les produits des premières phases de construction de l'île sont en grande partie masqués par un volcanisme périphérique beaucoup plus récent (Figure 2.12 : Day *et al.*, 1999 ; Foeken *et al.*, 2009). Une rupture de pente vers 1200-1300 m d'altitude marque l'extension de l'édifice central Monte Amarelo, tronqué par une demi-caldera de 8 km ouverte vers l'Est (Cha das Caldeiras, littéralement « plaine des cratères »). Le thermes de caldera est dans ce manuscrit, utilisé d'un point de vue strictement morphologique. Les parois abruptes de la caldera dessinent un escarpement massif - la Bordeira - qui représente un livre ouvert et inexploité sur l'histoire ancienne du Monte Amarelo (Figure 2.11, Figure 2.13). La Bordeira est interprétée comme la cicatrice d'une déstabilisation massive du flanc Est du Monte Amarelo (Day *et al.*, 1999), corrélée à un large dépôt d'avalanche de débris au large (Figure 2.14: volume estimé entre 130 et 160 km<sup>3</sup> répartis

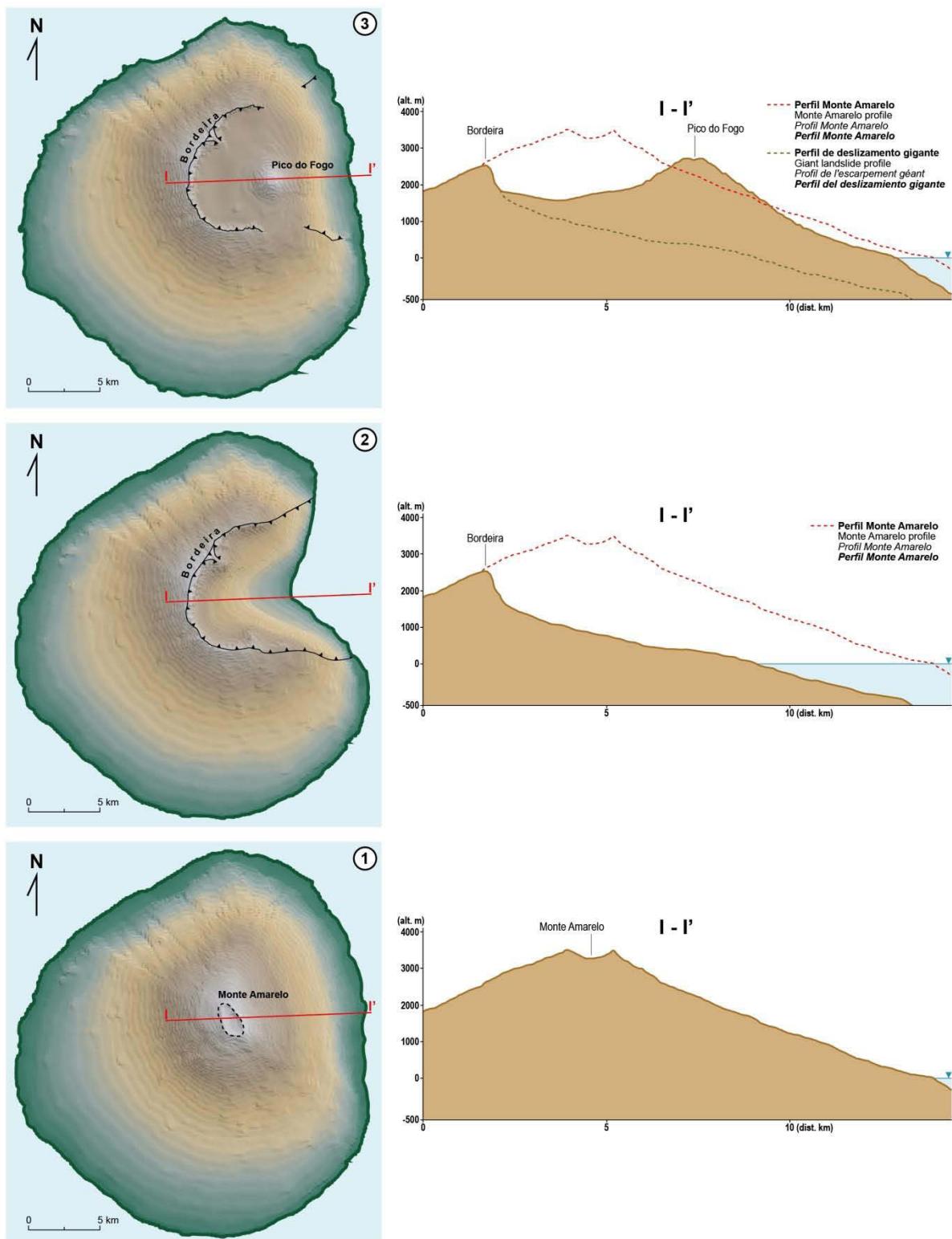


Figure 2.13 : Reconstruction de la déstabilisation massive du flanc Est de l'édifice Monte Amarelo à Fogo (d'après Pérez-Torrado *et al.*, 2017). 1 : Edifice au maximum de sa croissance, avant le collapse Amarelo ; 2 : glissement massif du flanc oriental il y a 65-123 ka (Foeken *et al.*, 2009 ; Paris *et al.*, 2011 ; Ramalho *et al.*, 2015), volume 130-160 km<sup>3</sup> (Masson *et al.*, 2008) ; 3 : topographie actuelle montrant le remplissage de la cicatrice de glissement par les produits éruptifs post-effondrement, dont le Pico do Fogo, nouvel édifice central culminant à 2829 m.

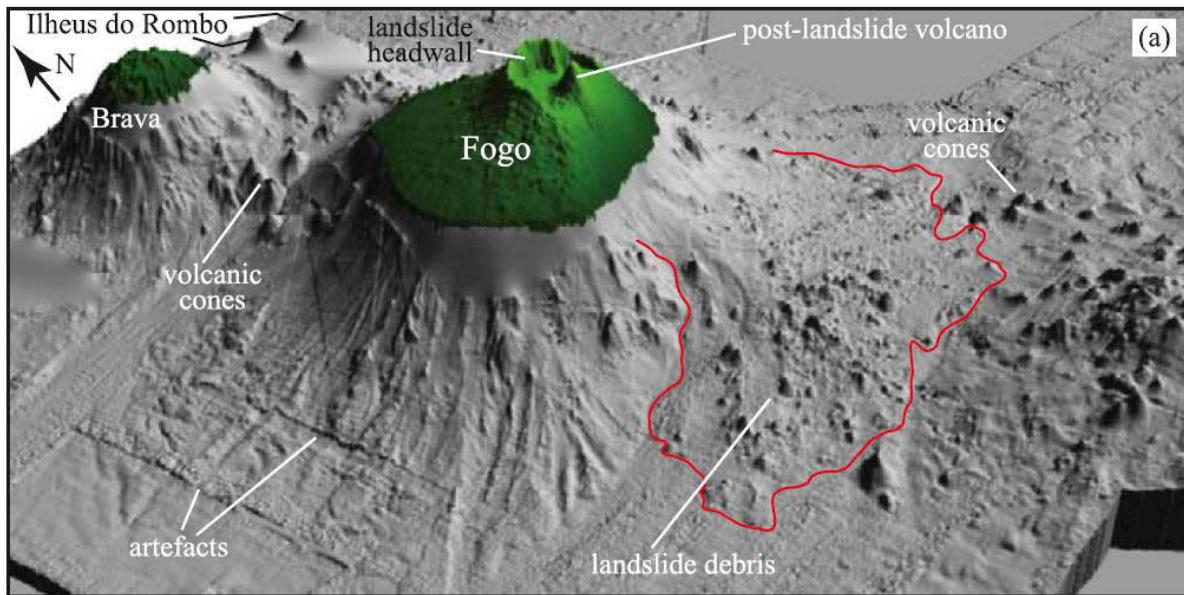


Figure 2.14 : Dépôts de l'avalanche de débris (contours en rouge) générée par la déstabilisation massive du flanc Est du Monte Amarelo à Fogo (Cap Vert). Le volume de dépôts au large est compris entre 130 et 160 km<sup>3</sup> (Masson *et al.*, 2008).

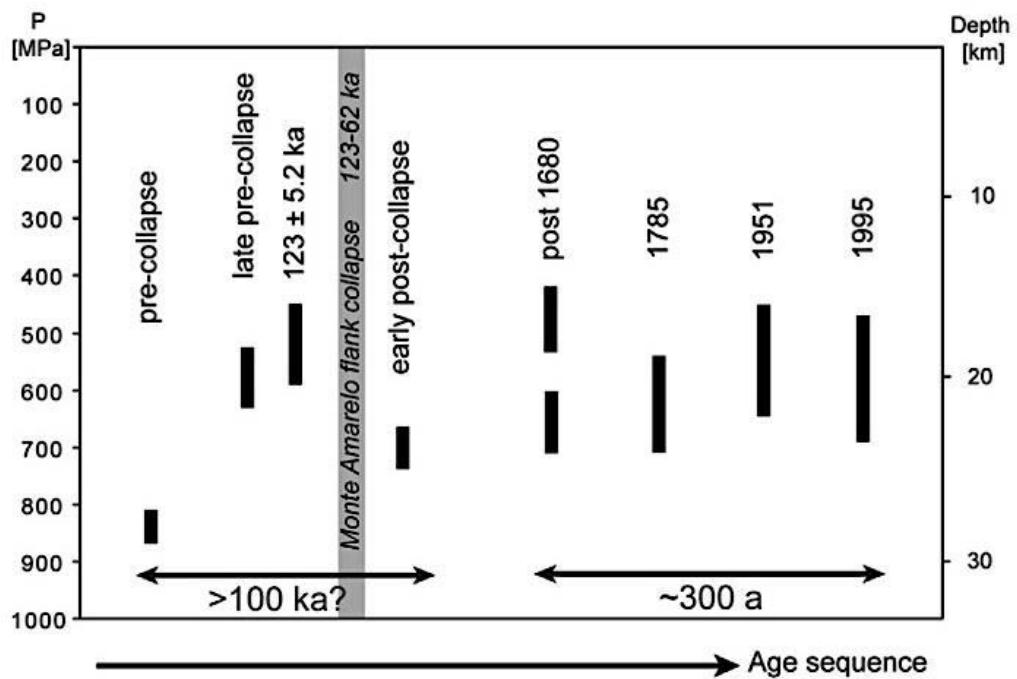


Figure 2.15 : Evolution de la pression, assimilée à la profondeur, calculée par barométrie clinopyroxène-liquide dans les laves de Fogo en fonction du temps (Hildner *et al.*, 2012). Les valeurs de pression représentent un niveau de fractionnement majeur avec cristallisation des clinopyroxènes entre 17 et 22 km de profondeur (c'est-à-dire juste sous le Moho).

sur une surface de 650 km<sup>2</sup> : Masson *et al.*, 2008). La reconstruction paléotopographique pré-effondrement montre que le Monte Amarelo culminait vraisemblablement à 3500 m avant de s'effondrer (Figure 2.13). L'âge du glissement est compris entre 123 et 62 ka d'après les datations <sup>3</sup>He obtenues par Foeken *et al.* (2009) et les datations <sup>3</sup>He obtenues sur les blocs du tsunami liés à l'évènement sont compris entre 65 et 97 ka (Ramalho *et al.*, 2015).

La morphologie de Fogo n'est pas sans rappeler celle de l'édifice central Las Cañadas à Tenerife, égueulé vers le Nord par le glissement massif d'Icod (ex. Carracedo *et al.*, 2007). La caldera de Las Cañadas est découpée en plusieurs secteurs qui ont été interprétés comme des effondrements de caldera successifs avec une migration des centres éruptifs d'Ouest en Est (Martí *et al.*, 1994 ; Martí et Gudmundsson, 2000), l'ensemble de la structure étant tronquée au Nord par les glissements de flancs (Watts et Masson, 1995 ; Ancochea *et al.*, 1999 ; Carracedo *et al.*, 2007). La caldera du Fogo présente également deux secteurs séparés par le complexe intrusif du Monte Amarelo, le secteur Nord ayant un plancher plus bas pour des raisons inconnues (évolution structurale distincte ? taux de remplissage post-effondrement inférieur au secteur Sud ?). L'orientation des dykes sur les parois de la Borda se répartit en directions dominantes qui sont interprétées par Day *et al.* (1999) comme des rift-zones. Mais ces rift-zones sont moins bien définies à Fogo qu'aux Canaries. Bien que très diffuse dans le paysage (Figure 2.11), la rift-zone Ouest semble avoir été particulièrement active après le glissement Monte Amarelo (62-11 ka : Foeken *et al.*, 2009). La rift-zone Sud présente une grande concentration de cônes et coulées très frais mais non datés. L'intérieur de la caldera montre aussi une grande concentration de centres éruptifs très récents (10 éruptions historiques : Ribeiro, 1997 ; Torres *et al.*, 1997) dont les coulées viennent soit buter contre les parois de la Borda, soit s'écouler vers la mer à l'Est. Le Pico do Fogo repose sur une rupture de pente du flanc Est, ce qui laisse planer quelques doutes sur sa stabilité. Les éruptions historiques sont globalement réparties à la base du Pico le long d'un axe Nord-Sud.

Le volcanisme historique est de style effusif, produisant principalement des basanites à phénocristaux de clinopyroxènes et olivines. La dernière éruption de 2014-2015 a en grande partie dévasté les deux villages de la caldera. Des témoignages antérieurs au

XVIII<sup>e</sup> siècle semblent indiquer des explosions et chutes de cendres provenant du Pico (Day *et al.*, 2000). L'étude barométrique de Hildner *et al.* (2012) sur des cristaux de clionopyrox-



Figure 2.16 : Carte de l'échantillonnage dans la caldera de Fogo (Cap Vert), cicatrice d'une déstabilisation massive de l'édifice volcanique Monte Amarelo. Les échantillons pré-collapse sont situés sur les parois de la caldera (Bordeira), tandis que les échantillons post-effondrement fossilisent la paroi ou remplissent la cicatrice de glissement.

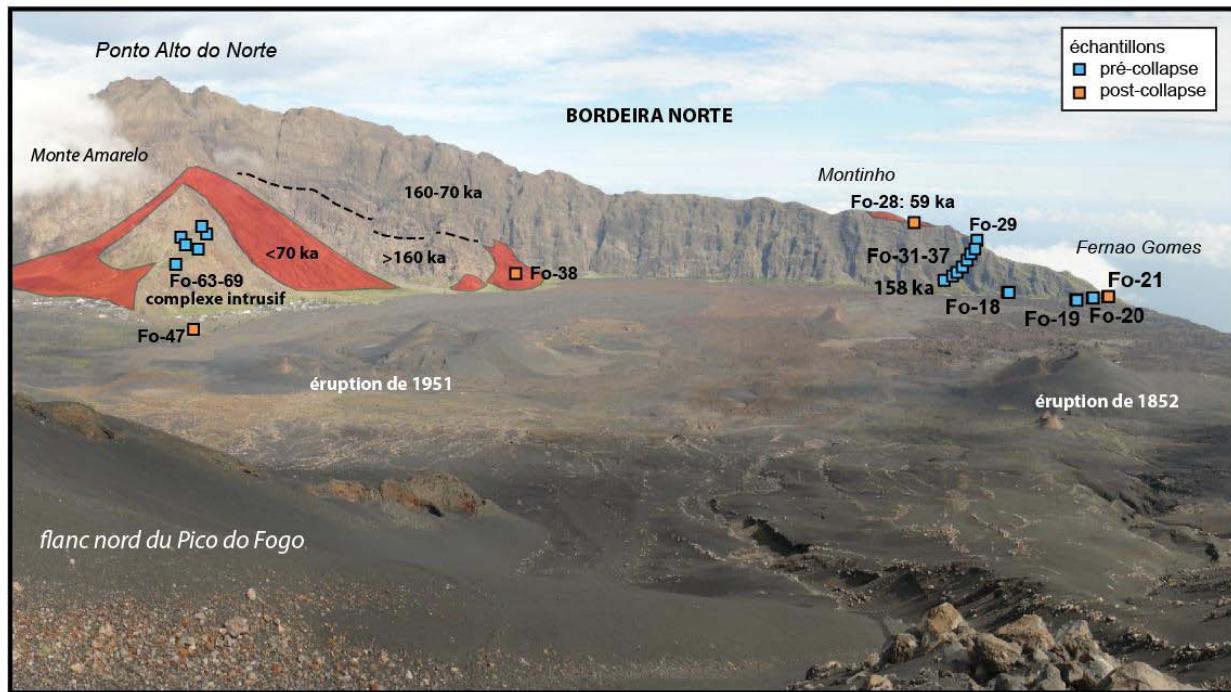


Figure 2.17 : Echantillonnage dans la partie Nord de la BORDEIRA. A notez les cônes post-effondrement en pied de paroi (en rouge), ainsi que les coulées et cônes historiques dans la caldera.

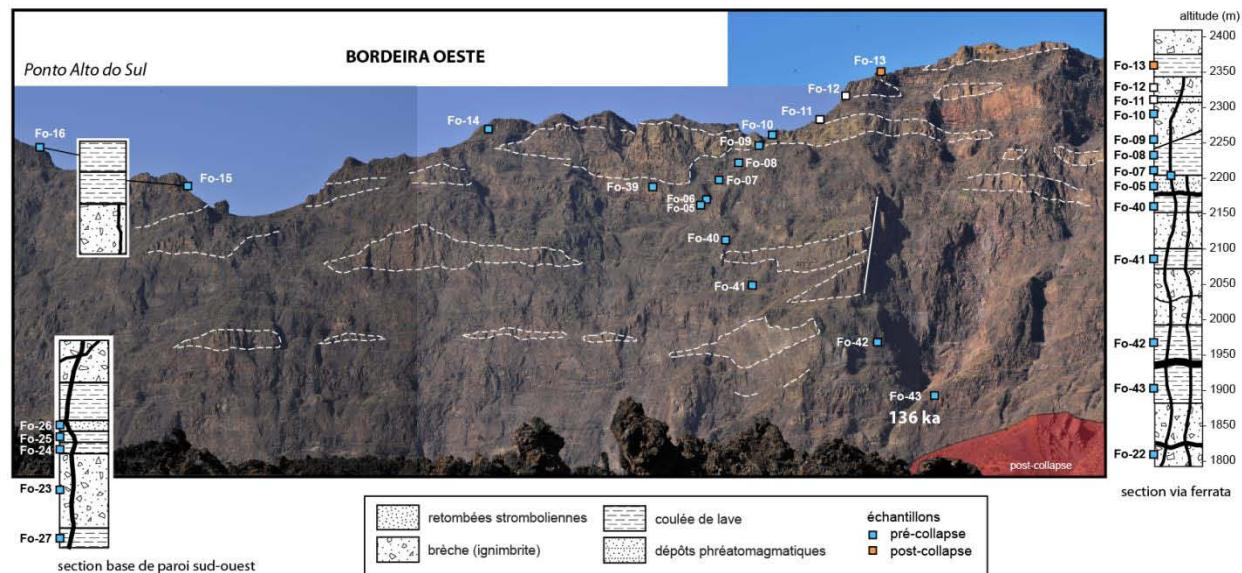


Figure 2.18 : Stratigraphie et échantillonnage sur la paroi Ouest de la BORDEIRA (les principales ignimbrites sont entourées en pointillés blancs).

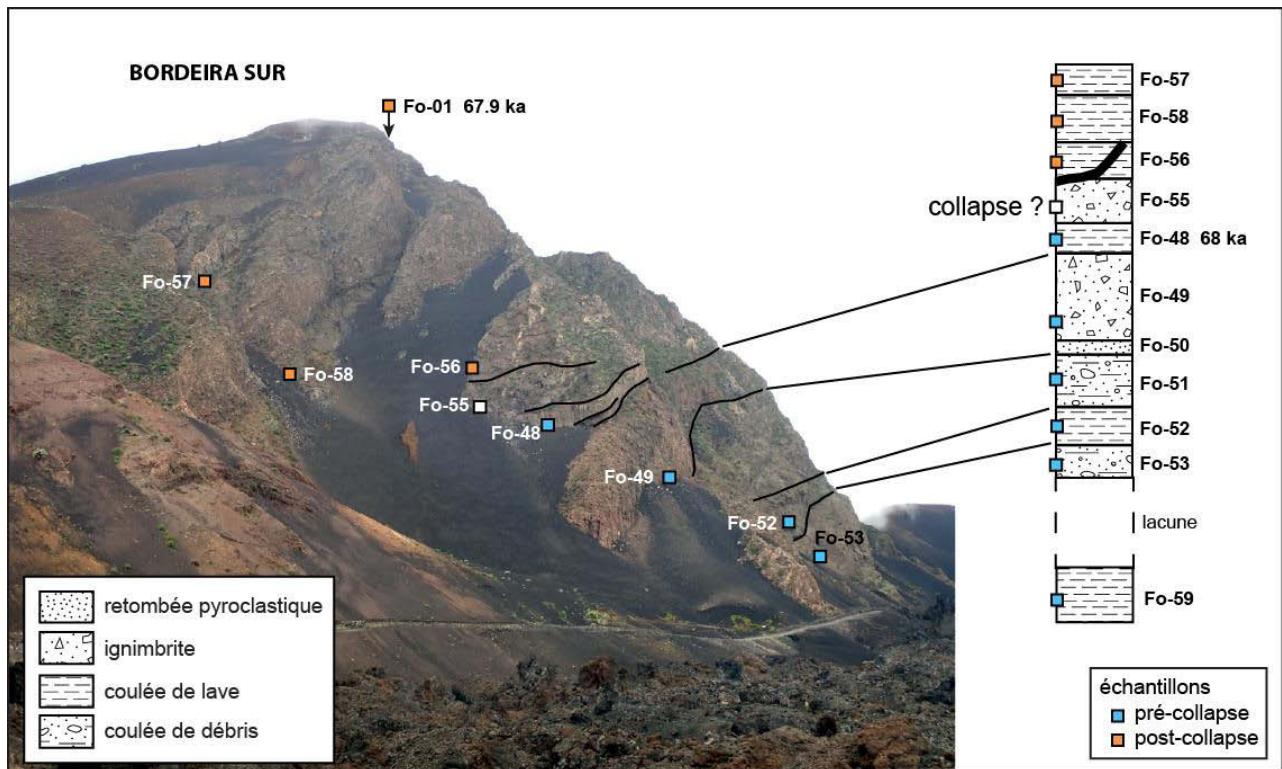


Figure 2.19 : Stratigraphie et échantillonnage sur la paroi Sud de la Bordaera.

-ènes et leurs inclusions vitreuses montre que les magmas sont principalement stockés dans le manteau supérieur (15-30 km). Malgré un échantillonnage peu significatif et un contrôle chronologique limité, Hildner *et al.* (2012) affirment mettre en évidence l'influence du glissement massif Monte Amarelo sur le système de stockage magmatique (Figure 2.15): profondeur de stockage décroissante avant l'effondrement (3 échantillons), puis plus profonde suite au effondrement (1 échantillon dit « *early post-effondrement* » mais non daté).

### 2.3.3. Stratégie d'échantillonnage à Fogo

L'échantillonnage à Fogo s'est échelonné entre février 2012 et juin 2015. En tout, 74 échantillons ont été récoltés dont 48 coulées de laves, 16 dépôts volcanoclastiques (ignimbrites, niveaux de retombées pyroclastiques, brèches de coulées de débris) et 11 intrusions (Annexe A1). La majorité des échantillons sont pré-effondrement (75% des échantillons). L'échantillonnage couvre tous les secteurs accessibles depuis les parois de la caldera jusqu'aux falaises de la côte Est (Figure 2.16), avec quatre secteurs principaux. (1) Les parois septentrionales de la Bordeira sont accessibles via un chemin abrupt qui part du fond de la caldera pour rejoindre le Montinho ; cône post-effondrement situé sur le rebord de la caldera (Figure 2.17) ; (2) Le complexe intrusif central du Monte Amarelo, situé à la charnière entre la partie Nord et la partie Sud de la caldera, est en partie recouvert de cônes de scorie post-effondrement (Figure 2.17) ; (3) La paroi Ouest n'est accessible que grâce à une via ferrata de 500 m de haut le long de laquelle nous avons pu récolter une vingtaine d'échantillons exploitables (Figure 2.18), plus cinq échantillons en pied de paroi ; (4) La paroi Sud est plus accessible du fait des cônes de déjection remaniant les scories de l'éruption de 1951 (Figure 2.19). Cet échantillonnage a été complété par quelques coulées de lave post-effondrement en discontinuité sur les parois de la caldera (Figure 2.16 : Fo-44 et Fo-60), ainsi que des coulées pré-effondrement et post-effondrement sur les falaises de la côte Est (Fo-02 à 04, et Fo-70 à 75).

## **Chapitre 3 :**

# **Méthodes et techniques analytiques**

### 3.1. Géochronologie

#### 3.1.1. Datations K-Ar

Afin de compléter (Tenerife) et d'établir (Fogo) un cadre chronologique robuste, des datations K-Ar ont été réalisées au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette) en collaboration avec Hervé Guillou.

##### 3.1.1.1 Principe des datations K-Ar

Pour une description complète de la méthode, nous renvoyons le lecteur à deux ouvrages de référence (Dalrymple et Lanphere, 1969 ; McDougall et Harrison, 1999), pour n'en rappeler ici que les grandes lignes nécessaires à la compréhension de notre étude. L'un des isotopes du potassium, le  $^{40}\text{K}$  qui ne représente que 0,01167% du potassium total, est naturellement radioactif. Le  $^{40}\text{K}$  a une demi-vie de  $1,25 \times 10^9$  ans. Environ 89% du  $^{40}\text{K}$  décroît en  $^{40}\text{Ca}$ , 11% en  $^{40}\text{Ar}^*$  (\* signifie ici radiogénique, à savoir issu de la décroissance radioactive du  $^{40}\text{K}$ ). La décroissance du  $^{40}\text{K}$  (isotope parent) en  $^{40}\text{Ar}^*$  (isotope fils) est à la base du chronomètre. Aux températures élevées (1200°C pour un magma basaltique), un postulat de la méthode K-Ar indique que le  $^{40}\text{Ar}^*$  est évacué continuellement du magma. Lors de l'éruption, le magma se solidifie rapidement. Le  $^{40}\text{K}$  continue sa décroissance en  $^{40}\text{Ar}^*$ , mais l' $^{40}\text{Ar}^*$  sera dès lors piégé dans le réseau cristallin. Ainsi, en mesurant conjointement le nombre d'isotopes parents restants ( $^{40}\text{K}$ ) et le nombre d'isotopes fils formés ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) et connaissant les constantes de décroissance du  $^{40}\text{K}$ , on peut calculer la durée nous séparant de la date de l'éruption, soit l'âge de la roche. Cette méthode sous-entend les hypothèses suivantes : on postule que, à  $t=0$  (*i.e.* date de l'éruption et de la cristallisation de la lave), le magma est dépourvu de  $^{40}\text{Ar}^*$ . On considère ainsi que l'argon initialement piégé dans l'échantillon a un rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  équivalent à celui de l'atmosphère, soit 298,56 (Lee *et al.*, 2006). Pour rappel,  $^{36}\text{Ar}$  est exclusivement d'origine atmosphérique. On considère également que l'échantillon (roche ou cristal) évolue en système clos, de sa solidification à sa datation. Ceci signifie que ce dernier ne doit pas avoir été réchauffé, ce qui provoquerait une perte non quantifiable de  $^{40}\text{Ar}^*$ , ou altéré, ce qui entraînerait une perte de  $^{40}\text{Ar}^*$  accompagnée d'une perte ou d'un gain de  $^{40}\text{K}$  selon le type

d'altération. Les âges K-Ar reposent donc sur l'acceptation implicite de ces conditions, ce qui peut aboutir à des âges erronés sans signification géologique, si l'une (ou plusieurs) de ces conditions n'est pas satisfaite.

L'équation de l'âge est alors la suivante :

Équation 1

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{40}K} \frac{\lambda}{\lambda_e} + 1\right)$$

Où

$\lambda_e$  =  $\lambda^{40}Ar$  est la constante de désintégration du  $^{40}K$  en  $^{40}Ar^*$  ;

$\lambda_\beta$  =  $\lambda^{40}Ca$  est la constante de désintégration du  $^{40}K$  en  $^{40}Ca$  ;

$\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$  est la constante totale de désintégration du  $^{40}K$  ;

et t est le temps en années.

### 3.1.1.2 Sélection et préparation des échantillons

Les échantillons sélectionnés ne sont dans la mesure du possible que très peu altérés, afin d'éviter ou du moins minorer les erreurs sur les âges liées à la migration du K et de l'Ar. La sélection se fait sur la base d'observations macroscopiques et microscopiques. Nous avons également mesuré la perte au feu (teneur en eau) des échantillons (Annexes A7, B7). Nos échantillons ont des teneurs en eau inférieures à 0,5%. Pour les datations on évite également les laves trop riches en phénocristaux, car ces derniers se sont formés au sein de la chambre magmatique antérieurement (une durée que l'on ne peut ici estimer) à l'éruption que nous souhaitons dater. Ainsi, ce sont les mésostases des laves qui seront séparées et analysées, car elles représentent la phase ayant cristallisé lors du refroidissement rapide de la lave en surface. Pour cela, les échantillons sont sciés puis broyés. Ils sont ensuite tamisés entre la fraction 250 et 125  $\mu m$  puis nettoyés à l'eau distillée pour ôter les fractions fines. Afin d'éliminer les éventuelles phases d'altération, les échantillons sont nettoyés par ultra-sons dans un bain d'acide acétique à 60°C sur une durée de 45 min. Ensuite, les mésostases sont séparées par tri magnétique. Ceci permet d'isoler la mésostase, généralement magnétique, des phénocristaux. Afin d'affiner la séparation, un tri densitométrique est réalisé. L'échantillon est versé dans une liqueur

dense, en l'espèce du diiodométhane, d'une densité de 3,32. Par ajouts successifs d'acétone ( $d = 0,791$ ), le liquide sera porté pas à pas jusqu'à une fraction de densité généralement comprise entre 3 et 2,9 (pour les basaltes), permettant ainsi l'élimination des phénocristaux d'olivine, de pyroxène et de plagioclase qui sont des porteurs potentiels d'argon en excès.

### 3.1.1.3 Spécificité de la méthode K-Ar sans traceur

Cette méthode a été développée par C. Cassignol (Cassignol et Gillot, 1982 ; Schwarz et Trieloff, 2007). Comme le montre l'équation de l'âge (Équation 1), deux inconnues sont à déterminer : la quantité  $d^{40}\text{Ar}^*$  et celle  $d^{40}\text{K}$ . La quantité de K est mesurée sur la fraction de mésostase sélectionnée au laboratoire Magmas et Volcans (cf. section Analyses des éléments majeurs sur roches totales. En guise de comparaison, cinq échantillons ont également été analysés au SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux) où une valeur moyenne est obtenue suite à trois analyses indépendantes. Les analyses du LMV et du SARM sont similaires (Tableau 3.1) avec une reproductibilité de 1% chacune. Le  $^{40}\text{K}$  est calculé à partir de l'abondance naturelle des isotopes du K.

La mesure de la composition isotopique en argon se fait sur des prises d'échantillon de l'ordre de 1 à 2 grammes. Les échantillons sont enveloppés dans des capsules de cuivre ultra-pur, puis introduits dans un porte échantillon en verre borosilicaté. Ce porte échantillon est connecté à un four à induction. L'échantillon est alors basculé dans un creuset en Molybdène chauffé progressivement à 1500 °C afin de le fondre complètement. Durant la fusion, qui prend en règle générale 10 à 15 minutes, les gaz extraits de l'échantillon sont piégés sur un charbon actif porté à la température de l'azote liquide. Ensuite, les gaz extraits sont purifiés sous l'action conjointe de pompes Getters et d'un sublimateur de Titane. Ceci permet de piéger les autres gaz que l'Argon, notamment les gaz actifs. Ce processus est achevé au bout d'une durée comprise entre 20 et 40 minutes suivant la nature et la quantité des gaz extraits. Suite à cette étape, l'argon est concentré par piégeage sur charbon actif au plus près du spectromètre de masse. Il est ensuite détenu dans un volume calibré puis dans le spectromètre de masse. Les signaux des ions  $^{40}\text{Ar}$  et  $^{36}\text{Ar}$  sont mesurés simultanément, le spectromètre étant équipé d'un double collecteur. Les signaux sont amplifiés et intégrés sur une durée de 100 secondes. Lorsque

Tableau 3.1 Concentration en K<sub>2</sub>O de cinq échantillons au SARM et au LMV.

	K <sub>2</sub> O %	
	SARM	LMV
<b>LA-02</b>	1,40	1,39
<b>GO-09</b>	1,33	1,36
<b>FO-48</b>	3,94	3,91
<b>FO-28</b>	2,44	2,50
<b>FO-02</b>	2,14	2,11

l'analyse du gaz échantillon est achevée, l'argon est évacué de la cellule spectrométrique par cryopompage. Une ou n doses d'argon atmosphérique sont ensuite introduites dans le spectromètre de masse et sont mesurées dans les mêmes conditions de pression que l'échantillon. Cette mesure permet de corriger les valeurs mesurées pour l'échantillon de l'argon atmosphérique et de calculer le pourcentage d'argon radiogénique inclus dans l'échantillon.

La formule de correction utilisée est la suivante :

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{éch}}}{^{36}\text{Ar}_{\text{éch}}} - \frac{^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}}{^{36}\text{Ar}_{\text{atm}}}}{\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{éch}}}{^{36}\text{Ar}_{\text{éch}}}} \quad \text{Équation 2}$$

Avec :  $^{40}\text{Ar}^*$  :  $^{40}\text{Ar}$  radiogénique provenant de la décroissance de  $^{40}\text{K}$  ;

$^{36}\text{Ar}_{\text{atm}}$  :  $^{36}\text{Ar}$  provenant de l'atmosphère ;

$^{36}\text{Ar}_{\text{éch}}$  :  $^{36}\text{Ar}$  contenu dans l'échantillon ;

Une troisième mesure est réalisée afin de calibrer les signaux d'argon. Il s'agit de convertir le signal électrique en nombre d'atomes. Pour cela, un nombre connu d'atome d' $^{40}\text{Ar}$  est introduit dans le spectromètre de masse à partir d'une bonbonne calibrée grâce à des minéraux standards d'âges connus. Le standard utilisé dans cette étude est HD-B1 (Schwarz et Trieloff, 2007). C'est une biotite datée à 24,21 Ma.

### 3.1.2. Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Il existe en général une bonne cohérence entre les âges K-Ar et les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  pour des échantillons d'âge Quaternaire (Guillou *et al.*, 2011 ; Kissel *et al.*, 2014 ; Laj *et al.*, 2014). Il n'en reste pas moins que la méthode K-Ar ne permet pas de mettre en évidence

les éventuelles pertes ou excès en  $^{40}\text{Ar}$ . Ainsi, l'erreur donnée sur les âges K-Ar peut être en deçà de l'erreur réelle.

L'échantillon est soumis à un flux de neutrons rapides au sein d'un réacteur nucléaire, pour transformer artificiellement une partie des isotopes  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$ . La quantité d' $^{39}\text{Ar}$  ainsi générée est proportionnelle au nombre d' $^{39}\text{K}$  présents dans l'échantillon et donc de  $^{40}\text{K}$  (atomes parents), le rapport  $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$  étant connu à un instant donné et donc à l'actuel dans les échantillons terrestres. L'avantage est que le rapport atomes fils radiogéniques ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) vs atomes parents ( $^{39}\text{Ar}$  proportionnel à  $^{40}\text{K}$ ) est obtenu par une mesure simultanée par spectrométrie de masse. La connaissance précise du rendement de production d' $^{39}\text{Ar}$  à partir de  $^{39}\text{K}$  est obtenue en se référant à des standards d'âges connus, irradiés conjointement avec les échantillons à dater. Pour notre étude, il s'agit des cristaux de sanidine de la rhyolite d'Alder Creek (USA) datée à  $1.193 \pm 0.001$  Ma par Nomade *et al.* (2005). La méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  permet d'obtenir des informations plus complètes sur le comportement de l'horloge radio-isotopique que la méthode K/Ar. Dans la méthode dite de « *step-heating* » (Turner *et al.*, 1966), l'échantillon est chauffé progressivement par paliers de température croissante (par exemple des paliers de  $60^\circ\text{C}$ ) par le biais d'un four ou d'un laser. Pour chaque palier, la composition isotopique en argon du gaz extrait et purifié est mesurée au spectromètre de masse. On peut ainsi calculer un âge apparent pour chaque étape de dégazage de l'échantillon. Au final, on obtient un spectre d'âge. L'allure générale de ces spectres permet de voir si l'horloge K/Ar au sein de l'échantillon a été ou non perturbée. Un échantillon non perturbé qui a évolué en système clos depuis sa cristallisation aura à chaque étape de température un rapport constant entre les isotopes  $^{40}\text{Ar}^*$  et  $^{39}\text{Ar}$ . On obtiendra donc, pour chaque palier de température un âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  apparent identique, aux erreurs analytiques près. Le résultat de l'expérience sera représenté sous forme d'un spectre d'âge dont chaque étape de température donnera le même âge. On pourra alors définir l'âge de l'échantillon comme l'âge plateau. On considère en général qu'un plateau est composé d'au moins trois paliers successifs contenant au minimum 60% de l' $^{39}\text{Ar}$  provenant du potassium dégazé et dont les âges apparents sont cohérents à 95% de probabilité (Sharp *et al.*, 2005).

La méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  permet aussi de traiter les données isotopiques obtenues pour construire des isochrones. On reporte dans un diagramme dit « isochrone inverse » les valeurs expérimentales  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  acquises pour chaque palier de

température. Lorsque le gaz extrait est un mélange simple argon atmosphérique – argon radiogénique, les points sont alignés le long d'une droite de mélange ou isochrone. L'intersection de l'isochrone avec l'axe  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  correspond à une valeur de  $^{39}\text{Ar}$  égale à 0. Cette valeur déduite et calculée correspond au signal isotopique d'un échantillon dépourvu de K et qui ne peut donc produire de l' $^{40}\text{Ar}^*$  purement radiogénique. Ainsi, pour un échantillon dépourvu d' $^{40}\text{Ar}^*$  en excès, l'isochrone intercepte l'axe  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  à une ordonnée de valeur 1/298,56 (Lee *et al.*, 2006) que l'on notera par la suite  $(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})_i$ . À l'opposé, pour un échantillon contenant de l' $^{40}\text{Ar}^*$  en excès,  $(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})_i$  aura une valeur inférieure à 1/298,56. On peut ainsi, à partir du diagramme isochrone inverse, mettre en évidence la présence ou l'absence d'excès d'argon mais aussi les éventuelles pertes en  $^{40}\text{Ar}$ .

### 3.2. Analyses pétrographiques

Afin de déterminer et connaître la composition des minéraux présents dans les laves étudiées, des analyses à la microsonde électronique (CAMECA SX100 du LMV) ont été réalisées à partir des lames minces polies de chaque échantillon. Ces dernières ont préalablement été observées au microscope optique polarisant. Les compositions modales ont été déterminées grâce au logiciel ImageJ. À partir de scans de lames minces mises à l'échelle, les familles de minéraux ont été détournées à la main. Le logiciel calcule ensuite une série de statistiques métriques.

Les lames ont été métallisées pour les analyses à la microsonde. Le principe de la microsonde repose sur un faisceau d'électrons bombardant l'échantillon. Les atomes provenant du minéral ciblé émettent des rayons X, dont les longueurs d'ondes sont fonctions des éléments. Ces longueurs d'ondes sont analysées par quatre spectromètres WSD (*wave-length-dispersive spectroscopy*). Les pics d'émission obtenus sont rapportés à ceux préalablement mesurés sur divers standards choisis en fonction de l'élément à analyser. Les mesures sont obtenues en «nombre de coups», puis transformées en pourcentages pondéraux d'oxydes et de cations. Les rayons X sont diffractés par un des douze cristaux, d'orientation variable conformément à la loi de Bragg, et orientés vers un détecteur qui va comptabiliser le nombre de photons pour chaque élément. Les concentrations des minéraux ont été analysées avec une intensité de courant de 15 nA. La

taille du faisceau faisait environ 2  $\mu\text{m}$ . Les clinopyroxènes, courants dans nos échantillons, ont été analysés en utilisant le cristal LPET (*Large Penta Ery Thriol*), qui permet la mesure très précise des éléments Ti, Cr et Ca.

### 3.3. Analyses des éléments majeurs sur roches totales

Des cubes d'échantillons débarrassés de toute altération pelliculaire ont été concassés grâce à un broyeur à mâchoire afin d'obtenir une fraction fine (fragments  $< 1$  mm). Le broyeur a été pré-contaminé pour chaque échantillon avec des résidus de croûte prélevée en surface, puis nettoyé avant le broyage de l'échantillon « sain ». La fraction concassée a été quartée en trois parties égales, qui sont broyées finement grâce à un broyeur planétaire. La première fraction sert à pré-contaminer le broyeur planétaire. La seconde fraction sera utilisée pour l'analyse des éléments majeurs, et la troisième pour l'analyse des éléments en traces et la détermination des rapports isotopiques.

L'analyse des éléments majeurs a été effectuée au LMV sur un spectromètre d'émission atomique associé à un plasma inductif d'argon (ICP-AES ULTIMA C). La mise en solution des échantillons se fait par fusion alcaline (Cantagrel et Pin, 1994 ; Murray *et al.*, 2000). Cette méthode consiste à mélanger l'échantillon (100 mg de poudre) à un agent fondant (ici du borate de lithium) dans les proportions 1:3. Ce mélange, placé dans un creuset en graphite, est ensuite porté à une température de  $\sim 1100^\circ\text{C}$  grâce à un four à induction magnétique. Le fondant permet d'abaisser le point de fusion de l'échantillon, ce qui permet la formation d'une perle magmatique. Celle-ci est alors plongée dans une solution d'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ ) et d'acide fluorhydrique (HF). Ceci permet la dissolution totale de la roche. Cette solution va être transformée en aérosol dans un nébuliseur et envoyée vers le plasma. Le plasma va ioniser les atomes présents dans les aérosols. Les atomes excités vont émettre un rayonnement lumineux lors du retour à l'état énergétique fondamental de chaque atome. Le rayonnement lumineux a une longueur d'onde spécifique à chaque élément. La mesure des intensités lumineuses des différentes longueurs d'onde se fait grâce à deux spectromètres : un polychromateur et un monochromateur. Les intensités sont proportionnelles aux concentrations de l'élément. Une droite de calibration est utilisée pour convertir l'intensité en concentration. Cette

droite est réalisée à partir d'un blanc, solution pure d'acide dans lequel les échantillons sont introduits, et un standard, dont les concentrations sont connues (ici DR-N). La fiabilité des mesures est contrôlée par un standard de roche naturelle, ici BHVO-1, qui est analysé en début et fin de chaque session d'analyse. Plusieurs échantillons ont également été analysés deux fois (Tableau 3.2). La reproductibilité des mesures est inférieure à 2%, sauf pour Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Ba. Ces mauvaises reproductibilités sont liées à la concentration du standard BHVO-1 qui est faible pour ces éléments. Cependant les échantillons sont plus riches en Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O que BHVO-1 et la reproductibilité est meilleure. À noter que les deux analyses de LA-09 correspondent à deux échantillons de la même coulée, prélevés à deux mètres d'écart sur le terrain. Les deux analyses représentent un test de reproductibilité et contamination liée au broyage.

La perte au feu (ou LOI pour *Loss On Ignition*) se fait en deux étapes. Dans un premier temps, la quantité d'eau superficielle est déterminée en plaçant un gramme d'échantillons dans un four à 110°C pendant 2h. Dans un deuxième temps, la même poudre est placée dans un four à 1000°C pour extraire l'eau contenue dans la structure interne des minéraux. La différence de masse entre l'échantillon « sec » et avant le passage au four détermine la perte au feu.

### 3.4. Analyses des éléments en traces sur roches totales

Pour les analyses en éléments traces, deux protocoles ont été testés. Ils impliquent la même digestion acide : 100 mg de chaque échantillon ont été dissous grâce à de l'acide fluorhydrique (HF) et de l'acide nitrique (HNO<sub>3</sub>). 2 mL d'HF concentré sont utilisés afin de casser les liaisons silicatées, et 0,5 mL d'HNO<sub>3</sub> pour détruire les fluorures de calcium et magnésium générés par réaction avec l'HF (et qui sont insolubles). Après 24h sur plaque chauffante à 75°C, 2 mL d'HNO<sub>3</sub> et 0,2 mL d'acide perchlorique (HClO<sub>4</sub>) sont ajoutés à la solution, permettant ainsi de détruire les fluorures créés lors de la première étape.

Le premier protocole est le suivant :

Après évaporation complète de cette solution, la digestion se poursuit avec 5 mL d'HNO<sub>3</sub> 7M. Cette solution est la solution mère, qui est alors aliquotée de 0,5 mL pour obtenir une solution fille. Cette dernière est diluée dans 5 mL d'HNO<sub>3</sub> 7M. Cette solution

Tableau 3.2 : Reproductibilité du standard BHVO-1 mesuré à l'ICP-AES au LMV, ainsi que celle des échantillons dupliqués.

BHVO-1 certifié	BHVO-1 (N=12)	$\pm 2\sigma$	RSD (%)	LA-09	LA-09 dupl	RSD (%)	AY-02	AY-02 dupl	RSD (%)	IZ-01	IZ-01 dupl	RSD (%)	
Oxydes (pds. %)													
SiO <sub>2</sub> %	49,94	49,64	0,32	0,46	43,02	43,66	2,07	42,65	43,44	2,60	48,84	48,69	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,80	13,43	0,16	0,86	15,26	15,00	2,38	12,89	12,74	1,72	17,32	18,17	6,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	12,23	12,32	0,14	0,81	14,15	14,90	7,24	13,89	13,75	1,46	9,32	9,32	0,06
MgO %	7,23	7,22	0,15	1,48	4,96	5,19	6,42	10,28	9,98	4,18	3,15	3,13	1,30
CaO %	11,40	11,49	0,21	1,32	9,73	10,01	4,01	11,12	11,10	0,23	7,74	7,84	1,87
Na <sub>2</sub> O %	2,26	2,40	0,21	6,29	6,53	4,51	51,77	3,48	3,27	8,85	6,02	5,94	2,01
K <sub>2</sub> O %	0,52	0,54	0,06	7,50	1,41	1,24	17,94	1,23	1,20	4,15	2,65	2,63	0,85
TiO <sub>2</sub> %	2,71	2,80	0,03	0,79	3,40	4,24	30,84	3,36	3,61	10,07	2,52	2,53	0,34
MnO %	0,17	0,17	0,00	0,86	0,20	0,21	5,91	0,19	0,19	1,67	0,21	0,21	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,27	0,28	0,02	4,57	0,80	0,67	24,99	0,78	0,74	8,29	0,81	0,79	4,18
Eléments mineurs (pds. %)													
Ba %	0,014	0,015	0,002	8,425	0,053	0,049	11,368	0,040	0,040	0,487	0,072	0,081	16,658
Sr %	0,040	0,040	0,001	0,920	0,082	0,082	0,429	0,081	0,080	0,356	0,138	0,140	1,392

fille est évaporée, puis solubilisée grâce à 5 mL d'HNO<sub>3</sub> dilué avant d'être finalement aliquotée de 0,2 mL pour l'analyse. Cette aliquote est évaporée et reprise dans 4 mL de solution de reprise (HNO<sub>3</sub> 0,4M et HF 0,05M).

Le second protocole est le suivant :

La solution mère est réalisée de façon suivante : 10 mL d'HNO<sub>3</sub> 7M permettent de reprendre le dépôt de l'attaque, après avoir passé 24h sur plaque chauffante à 70°C. Ces 10 mL sont transvasés dans un pilulier. Le savigrex de départ est ensuite re-rempli de 10 mL d'HNO<sub>3</sub> 7M, puis placé sur plaque chauffante 24h à 70°C. Puis la solution est transvasée dans le pilulier de solution mère. Cette dernière étape est réalisée une autre fois, afin de s'assurer que le savigrex ne contient plus d'échantillon et que la solution mère est totalement reprise. La solution fille est alors prélevée du pilulier de solution mère afin d'avoir pour l'analyse un facteur de dilution de 5000. Pour cela, environ 1,8 mL de solution mère sont prélevés et placés dans le pilulier de solution fille. Cette solution est évaporée,

puis reprise par environ 28 mL de solution de reprise. 5 mL sont ensuite prélevés et placés dans un pilulier pour analyse.

Cette solution est introduite dans un ICP-MS quadripolaire 7500 CE, puis nébulisée et ionisée grâce à un plasma d'argon à pression atmosphérique. Les atomes ionisés sont transférés vers la partie de l'appareil sous vide grâce à 2 cônes en nickel. La pointe des cônes est dirigée vers la torche à plasma. Le flux d'ions est alors focalisé par des lentilles afin qu'il traverse la cellule de collision. Cette cellule a pour but de s'affranchir des interférences poly-atomiques. Dans cette cellule, un gaz inerte (ici He) est injecté et va interagir avec les ions interférents qui sont poly-atomiques. Ces ions étant plus volumineux que les ions monoatomiques, ils vont subir plus de collision avec l'He et alors perdre de l'énergie. Ces ions n'auront plus l'énergie pour atteindre l'analyseur. Le faisceau ionique est alors dirigé vers le quadripôle (quatre barreaux en Mo dans lesquels un courant alternatif est appliqué de façon symétrique) qui va séparer les ions en fonction du rapport masse/charge. Les ions subissent alors des oscillations dont l'amplitude dépend du rapport masse/charge. Ainsi, chaque ion d'un même élément acquiert une trajectoire stable dirigée vers le détecteur. Au sein du détecteur, le flux d'ion est converti en signal électrique grâce à un multiplicateur d'électrons.

Durant l'analyse, un standard (BHVO-2) est analysé tous les cinq échantillons afin de servir de point haut sur la droite de calibration, le point bas étant la solution de reprise seule qui est analysée également tous les cinq échantillons. Ces deux analyses permettent en outre de corriger les effets de matrice ainsi qu'une éventuelle dérive de la machine. Pour cela, les concentrations sont déterminées par « *standard bracketing* ». De plus, un standard de roche (BCR-2) est également analysé 2 à 3 fois durant chaque session et permet de déterminer la reproductibilité sur 10 sessions d'analyses.

Les protocoles ont été tous les deux testés sur quatre échantillons et le standard (BCR-2). Les erreurs relatives de ces analyses sont reportées en Tableau 3.3. Les deux protocoles montrent des résultats semblables, ce qui les valide. Le protocole 1 étant plus rapide et utilisant moins de consommable et d'acide, il a été sélectionné pour réaliser les analyses des éléments en traces de cette étude.

Tableau 3.3 : Comparaison du protocole 1 (P1) et du protocole 2 (P2) d'attaque des éléments traces pour quatre échantillons et le standard BCR-2.

BCR-2			FO-71			IT-01			FO-58			FO-28			
	P 1	P 2	RSD (%)	P 1	P 2	RSD (%)	P 1	P 2	RSD (%)	P 1	P 2	RSD (%)	P 1	P 2	RSD (%)
Elements (ppm)															
Rb	43,6	44,6	3,2	40,3	37,7	9,2	45,1	41,4	12,3	60,3	58,1	5,3	78,2	78,3	0,1
Sr	328,1	323,4	2,1	815,2	764,0	9,2	807,3	748,7	10,7	1185,2	1132,2	6,5	1624,2	1533,4	8,1
Y	34,4	34,1	1,0	26,4	24,3	11,9	28,9	26,0	15,0	33,0	31,0	8,6	42,6	41,1	4,9
Zr	180,6	177,7	2,3	307,1	262,4	22,2	299,6	251,9	24,5	354,0	309,0	19,2	517,0	456,1	17,7
Nb	11,8	11,6	2,2	69,8	68,4	3,0	77,9	74,7	5,8	92,4	92,3	0,0	130,3	133,2	3,1
Cs	1,2	1,1	4,4	0,4	0,4	12,3	0,5	0,4	15,4	0,7	0,6	17,6	0,8	0,7	14,1
Ba	661,3	676,7	3,3	579,9	559,3	5,1	424,8	383,3	14,6	822,0	795,3	4,7	1028,7	991,6	5,2
La	24,2	24,0	1,4	39,9	37,1	10,3	44,6	40,2	14,9	61,0	60,0	2,5	92,9	91,9	1,6
Ce	51,2	53,3	5,5	88,3	85,6	4,4	87,2	81,5	9,6	139,5	128,2	12,0	212,0	194,6	12,1
Pr	6,6	6,5	1,2	11,3	10,5	9,7	11,6	10,5	14,3	16,5	15,5	9,0	25,0	23,7	7,7
Nd	27,7	27,7	0,2	47,1	44,2	9,0	48,6	44,3	13,2	67,2	63,2	8,7	99,9	94,8	7,4
Sm	6,3	6,3	0,3	9,1	8,8	5,2	10,0	9,2	12,1	12,3	11,8	6,3	17,8	16,9	7,1
Eu	1,9	2,0	2,9	2,9	2,8	4,2	3,2	2,9	14,0	3,8	3,6	7,8	5,3	5,1	6,1
Tb	1,0	1,0	0,6	1,1	1,0	11,4	1,2	1,1	14,5	1,4	1,3	11,1	1,9	1,8	7,2
Gd	6,6	6,6	0,1	8,0	7,6	6,6	8,8	8,0	14,0	10,3	9,7	8,3	14,1	13,5	5,9
Dy	6,1	6,2	1,1	5,6	5,3	8,0	6,2	5,7	13,2	6,9	6,6	7,7	9,4	8,9	7,1
Ho	1,3	1,3	0,1	1,0	0,9	7,8	1,1	1,0	15,4	1,2	1,2	9,0	1,6	1,5	8,0
Er	3,5	3,6	1,4	2,4	2,4	4,8	2,6	2,4	12,0	3,1	2,9	6,4	4,0	3,8	6,1
Tm	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	7,3	0,3	0,3	22,1	0,4	0,4	10,5	0,5	0,5	9,0
Yb	3,3	3,3	0,5	1,9	1,7	10,8	1,9	1,7	14,4	2,4	2,2	8,9	2,9	2,7	7,2
Lu	0,5	0,5	1,4	0,3	0,2	6,8	0,3	0,2	22,4	0,3	0,3	7,8	0,4	0,4	6,5
Hf	4,7	4,7	1,0	7,0	6,7	7,2	6,6	5,9	14,3	7,6	7,1	8,4	9,5	9,0	7,5
Pb	10,1	10,0	0,6	2,5	2,4	4,7	2,2	2,0	16,5	2,8	2,6	8,4	3,3	3,0	11,7
Th	5,6	5,8	5,6	3,6	3,6	0,2	3,8	3,5	9,6	4,8	4,6	5,3	7,2	6,9	5,4
U	1,6	1,6	0,7	0,8	0,8	6,8	0,8	0,8	11,0	1,2	1,1	10,6	2,0	1,9	9,4

La reproductibilité et la justesse des données sont reportées dans la Tableau 3.4. La moyenne des blancs est reportée en Tableau 3.5 et montre des teneurs faibles, par rapport aux concentrations des échantillons.

### 3.5. Analyses des isotopes du Sr, Nd et Pb sur roches totales

Afin de mesurer les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb des échantillons, il est nécessaire de séparer ces éléments des autres éléments chimiques et ainsi éviter toute interférence lors des analyses. Pour cela, les échantillons sont séparés par chromatographie sur colonnes (Pin *et al.*, 2014).

Tableau 3.4 : Reproductibilité du standard BCR-2 mesuré à l'ICP-MS au LMV, ainsi que celle des échantillons dupliqués.

	BCR-2 certifié (N=23)	BCR-2 (N=23)	$\pm 2\sigma$	RSD (%)	LA-09	LA-09 dupl	RSD (%)	BA-06	BA-06 dupl	RSD (%)	FO-17	FO-17 dupl	RSD (%)
Elements (ppm)													
Rb	46,0	64,3	47,1	73,3	15,1	56,9	164,1	27,5	11,2	119,4	149,5	154,5	4,7
Sr	337,4	345,3	53,7	15,5	572,6	963,6	72,0	656,3	462,1	49,1	1944,7	2115,7	11,9
Y	36,1	35,1	8,9	25,3	26,2	38,0	52,2	30,1	28,6	7,1	47,8	51,8	11,5
Zr	186,5	186,7	24,8	13,3	308,0	324,6	7,4	231,3	225,2	3,8	608,5	700,8	20,0
Nb	12,4	12,1	2,7	22,6	96,3	113,7	23,4	45,9	47,0	3,3	217,2	239,4	13,8
Cs	1,2	2,2	2,8	128,7	0,2	1,7	223,2	0,3	0,1	98,8	1,7	1,7	5,7
Ba	683,9	672,5	81,7	12,1	565,5	554,7	2,7	281,4	359,5	34,5	1517,9	1614,1	8,7
La	25,1	24,0	3,0	12,6	45,6	52,0	18,6	31,1	32,4	6,0	124,3	134,8	11,5
Ce	53,1	50,7	6,1	12,1	111,2	112,7	1,9	65,1	71,1	12,4	248,6	261,4	7,1
Pr	6,8	6,5	0,9	13,9	11,9	13,7	18,9	8,5	8,8	5,4	27,3	28,4	5,7
Nd	28,3	28,2	2,8	9,9	48,9	55,5	17,7	35,3	36,8	5,6	101,5	105,5	5,4
Sm	6,5	6,5	0,7	10,3	9,6	11,1	20,9	8,1	8,0	1,6	17,5	17,9	3,2
Eu	2,0	2,0	0,2	11,6	2,9	3,5	24,7	2,7	2,7	1,7	5,3	5,4	1,2
Tb	1,1	1,0	0,1	14,3	1,1	1,4	31,8	1,1	1,1	0,3	1,9	1,9	3,4
Gd	6,8	6,8	0,7	11,0	8,0	9,7	27,4	7,6	7,4	2,4	13,8	14,3	4,6
Dy	6,4	6,4	0,8	12,1	5,8	7,3	32,9	6,1	5,8	6,5	10,0	10,4	5,3
Ho	1,3	1,3	0,2	17,1	1,0	1,3	32,9	1,1	1,1	5,3	1,8	1,8	3,9
Er	3,7	3,7	0,5	12,9	2,6	3,3	32,5	2,8	2,7	8,1	4,7	4,8	2,2
Tm	0,5	0,5	0,1	17,9	0,3	0,4	38,6	0,4	0,4	2,2	0,6	0,6	1,6
Yb	3,4	3,4	0,5	14,1	2,0	2,6	36,5	2,2	2,0	12,0	3,8	3,7	2,0
Lu	0,5	0,5	0,1	17,9	0,3	0,4	46,9	0,3	0,3	11,7	0,5	0,5	1,9
Hf	5,0	4,7	0,5	9,9	7,1	6,8	5,1	5,4	6,2	21,2	10,6	10,7	2,2
Pb	10,6	9,9	2,7	27,1	2,0	2,9	53,6	1,8	1,5	23,7	8,2	10,2	30,4
Th	5,8	6,1	1,3	21,1	4,1	5,4	38,6	3,2	3,2	0,7	13,1	12,9	2,1
U	1,7	1,6	0,2	10,6	1,0	1,0	0,1	0,6	0,7	19,0	3,8	3,7	2,8

Tableau 3.5 : Concentrations (en ptt) des blancs de traces des 9 séries d'analyses et la moyenne (en ptt).

	Série 1	Série 2	Série 3	Série 4	Série 5	Série 6	Série 7	Série 8	Série 9	Moyenne
Rb	18,76	111,29	2,19	>LD	33,54	19,10	>LD	>LD	>LD	36,98
Sr	31,35	489,31	114,97	72,61	>LD	77,36	450,91	292,98	>LD	218,50
Y	0,20	13,43	2,00	0,26	141,30	0,63	16,38	>LD	8,68	22,86
Zr	141,05	235,54	76,15	38,24	175,18	36,32	346,69	503,91	158,99	190,23
Nb	8,38	53,08	6,74	2,11	>LD	3,09	58,23	85,71	38,26	31,95
Cs	1,02	2,46	0,14	>LD	11,96	0,23	0,43	>LD	0,86	2,45
Ba	1641,27	609,73	93,35	9,13	>LD	60,16	756,75	1053,73	>LD	603,45
La	30,82	37,28	7,17	0,94	>LD	1,32	10,10	>LD	92,89	25,79
Ce	68,73	78,44	12,43	2,53	603,15	2,20	48,59	>LD	417,16	154,15
Pr	0,68	9,43	0,71	0,42	876,99	0,25	5,43	3,95	8,84	100,74
Nd	>LD	37,91	3,58	1,82	1,28	0,56	22,55	10,98	23,24	12,74
Sm	0,47	5,17	0,48	>LD	357,75	0,41	5,09	0,48	2,44	46,54
Eu	0,23	1,62	0,16	0,02	10,11	0,09	2,42	0,51	>LD	1,90
Tb	>LD	0,65	0,08	0,01	14,81	>LD	1,23	0,51	0,45	2,53
Gd	1,40	4,20	0,80	0,14	0,55	0,09	5,92	1,71	0,87	1,74
Dy	>LD	2,93	0,51	0,14	2,00	>LD	3,40	>LD	0,87	1,64
Ho	0,27	0,47	0,10	0,01	>LD	0,02	0,72	>LD	>LD	0,26
Er	>LD	1,35	0,24	>LD	>LD	0,07	>LD	>LD	0,43	0,52
Tm	0,58	0,47	0,04	>LD	>LD	0,05	>LD	>LD	>LD	0,28
Yb	>LD	0,44	0,27	0,14	0,37	>LD	2,86	1,70	0,95	0,96
Lu	0,28	0,32	0,05	0,04	>LD	>LD	0,23	0,54	0,15	0,23
Hf	4,05	6,61	1,64	0,75	>LD	0,96	9,49	14,15	34,03	8,96
Pb	531,54	518,12	74,28	7,98	518,73	66,42	891,23	562,04	8,88	353,25
Th	1,83	4,08	0,87	0,25	245,56	0,17	4,37	3,49	2,71	29,26
U	2,42	1,88	0,35	0,10	>LD	0,08	1,46	>LD	5,59	1,70

### 3.5.1. Séparations chromatographiques

La méthode permet de récolter les différents isotopes de Sr, Nd et Pb à partir d'une même fraction de roche. 150 mg de roche ont été « lessivés » avec 2 mL d'HCl 6M durant 3h à 100°C. Effectivement, les basaltes d'îles océaniques sont éventuellement contaminés par l'eau de mer, ce qui entraîne une augmentation des compositions isotopiques de Sr. Ce protocole est décrit notamment par Millet *et al.* (2008) sur des échantillons basaltiques provenant de l'archipel du Cap Vert. Après évaporation, l'échantillon est attaqué avec 2,5 mL d'HF et 0,5 mL d'HNO<sub>3</sub> (sur plaque chauffante, à 75°C, durant 24h). L'étape suivante est répétée 3 fois. Il s'agit de mettre en solution l'échantillon avec 1 mL d'HCl concentré et 1 mL d'HNO<sub>3</sub> concentré. Après 15 min d'ultra-son, la solution est chauffée durant plusieurs heures à 75°C puis évaporée à 50°C. Pour finir, 1 mL d'HNO<sub>3</sub> 1M est utilisé pour convertir l'échantillon. Ce mL est évaporé et l'échantillon est placé dans 2 mL d'HNO<sub>3</sub> 1M. Il est alors centrifugé. En présence d'un culot, ce dernier est attaqué avec 300 µL d'acide borique afin de le solubiliser entièrement. Avant introduction sur colonne chromatographique, l'échantillon est mélangé à 150 mg d'acide ascorbique afin de changer la spéciation de Fe<sup>3+</sup> en Fe<sup>2+</sup>. Cette étape est importante pour la séparation des terres rares (telle que le Nd) car la résine utilisée (TRU spec) est inhibée par le Fe<sup>3+</sup>. Après 10 min aux ultra-sons, l'échantillon présente une couleur jaune pâle et est prêt à être introduit dans les colonnes (Figure 3.1). Cette séparation est réalisée « en cascade », les colonnes les unes à la suite des autres. Elle permet de séparer la fraction contenant le Sr et le Pb, ainsi qu'une fraction contenant les « LREE ». Cette dernière est ensuite évaporée puis reprise en HCl 0,25M avant d'être introduite sur la colonne Ln (Figure 3.2). Le profil de calibration de cette séparation est présenté en Figure 3.3.

Toutes les fractions sont évaporées et reprises en HNO<sub>3</sub> 0,05M avant l'analyse. Le Nd et le Pb sont analysés par spectromètre de masse à source plasma multi-collection (MC-ICP-MS), et le Sr par spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS). Le choix de ce protocole est justifié par l'utilisation d'une seule et même fraction d'échantillon pour les différents isotopes. Cependant, quinze échantillons de l'île de Fogo ont été analysés en 2014 (Cornu, 2014) avec le protocole de Manhès *et al.* (1978). Afin de s'assurer de la validité de ce protocole et de la comparaison des données, cinq échantillons

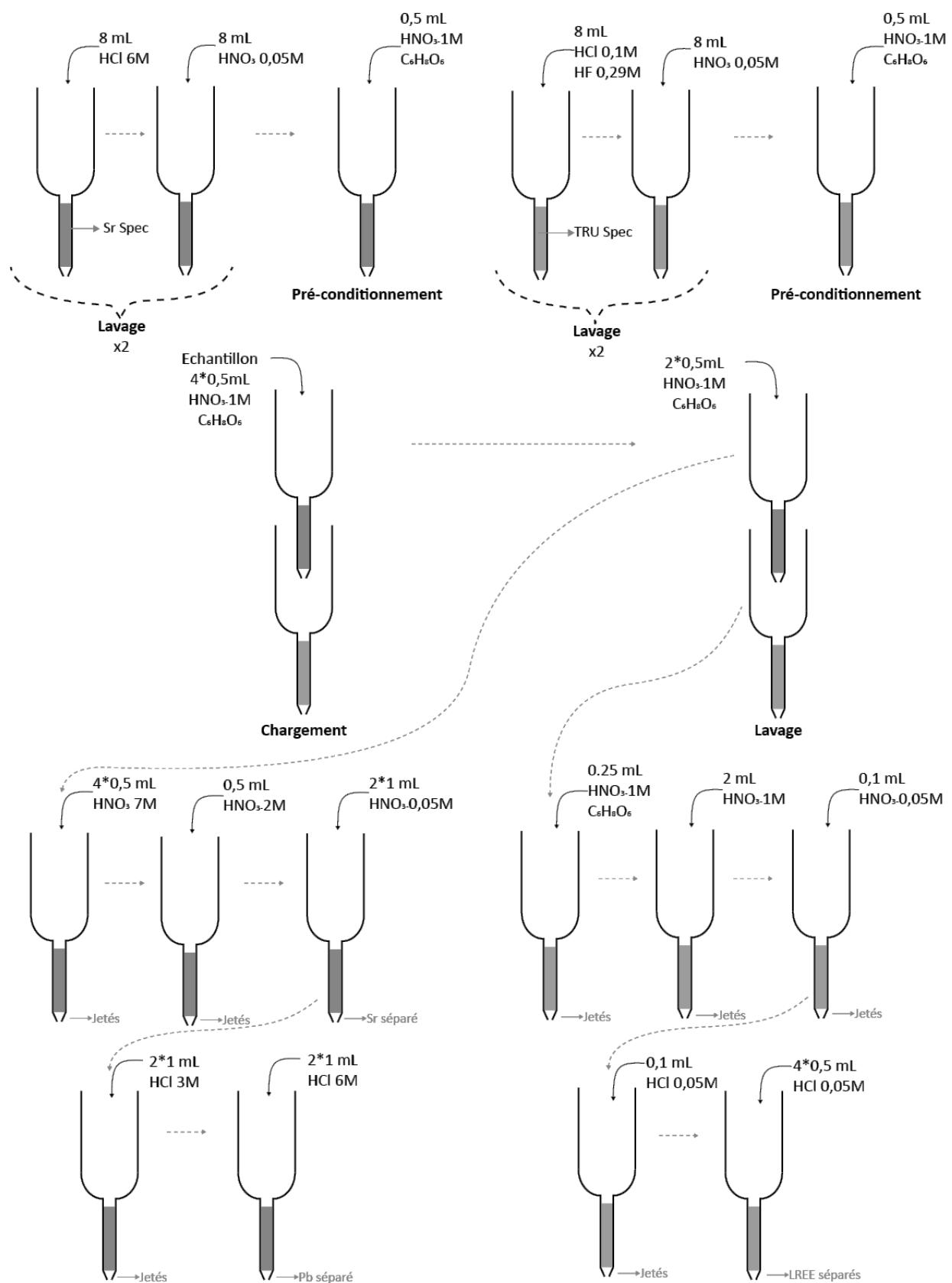


Figure 3.1 : Schéma du protocole de séparation du Sr, Pb et des Terres Rares Légères

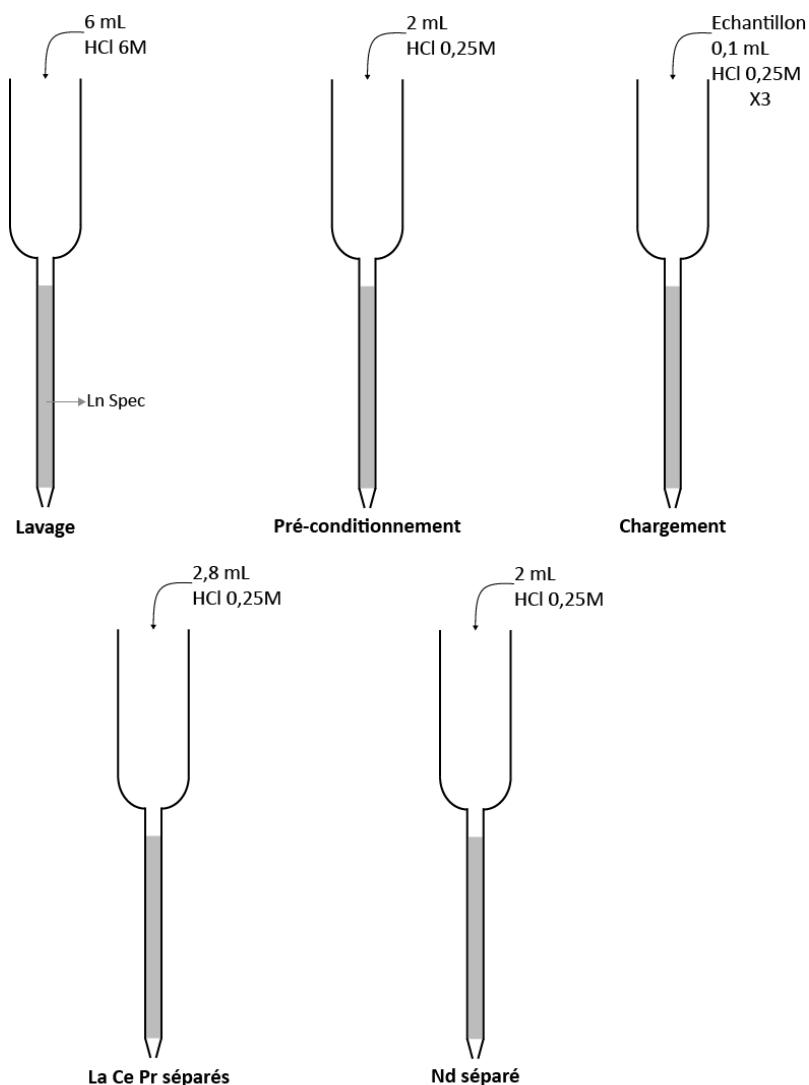


Figure 3.2 : Schéma du protocole de séparation du Nd

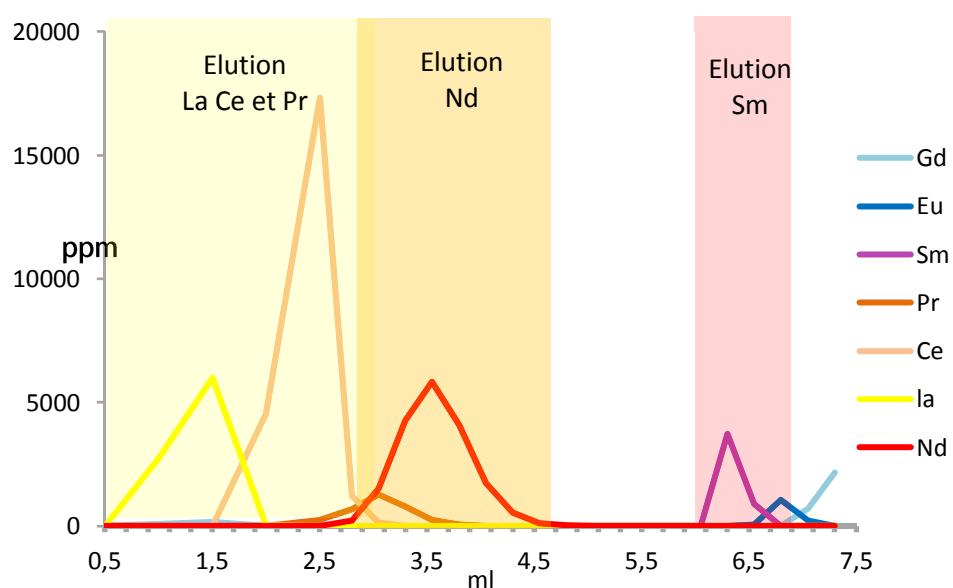


Figure 3.3 : Profil de calibration d'une colonne Ln, établie avec l'échantillon FO-03.

de Cornu (2014) ont également été séparés et analysés avec le protocole de Pin *et al.* (2014).

Il est important de vérifier que le lessivage n'affecte pas le rapport isotopique de Pb. Pour cela, le surnageant du lessivage a été récupéré, séparé et analysé de la même façon que les échantillons lessivés. Le résultat de ce test (Figure 3.4) montre d'une part que les rapports isotopiques de Pb sont identiques selon les deux protocoles. L'avantage du protocole de Pin *et al.* (2014) est que les rendements de Pb sont meilleurs (Tableau 3.6). Les rapports isotopiques des échantillons lessivés et les surnageants sont similaires pour les cinq échantillons. Ceci implique une absence de fractionnement des isotopes du Pb durant le lessivage, et montre qu'aucune contamination superficielle (lors du broyage ou contamination industrielle) n'affecte les isotopes du Pb. Cependant, ce lessivage de 2h affecte les concentrations en Pb, qui sont plus élevées dans les surnageants que dans les laves lessivées. Effectivement, environ 2/3 du Pb est présent dans les surnageants, alors que seulement 1/3 est resté dans les échantillons. Il est important d'attaquer une grande concentration d'échantillon afin d'avoir suffisamment de Pb lors des analyses.

### **3.5.2. Analyses au spectromètre de masse multi-collecteur avec plasma à couplage inductif**

Dans le cas d'une analyse au MC-ICP-MS Thermo Neptune du LMV, l'échantillon est sous forme liquide et introduit dans une chambre de nébulisation, plus ionisé par un plasma d'argon à une température de 7000°C. Les ions sont extraits et orientés grâce à une série de cônes dans l'interface vers la fente d'entrée de l'analyseur. Dans l'analyseur, les ions vont être séparés en masse par un système de double focalisation. Pour cela, un champ électrostatique contrôle la dispersion énergétique des faisceaux ioniques à la sortie du plasma, et un champ magnétique sépare les ions en fonction de leur masse. Les ions sont collectés dans des cages de Faraday. Durant une session d'analyse, une solution standard est analysée en début de séquence afin de régler le spectromètre (flux de gaz, position de la torche plasma, etc.), ainsi que régulièrement (tous les trois échantillons). Une analyse comprend au moins 40 mesures des signaux. Cependant, des corrections doivent être apportées pour chaque analyse. Il est important de vérifier qu'aucune interférence

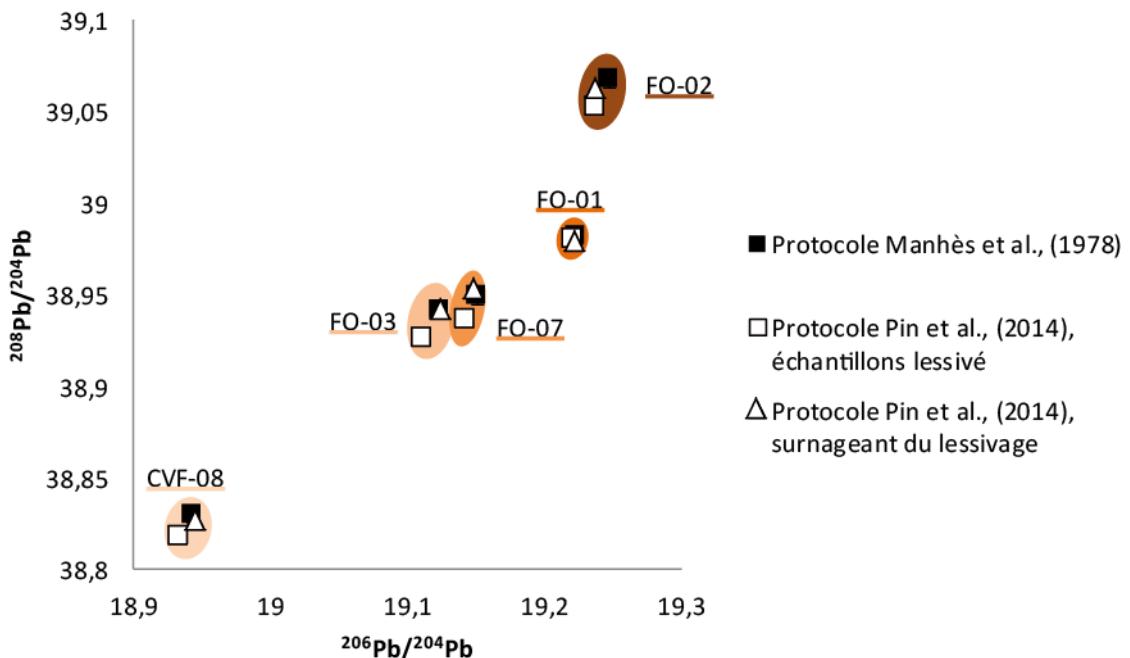


Figure 3.4 : Comparaison du protocole de Manhès *et al.* (1978) et Pin *et al.* (2014), et des rapports isotopiques des échantillons lessivés et des surnageants du lessivage. Les barres d'erreurs sont comprises dans les symboles.

Tableau 3.6 : Rendements en % des séparations de Pb pour les deux protocoles testés.

	Protocole de Manhès <i>et al.</i> , (1978)	Protocole de Pin <i>et al.</i> , (2014)
Moyenne	65	79
Minimum	45	61
Maximum	90	95
	N=15	N=35

avec d'autres éléments ne perturbe l'analyse (ex. Sm avec Nd ou Hg avec Pb). Si une interférence est détectée, une correction est nécessaire afin de considérer seulement des isotopes du Nd et du Pb. Par exemple, le contrôle de la masse 202 correspondant uniquement au  $^{202}\text{Hg}$  permet de vérifier l'absence d'Hg. Si cette masse enregistre un signal, il en résulte une interférence sur la masse 204 commune aux isotopes de Pb et de l'Hg. La correction suivante est alors appliquée :  $I^{204}\text{Pb} = I^{204} - I^{202}\text{Hg} * \frac{I^{204}\text{Hg}}{I^{202}\text{Hg}}$ .

De plus, un spectromètre de masse induit un fractionnement de masse. Ce biais de masse résulte de l'extraction et la transmission préférentielle des ions les plus lourds lors de l'ionisation. Afin de corriger ce fractionnement, on utilise une loi exponentielle reliant le rapport mesuré, le rapport vrai et l'intensité de la discrimination de masse. Cette loi, établie par Russell *et al.* (1978) est la suivante :

$$f = \frac{\ln \frac{\text{rapport isotopique mesuré}}{\text{rapport isotopique vrai}}}{\ln(\text{rapport de masse des isotopes})} \quad \text{Équation 3}$$

Quand un élément analysé possède au moins un rapport isotopique constant (tel que le Sr et le Nd), il est possible d'utiliser ce coefficient de fractionnement pour corriger d'autres rapports isotopiques du même élément (comme le Nd pour lequel le rapport  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  est égal à 0,7219). Les rapports isotopiques de Nd sont ensuite normalisés à la valeur admise du standard.

Le Pb ne possède aucune rapport isotopique naturel constant, on utilise alors un dopage en un autre élément, ici le Thallium (Tl). Lors de l'analyse, les masses 203 et 205 du Tl sont mesurées en plus des masses 204, 206, 207 et 208 du Pb. Plusieurs méthodes sont proposées afin de déterminer les rapports isotopiques de Pb.

(1) Une première méthode consiste à déterminer le fractionnement de masse grâce au rapport  $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl}$  qui est connu (2,388785). Cependant, cette méthode n'est pas parfaite, car le rapport de Tl (constant dans la nature) ne permet pas de trouver la valeur admise du standard NBS 981. Effectivement, chaque MC-ICP-MS à une réponse différente lors de l'analyse. Il est alors nécessaire de normaliser les données à la valeur de standard.

(2) Une seconde méthode consiste à recalculer trois rapport  $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl}$  pour chaque rapport isotopique de telle sorte à ce que la moyenne des standards corresponde à la valeur admise du standard. Ces trois facteurs sont alors appliqués aux échantillons. Ceci implique

que le fractionnement de masse est le même pour toutes les analyses et est constant durant toute une session d'analyse.

Ces deux méthodes ont été testées pour chaque session d'analyses. La Figure 3.5 montre la comparaison pour deux sessions d'analyse. Les résultats montrent que la méthode 2 propose des valeurs plus radiogéniques pour tous les rapports isotopiques que la méthode 1. Cependant, les valeurs sont décalées et l'écart entre chaque donnée reste le même. Seule une analyse présente une nette différence sur le rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Cette donnée est nettement plus radiogénique pour la méthode 1 que pour la méthode 2. Cette différence est dû au fait que la méthode 2 applique un facteur de fractionnement de masse identique à toutes les analyses, alors que la méthode 1 prend en compte seulement l'analyse d'un échantillon. La fluctuation du fractionnement de masse est négligée pour la méthode 2. Il est également à noter que l'erreur (en  $2\sigma$ ) est plus importante pour la seconde méthode.

Ces deux méthodes sont utilisées dans la communauté scientifique. Cependant, afin de pouvoir comparer les données de la littérature, il est important de normaliser toutes les données à la même valeur de standard. Dans le cadre de cette étude, la méthode 1 a été utilisée pour toutes les sessions d'analyses. Il est à noter que si une dérive des standards au cours du temps est visible, la normalisation des données a été faite en *standard-bracketing*.

### 3.5.3. Analyses au spectromètre de masse à thermo-ionisation

Pour l'analyse au TIMS (Thermo Triton du LMV), l'échantillon est déposé sur un filament en Re, un matériel réfractaire. Un activateur au tantale est mélangé à l'échantillon de Sr afin d'entraîner l'évaporation et l'ionisation simultanée de ce dernier. Les filaments sont soudés sur des pieds de filament et placés sur un bâillet lui-même fixé dans la source du spectromètre. Une fois le vide réalisé, le passage d'un courant électrique dans le filament entraîne son échauffement, avec pour effet l'évaporation et l'ionisation de l'échantillon. Une fois les atomes ionisés, les ions sont accélérés (différence de potentiel électrique de 10 kV) puis déviés sous l'action d'un champ magnétique. Le rayon de courbure de leur trajectoire est proportionnel à leur masse. La discrimination de masse est quant à elle différente sur un TIMS. Elle est liée à l'évaporation des atomes qui favorise les

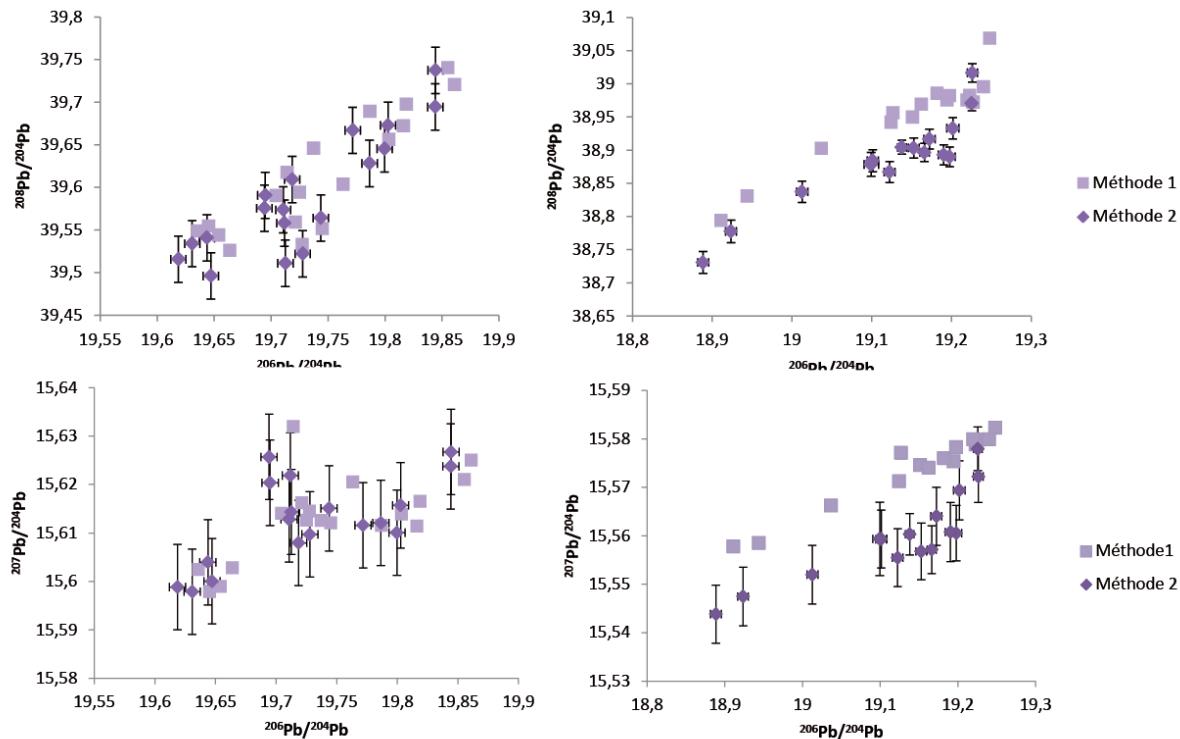


Figure 3.5 : Diagrammes des différents rapports isotopiques de Pb. Les résultats des deux méthodes de traitement des données sont comparés.

Tableau 3.7 : Concentration (en ppt) des blancs des huit séries de séparations chromatographiques pour l'analyse des isotopes

	série 1	série 2	série 3	série 4	série 5	série 6	série 7	série 8
Sr	50,78	71,38	43,45	456,37	523,66	301,00	267,62	741,62
Nd	36,65	41,23	19,40	224,60	157,94	49,20	398,01	411,46
Pb	6,33	27,73	9,33	6,23	6,74	26,16	63,35	0,09

isotopes légers par rapport aux lourds. Cependant, la loi de fractionnement est la même. Les corrections apportées lors de l'analyse sur TIMS sont les mêmes que sur MC-ICP-MS. Les cages de Faraday s'usent au cours du temps, afin de ne pas avoir de biais d'analyse dû à cette usure, l'analyse se fait en double collection. C'est-à-dire que les masses (ici 84, 85, 86, 87 et 88) sont analysées dans un premier temps sur 5 cages, puis sur 5 autres cages. Les mesures sont alors conjointement traitées afin de s'affranchir des différents paramètres propres à chaque cage.

Les équations sont les suivantes :

$$a = {}^{87}\text{Sr}_{(\text{H}2)}/{}^{86}\text{Sr}_{(\text{H}1)} ;$$

$$b = {}^{87}\text{Sr}_{(\text{H}1)}/{}^{88}\text{Sr}_{(\text{H}2)} ;$$
Équation 4

a et b sont les rapports corrigées de l'interférence du Rb

$$f = \frac{\log(b * \frac{Ro}{a})}{\log(\frac{m86}{m88})}$$
Équation 5

où f est le facteur de fractionnement de masse ;

Ro est le rapport  ${}^{88}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$  constant (8,375209) ;

m86 est la masse du  ${}^{86}\text{Sr}$  ;

m88 est la masse du  ${}^{88}\text{Sr}$  ;

Le rapport corrigé du fractionnement de masse est le suivant :

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \sqrt{a * b * Ro} * \sqrt{1 - \left(\frac{f}{86^2}\right)}$$
Équation 6

Lors de chaque session d'analyse, un standard est analysé en début et fin de journée. La moyenne des standards de la session d'analyse permet de normaliser les données à la valeur certifiée du standard.

### 3.5.4. Blancs de mesures

Les teneurs des blancs de chaque série de séparations isotopiques sont reportées dans le Tableau 3.7.

Pour connaître l'influence du blanc, l'échantillon le moins radiogénique (de l'île de Fogo et de Tenerife) est virtuellement contaminé par l'échantillon le plus radiogénique, en prenant en compte la concentration la plus élevée des blancs. Les résultats montrent qu'il faudrait 5% de contamination dans les fractions séparées de Sr pour que les rapports isotopiques soient significativement influencés. En ce qui concerne le Nd, moins de 10% de

contamination est négligeable. Les rapports isotopiques de Pb montrent des différences significatives au-dessus de 30% de contamination. Or au vu des teneurs des blancs et des teneurs minimales des fractions séparées (2000 ppb pour le Sr et le Nd, et 100 ppb pour le Pb), les blancs présentent des valeurs négligeables.

En ce qui concerne les rendements, ils sont compris entre 97 et 81 % pour le Nd, avec une moyenne de 91%. Pour le Pb, le Tableau 3.6 récapitule les données.

Les erreurs des rapports isotopiques, reportées en annexes A9 et B9, représentent deux fois l'écart type des différents standards d'une session d'analyse.

### 3.6. Analyses des inclusions magmatiques

L'étude des inclusions magmatiques s'est portée sur un échantillon de retombée pyroclastique prélevé sur la paroi de la caldera du Fogo (échantillon Fo-05 sur la figure 2.18). Cet échantillon riche en cristaux d'olivine et de pyroxène a refroidi rapidement et les inclusions sont vitreuses (non cristallisées).

L'échantillon est concassé, puis trié à la loupe binoculaire afin de séparer les olivines et les pyroxènes. Ces derniers sont collés (grâce à de la résine thermo-active : « Crystalbond<sup>TM</sup> ») sur une lame de verre, et polis afin d'observer l'intérieur du cristal au microscope optique. Les cristaux hôtes d'inclusions sont sélectionnés et préparés individuellement. Les inclusions sont prises en photos afin de connaître leur taille ainsi que la taille des bulles présentes dans les inclusions. Elles sont alors polies pour amener l'inclusion à l'affleurement grâce à des tapis de corindon et un dernier tapis en velours avec une pâte d'alumine à 0,25µm. Les cristaux sont ensuite placés sur un plot en indium et métallisés à l'or pour les analyses à la sonde ionique.

Afin de mesurer les concentrations en élément volatils (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, S, Cl et F), les inclusions ont été analysées par spectroscopie de masse à ionisation secondaire (SIMS). Pour cela la sonde ionique IMS 1280 du Centre de Recherche Pétrologiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy a été utilisée. Cet instrument permet d'analyser *in-situ* les concentrations et les compositions isotopiques de tous les éléments, jusqu'à des teneurs très faibles (limite de détection en ppm : 40 pour le CO<sub>2</sub>, 50 pour H<sub>2</sub>O, 20 pour le F, 30 pour le S et 30 pour le Cl). Cet instrument est constitué de deux sources : une d'oxygène (ion

négatif) et une de césium (ion positif). Dans le cadre de cette étude, les ions analysés sont négatifs, donc la source de césium est utilisée. Grâce à cette source gazeuse, des ions primaires sont créés. Ces ions sont accélérés dans la colonne primaire et focalisés sur une zone de l'échantillon. Cette zone est pulvérisée, sous l'impact des ions, et arrache une partie des éléments qui la constituent sous la forme d'un faisceau d'ions secondaires. Ce dernier est accéléré par un champ électrique, présent entre la surface de l'échantillon et la première lentille de l'optique de transfert qui envoie le faisceau d'ions secondaires dans la partie spectromètre de la machine.

Ensuite, les ions secondaires passent dans le secteur électrostatique qui les sépare en fonction de leur énergie cinétique. Après cette séparation, ils sont refocalisés par la lentille du spectromètre avant de passer dans le secteur magnétique où ils seront séparés en fonction de leur masse. Les ions ainsi collectés sont dirigés sur un système de comptage.

Lors des analyses, sept standards ont également été analysés afin de déterminer des droites de calibrations pour chaque élément. Quatre standards (N72, M35, M40, M48 de Shishkina *et al.*, 2010) servent à la constitution des droites de calibration de  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$ , et trois standards (VG2, KL2G et A99) sont analysés pour construire les droites de calibrations de S, F et Cl.

Les concentrations en éléments majeurs des verres et des cristaux ont été déterminées à la sonde électronique. Les olivines et les verres ont été analysés sous différentes conditions. Les conditions d'analyses des olivines sont les suivantes : un courant de 15 nA à 15 kV et un spot ponctuel de 2 à 3  $\mu\text{m}$  ; les conditions analytiques des verres sont de 15 kV, 8 nA et avec un spot de 10  $\mu\text{m}$ . Les compositions chimiques des inclusions sont corrigées de la cristallisation tardive d'olivine aux parois (PEC). De l'olivine est alors numériquement « fondue » afin d'obtenir le Kd olivine/inclusion à l'équilibre thermodynamique prévu par le modèle de Toplis (2005). Les pressions de piégeage des inclusions sont estimées grâce aux concentrations en  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$  des inclusions et au programme MagmaSat (Ghiorso et Gualda, 2015). Ces pressions, sont des estimations minimales, car (i) le dégazage du  $\text{CO}_2$  est très précoce lors de la remontée du magma (i.e. il commence à des pressions élevées) et (ii) les inclusions contenaient toutes une bulle. Cette bulle se forme par exsolution du  $\text{CO}_2$  ( $\pm\text{H}_2\text{O}$ ) contenu dans le liquide silicaté.

## **Chapitre 4 :**

# **Résultats des différentes analyses de l'île de Fogo**

L'île de Fogo, localisée au large du Sénégal dans l'océan Atlantique, résulte de l'activité d'un panache mantellique. Cette île, relativement récente (< 5 Ma), a connu un effondrement de flanc il y a environ 73 ka (Ramalho *et al.*, 2015), appelé ci-après effondrement du Monte Amarelo. Cet effondrement, d'un volume d'environ 140 km<sup>3</sup>, a entraîné la formation d'un tsunami de grande ampleur (Paris *et al.*, 2011 ; Ramalho *et al.*, 2015). Afin d'identifier d'éventuels liens de cause à effet entre cet effondrement et le magmatisme, l'échantillonnage réalisé lors de cette étude couvre une période qui s'étale de ~160 ka (nouvelle datation K-Ar proche de la base de la paroi résultant de l'effondrement) à l'actuel (coulées historiques). Par ailleurs, l'effondrement du Monte Amarelo est également bien contraint en temps grâce aux nouvelles datations réalisées dans le cadre de ce travail.

Afin de reconstituer l'évolution magmatique durant cette période et de contraindre la chronologie du volcanisme, huit datations K-Ar et Ar-Ar ont été réalisées. Grâce à celles-ci, la datation relative d'un grand nombre d'échantillons classés en séries stratigraphiques a pu être établie. L'étude pétrologique (texture, composition modale) des laves a permis de les classer en quatre groupes principaux. Les compositions chimiques des différentes phases minérales constituant les roches ont été déterminées. Les échantillons ont également été analysés en roche totale pour les éléments majeurs, les éléments traces et les isotopes du Sr, du Nd et du Pb.

## 4.1. Chronologie des laves

### 4.1.1. Datations absolues

Sept laves ont été datées avec la méthode K-Ar (Annexe A2). Leur sélection est fonction de l'état d'altération des roches (ex : l'altération peut se signaler par une mésostase rougeâtre ou violacée, et entraîne une perte au feu élevée), de leur pétrologie (ex : les ankaramites sont exclues car elles sont souvent altérées et riches en pyroxènes, qui sont souvent hérités) et de leur localisation (pertinence par rapport aux objectifs de datation). Ces sept échantillons permettent d'encadrer un grand nombre d'échantillons pour lesquels un âge relatif peut alors être estimé. Avant cette étude, un seul échantillon post-effondrement (FO-01), situé sur le rebord de la caldera du Fogo avait été daté à 86 ± 3

ka par K-Ar (Paris *et al.*, 2011). Il a été décidé de re-dater cet échantillon crucial par  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Pour rappel, l'âge de l'effondrement du Monte Amarelo était dans un premier temps contraint entre 123 et 62 ka d'après les datations  $^3\text{He}$  sur des laves de Fogo (Foeken *et al.*, 2009). Plus récemment, des datations  $^3\text{He}$  obtenues sur les dépôts de blocs de tsunami (Ramalho *et al.*, 2015) montrent des âges de 65 et 97 ka. Suite à la publication de Ramalho *et al.* (2015), nous avons envisagé la possibilité que l'âge K-Ar de l'échantillon FO-01 soit erroné, ceci pouvant être dû à une perte ou un excès en  $^{40}\text{Ar}$ .

D'après nos nouvelles datations, la moyenne pondérée des âges plateaux de cet échantillon donne un âge Ar-Ar de  $67,9 \pm 8,3$  ka (Annexe A3, Figure 4.1). Les observations de terrain suggèrent qu'il s'agit là d'un âge proche de l'effondrement car la coulée FO-01 constitue le bord supérieur de la caldera et est en partie tronquée par celle-ci. L'âge de l'effondrement est désormais bien contraint car, en complément de l'âge de FO-01, nous avons également obtenu un autre âge de  $68 \pm 2$  ka (K-Ar) sur un échantillon pré-effondrement du secteur Sud de l'effondrement (Figure 2.19: FO-48). Une coulée post-effondrement a été datée à  $59 \pm 10$  ka (K-Ar) sur le rebord Nord de la caldera (Figure 2.17 : FO-28), tandis que deux autres coulées post-effondrement dévalant les pentes raides de la paroi sont datées aux alentours de 20 ka (Annexe A2). Enfin, l'échantillon FO-54 daté à  $4 \pm 2$  ka correspond à une coulée de lave du Monte Cruz, cône faisant partie de la rift-zone Sud (Figure 2.16).

Dater la mise en place des coulées les plus anciennes affleurant en base de paroi était également un objectif important. Nous avons obtenu deux âges très proches de la base. FO-36 daté à  $158 \pm 4$  ka est situé à la base d'une série de laves à surface pāhoehoe constituant la majeure partie de la paroi Nord de la caldera (Figure. 2.17). Ce résultat permet d'établir un âge approximatif de la discontinuité majeure identifiable sur la paroi ; discontinuité qui sépare les séries inférieures ( $>160$  ka) des séries supérieures (160-70 ka) du Monte Amarelo (Figure 2.17). L'âge à  $136 \pm 4$  ka obtenu dans les séries supérieures en bas de la via ferrata, à une centaine de mètres au-dessus de la base de la paroi Ouest (Figure. 2.18), concorde avec l'âge à 158 ka obtenu en base de paroi Nord. A noter que les séries inférieures très altérées et pénétrées par un dense réseau intrusif ne se prêtent pas aux datations.

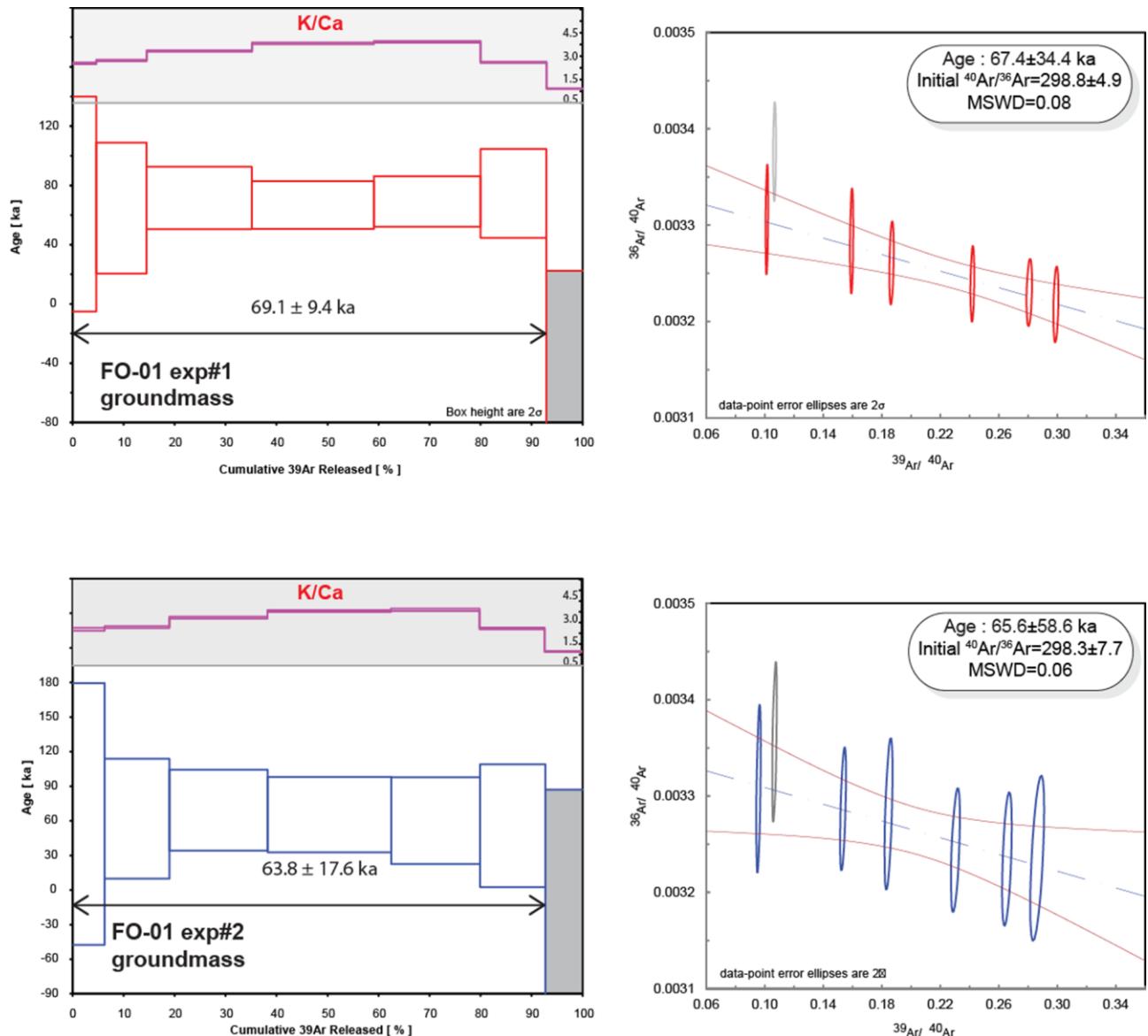


Figure 4.1 : Spectres d'âges et courbes isochrones de l'échantillon FO-01. Les deux analyses du même échantillon montrent un âge similaire au vu des erreurs associées. Les courbes isochrones confirment cet âge et l'ordonnée à l'origine indique un rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  correspondant au rapport atmosphérique ; ceci indique qu'aucune perte ou excès d'argon n'affecte de cette lave.

#### 4.1.2. Datations relatives

Grâces aux datations absolues, il est possible d'estimer des gammes d'âges pour un grand nombre d'échantillons dont la relation stratigraphique avec les échantillons datés de façon absolue est établie. Comme vu dans le chapitre 2 (2.3.3. Stratégie d'échantillonnage à Fogo), les échantillons sont répartis sur trois secteurs principaux :

- Le secteur Nord (Figure 2.17) est une falaise de 180 m de hauteur constituée d'une succession de coulées de laves pré-effondrement. En pied de paroi se situe l'échantillon FO-36, daté à  $158 \pm 4$  ka. Le sommet de la paroi représente l'effondrement, dont l'âge est de  $\approx 68$  ka, avec une coulée post-effondrement datée à 59 ka (FO-28). Cela représente un taux moyen d'accumulation de 2 m/ka. En faisant l'hypothèse que ce taux d'accumulation de lave est relativement constant au cours du temps, on peut recaler les âges des échantillons superposant FO-36, permettant ainsi d'établir un modèle de chronologie relative de tous les échantillons (Annexe A4).

- La paroi du secteur Ouest, dit de la via ferrata (Figure 2.18), est composée d'une superposition de coulées de laves intercalées avec des niveaux de brèche ignimbritique. L'ensemble est recoupé par de nombreuses intrusions de sills et de dykes. L'échantillon FO-43, surplombant de 100 m la base de la paroi, est âgé de  $136 \pm 3$  ka. La pile de produits volcaniques pré-effondrement (dont trois niveaux d'ignimbrites) recouvrant FO-43 mesure plus de 350 m, soit un taux d'accumulation moyen de 5,3 m/ka entre 136 ka et l'effondrement. Comme pour le secteur Nord, les âges des différents échantillons sont estimés à partir de leurs altitudes et de ce taux d'accumulation moyen (Annexe A4). Nous sommes conscients des limites de cette technique, mais il est impossible de dater de façon absolue chaque échantillon. L'échantillon FO-13, au sommet de la bordeira, est une coulée de lave, résultant d'une bouche éruptive post-effondrement, dont l'âge estimé est proche de l'effondrement ( $\sim 68$  ka).

- Le secteur Sud (Figure 2.19) est composé d'une superposition complexe de coulées de laves pré- et post-effondrement. La dernière coulée de lave clairement pré-effondrement datée à  $68 \pm 2$  ka (FO-48) est intercalée entre une ignimbrite fiammée (FO-49) et une brèche indurée (FO-55, d'origine vraisemblablement magmatique du fait de la présence de cristaux de pyroxène automorphes bien préservés et de verre dans la matrice).

Au-dessus de ces formations, les laves échantillonnées (FO-56 à FO-58, ainsi que FO-01 daté à 67,9 ka) fossilisent la paroi d'effondrement et sont donc post-effondrement.

Neuf autres échantillons non datés sont situés sur le flanc Est de l'île, dont trois sur les falaises prolongeant le rebord Sud de la bordeira (FO-02 à FO-04), deux sur la côte Est (FO-70 et FO-71) et quatre sur la côte Nord-Est (FO-72 à FO-75). Les échantillons FO-03 et FO-04 sont des coulées de laves pré-effondrement constituant la falaise taillée dans les séries périphériques du flanc Sud-Est de l'édifice Monte Amarelo (Figure 2.16). FO-03 est proche de la base de la falaise et son âge est certainement proche de 160 ka, c'est-à-dire à la limite entre les séries supérieures et inférieures du Monte Amarelo (mais ceci pourra être discuté ultérieurement). FO-04 est situé en milieu de paroi et représente donc un âge intermédiaire entre FO-03 et l'effondrement.

Plus récent, l'échantillon FO-02 provient d'une coulée intra-canyon formant en aval une plateforme côtière (ancien delta de lave) relativement bien préservée. Guillou *et al.* (1998) ont montré à La Palma (îles Canaries) que les deltas de lave préservés autour des îles océaniques sont d'âge post-glaciaire (postérieur à la dernière glaciation). En effet, les coulées misent en place pendant ou avant l'intervalle 20-22 ka correspondant au dernier maximum glaciaire forment des falaises et non des plateformes ; ces dernières ayant été submergées ou érodées par la remontée du niveau marin après 20 ka. L'âge de l'échantillon FO-02 est donc inférieur à 20 ka.

Sur la côte Nord-Est, l'anse de la plage de Corvo offre une falaise résultant de l'érosion marine des séries de remplissage de l'effondrement du Monte Amarelo. Cette incision, d'une centaine de mètres, donne l'accès à une superposition de coulées de laves, qui ont rempli la cicatrice laissée par l'effondrement de flanc. Les quatre laves post-effondrement (de FO-72 à FO-75) qui ont été échantillonnées n'ont pu être datées précisément car trop altérées. Néanmoins, ces coulées ont toutes plus de 20 ka car leurs plateformes ne sont pas préservées, et moins de 68 ka car elles sont situées au sein de la cicatrice de l'effondrement.

FO-70 et FO-71 se situent sur la côte Est de l'île. Ces deux coulées de laves sont recouvertes d'une coulée de débris, puis d'une coulée de lave sub-historique (morphologie très bien préservée, végétation spartiate). Ces laves sont relativement récentes. L'échantillon FO-70 a été préparé en vue d'une datation K-Ar. Cependant, la quantité

d'Argon radiogénique était trop faible pour effectuer une datation. Son rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , trop proche de celui de l'atmosphère, confirme que cet échantillon est récent (entre 2 et 10 ka).

Cette proposition de modèle chronologique permet de caler dans le temps les tendances observées dans l'évolution des magmas durant la période concernée (< 160 ka). Cette étude n'inclut aucun échantillon des séries inférieures très altérées et difficilement accessibles du Monte Amarelo (> 160 ka).

Le taux de croissance pré-effondrement, calculé sur la base d'une reconstruction paléotopographique de l'édifice Amarelo (Paris *et al.*, 2011 ; Pérez-Torrado *et al.*, 2017), est de 1,8 km<sup>3</sup>/ka, alors que le taux de remplissage de la cicatrice du monte Amarelo est de 1 km<sup>3</sup>/ka (73 km<sup>3</sup> en 70 ka).

## 4.2. Présentation des laves

L'analyse pétrographique des échantillons au microscope optique et leurs compositions modales ont permis de classer les roches en quatre groupes (Figure 4.2):

- Les laves aphyriques (groupe 1) : dans le cadre de cette étude, les laves contenant moins de 5% de macrocristaux (> 500 µm) sont considérées comme aphyriques (Annexe A4). Elles présentent une mésostase finement cristallisée composée de clinopyroxènes, d'olivines et d'oxydes. De rares felspathoïdes sont également présents, principalement des néphélines et quelques leucites. Les rares macrocristaux sont des pyroxènes et/ou olivines.

- Les laves porphyriques à pyroxène ± olivine ± amphibole (groupe 2) : ces laves contiennent entre 5 et 40% de macrocristaux. Ces derniers sont essentiellement des clinopyroxènes. Ils présentent différentes tailles et textures. La majorité est constituée de cristaux automorphes et zonés, dont la taille maximale peut atteindre 2 cm. De nombreux cristaux de pyroxène montrent des cassures, et sont en réalité des fragments de cristaux. Ce type de morphologie est symptomatique d'antécristaux arrachés à un « mush » cristallin (agrégat de cristaux) lors de mouvements convectifs au sein d'une zone de stockage ou lors de la remontée des magmas (Welsch *et al.*, 2013 ; Valer *et al.*, 2017). Certaines zonations montrent des figures de dissolution/recristallisation. Les pyroxènes présentent généralement un liseré d'oxydes positionné à environ 10 µm de la bordure du cristal. Des

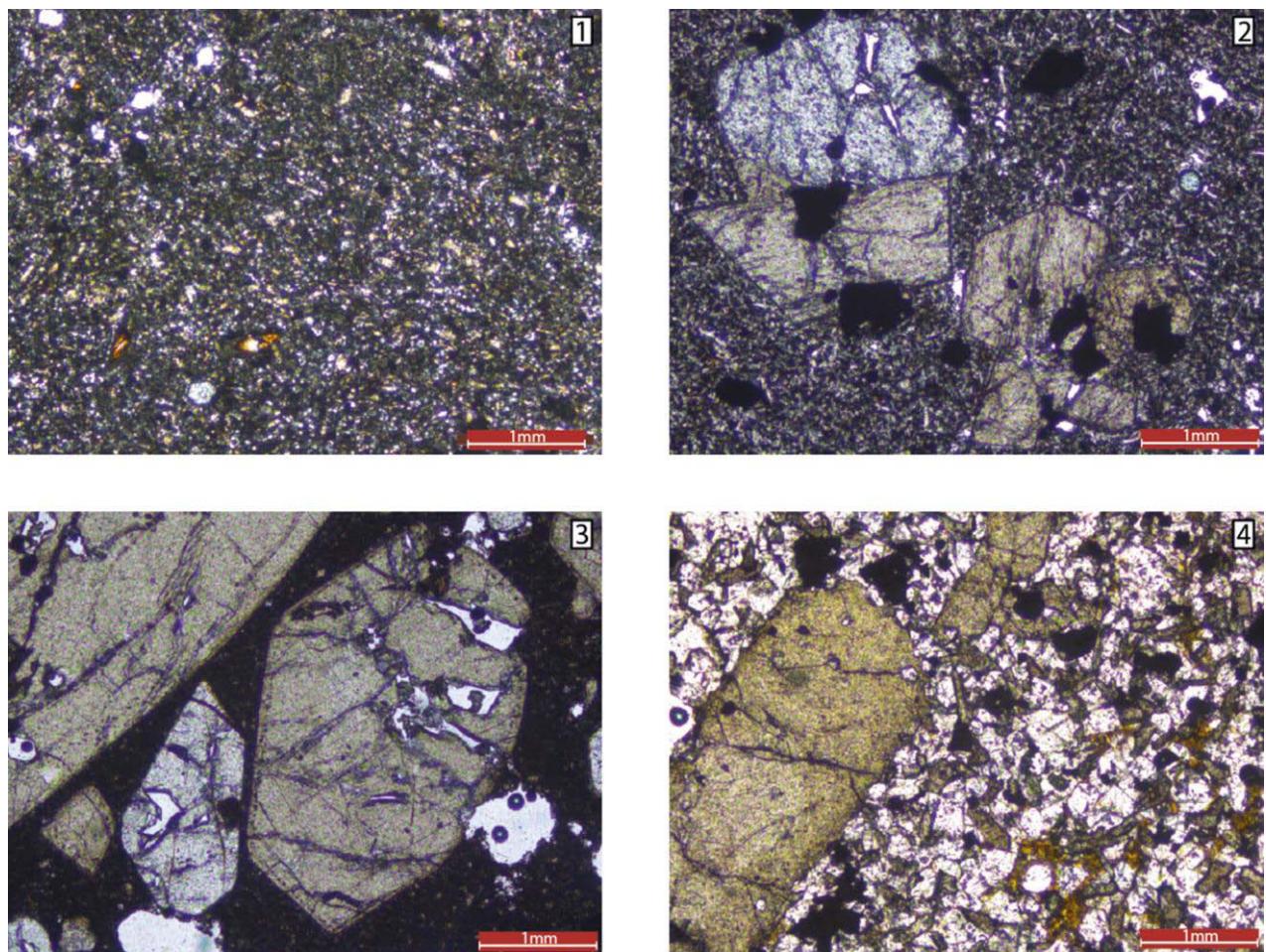


Figure 4.2 : Photos au microscope optique en lumière naturelle des différents faciès des échantillons de Fogo. 1 : Lave aphyrique (FO-28) montrant une mésostase entièrement cristallisée ; 2 : Lave à pyroxènes et olivines (FO-47) montrant des cristaux automorphes et des mégacristaux d'oxydes; 3 : Ankaramite (FO-14) dont le pyroxène présente une bordure d'oxydes ; 4 : Syénite (FO-53) présentant des cristaux millimétriques de pyroxènes et des néphélines automorphes.

macrocristaux d'oxyde (de fer et de titane) sont généralement présents dans les laves. Leurs tailles sont millimétriques (1-5 mm). De rares haüynes sont présentes et ont une taille maximale de 500 µm. Environ un tiers des laves à pyroxène possède également des cristaux d'olivine. Ces derniers sont généralement automorphes et non zonés, de taille variable, avec un maximum de 1 cm. Deux laves à pyroxène (FO-14 et CVF-06) présentent également des cristaux d'amphibole brune (kaersutite). Ces amphiboles sont zonées. Les mésostases de ces roches sont finement cristallisées, composées de microcristaux (400 µm au plus) de pyroxène, olivine, plagioclase, et felspathoïdes (néphéline, leucite, haüyne). De nombreux oxydes sont également présents dans la mésostase.

- Les ankaramites (groupe 3) : ces laves sont semblables par leur minéralogie aux laves à pyroxène et olivine, cependant les proportions de macrocristaux sont supérieures à 40%. La taille des macrocristaux atteint pour la plupart 2 cm. Leurs mésostases sont similaires aux mésostases précédemment décrites.

- Les roches du complexe intrusif (groupe 4) : ce complexe est composé de nombreux dykes de basanites et d'un ensemble de syénites à néphéline (Jondot, 2016). Ces syénites, de texture grenue, sont composées de clinopyroxènes, de feldspaths alcalins, de néphélines et de biotites. Ces minéraux sont présents en différentes proportions dans les échantillons. Les pyroxènes sont automorphes et généralement zonés, mais de taille variable (de quelques mm à quelques centaines de µm). Les néphélines sont automorphes pour la plupart, et également de taille variable. De nombreuses néphélines sont altérées en analcime. Les feldspaths alcalins sont présents en faible quantité. Les rares biotites présentent des bordures déstabilisées. De nombreux oxydes sont présents.

### **4.3. Les compositions minéralogiques**

Le pyroxène est le minéral le plus abondant des laves de Fogo. Les compositions chimiques de ces derniers varient de manière importante et les différents grains analysés tombent dans les champs des diopsides et des salites (Annexe A5). Les phénocristaux de pyroxènes, de taille millimétrique à centimétrique, montrent généralement des zonations chimiques normales (certains cristaux montrent également des zonations inverses). Une zonation normale résulte de la cristallisation d'un pyroxène dans un liquide de plus en plus

différencié (de moins en moins riche en MgO). Au contraire, une zonation inverse suggère que, soit le liquide est de plus en plus primitif (recharge du système de stockage avec du matériel plus primitif), soit les pyroxènes subissent un mouvement de convection au sein d'un liquide hétérogène durant leur cristallisation. Cependant, les variations chimiques au sein des cristaux zonés sont de faibles amplitudes (Figure 4.3), ce qui indique une relative stabilité des conditions de pression, température et composition dans la chambre magmatique où les cristaux se sont formés. Les compositions chimiques des pyroxènes provenant des syénites sont identiques à celles des cristaux provenant des laves (Jondot, 2016). Les macrocristaux d'olivines montrent des compositions allant de forstérite 70 à 90 pour les phénocristaux (Annexe A6). Les olivines de la mésostase présentent des teneurs en forstérite plus faibles allant de  $Fo_{60}$  à  $Fo_{40}$  (Annexe A6). Aucune corrélation entre l'âge des laves et les compositions des olivines n'est observable.

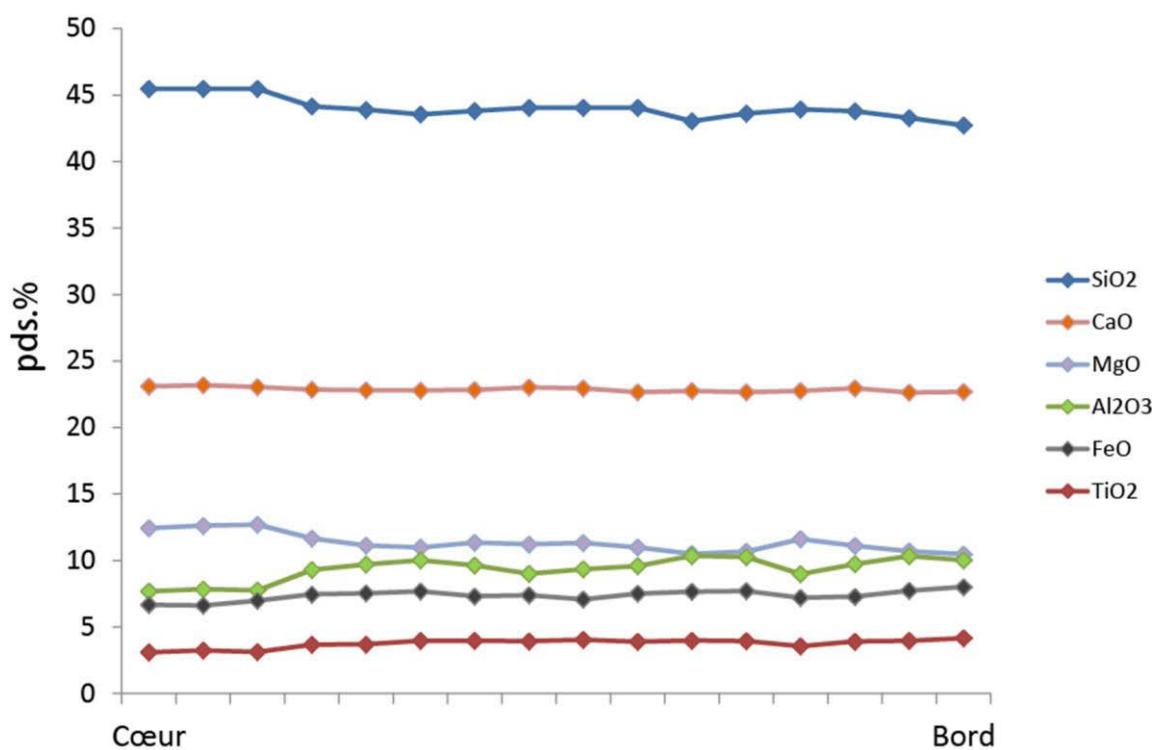


Figure 4.3 : Profil d'un macrocristal de clinopyroxène de la lave FO-24. Ce profil du cœur du cristal jusqu'à sa bordure mesure 500 µm. Les variations de zonation chimique sont faibles ; ~3 pds.% pour SiO<sub>2</sub> et 2 pds.% pour MgO.

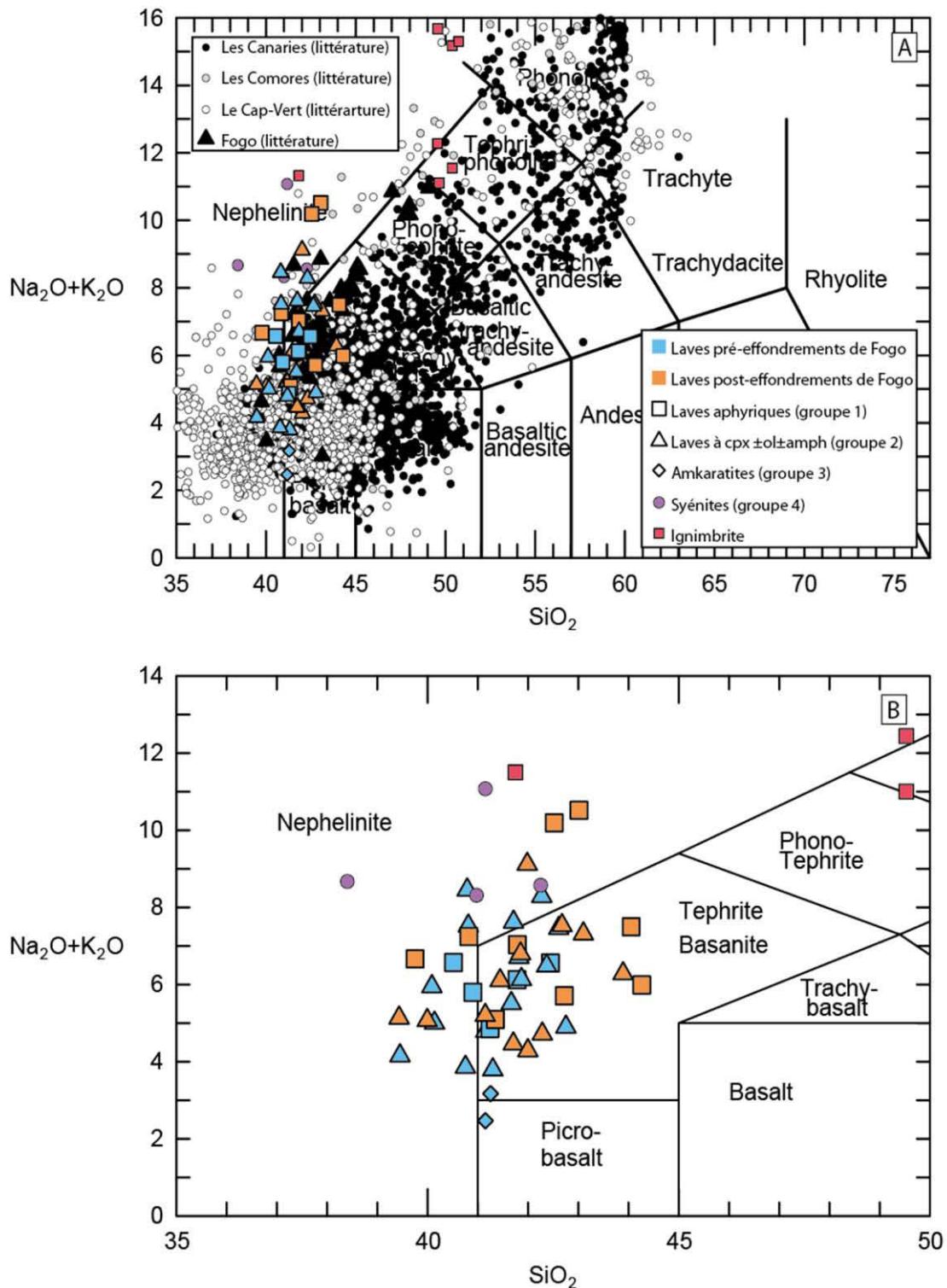


Figure 4.4 : Diagramme TAS des laves de Fogo, d'après Le Maitre (2002). Les données des laves des Canaries et du Cap Vert proviennent de la base de données GeoRoc. Les données des laves des Comores correspondent aux études de Debeuf (2004) ; Pelleter *et al.* (2014) ; Spath *et al.* (1996). Les laves de la littérature de Fogo représentent les études de Doucelance *et al.* (2003); Escrig *et al.* (2005), Hildner *et al.* (2012) et Mata *et al.* (2017). Les analyses nommées « ignimbrite » correspondent à des analyses de verre à la microsonde électronique (ce travail, annexe A11).

#### 4.4. Les compositions en éléments majeurs

Les laves de l'île de Fogo sont comprises, selon la classification de Le Maitre *et al.* (2002), entre les picro-basaltes et les néphélinites (Figure 4.4). Les teneurs en silice et en éléments alcalins varient entre 38 à 46 pds.% et entre 2 et 11 pds.%, respectivement. Cette série est sous-saturée en silice et présente un caractère alcalin marqué. Les teneurs en éléments majeurs des roches (compositions de la roche totale) sont reportées en annexe A7. Les concentrations en MgO sont comprises entre 1,5 et 13,5 pds.%.

Le premier groupe (1 : laves aphyriques) présente des concentrations en MgO variant de 3 à 8 %. Le groupe 2 et 3 (laves porphyriques) possède des concentrations en MgO variant de 5 à 13,5 pds.% (Figure 4.5). Aucun de nos échantillons ne présente de teneurs en MgO comprises entre 10 et 12 pds.%. Les laves les plus magnésiennes correspondent au groupe 3 (ankaramites), riches en pyroxène et olivine, ainsi que cinq laves du groupe 2 contenant plus de 10% d'olivines. Ceci montre que les concentrations en éléments majeurs sont en grande partie contrôlées par l'abondance des différents macrocristaux (tels que les olivines ou les pyroxènes).

En reportant les teneurs de différents oxydes en fonction du pourcentage de MgO (Figure 4.5), on observe, pour le fer et le titane une rupture de pente autour de 6 à 7 pds.% de MgO. Pour les concentrations inférieures à 6-7 pds.% de MgO, la pente est caractéristique d'une évolution par fractionnement de pyroxène et olivine. La rupture de pente coïncide avec le début de la cristallisation d'oxydes de fer et de titane (Escrig *et al.*, 2005). En cristallisant, ces derniers appauvrisent le liquide en fer et titane et fractionnent les rapports FeO/ MgO et TiO<sub>2</sub>/ MgO du liquide. Il est important de noter que les échantillons pré-effondrement sont légèrement plus riches en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et CaO que les laves post-effondrement (Figure 4.5). Ils sont également moins riches en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et en alcalins (de quelques pds.%). Cette tendance est également visible lorsque l'on s'intéresse plus précisément à la chronologie relative des échantillons (Figure 4.6). En effet, la figure 4.6.G montre une augmentation globale des teneurs en silice après l'effondrement, également de quelques pds.%. La période autour de l'effondrement est marquée par une variabilité des teneurs en éléments alcalins (jusqu'à 4 pds.%), en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et en MnO (Figure 4.6). La teneur en MgO et en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diminue progressivement avant l'effondrement, puis augmente

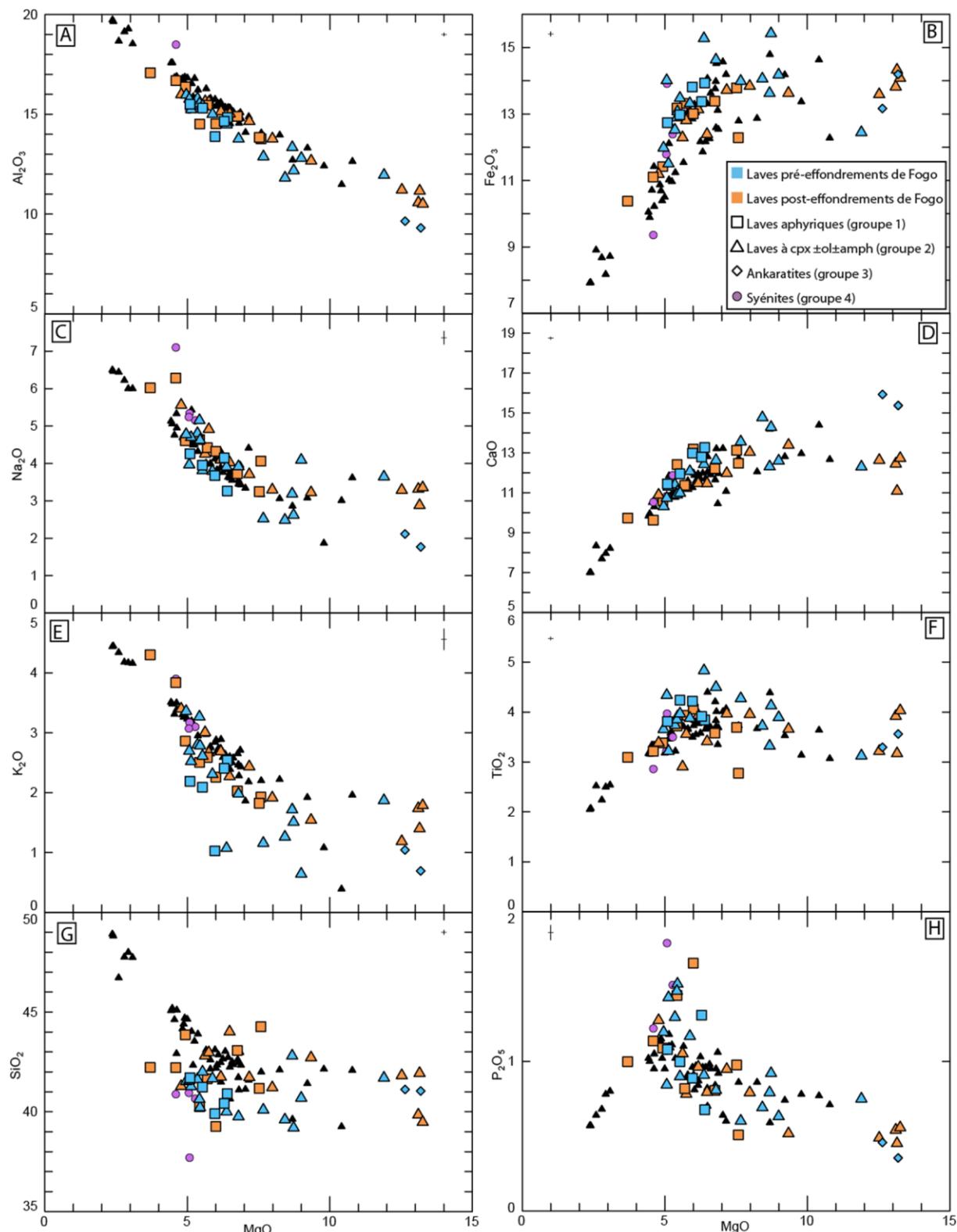


Figure 4.5 : Variation des teneurs des oxydes en fonction du MgO (pds.%). Les données de la littérature (Doucelance *et al.*, 2003; Escrig *et al.*, 2005 ; Hildner *et al.*, 2012, Mata *et al.*, 2017) sont représentées par les triangles noirs. Les barres d'erreur sont reportées en haut des graphiques.

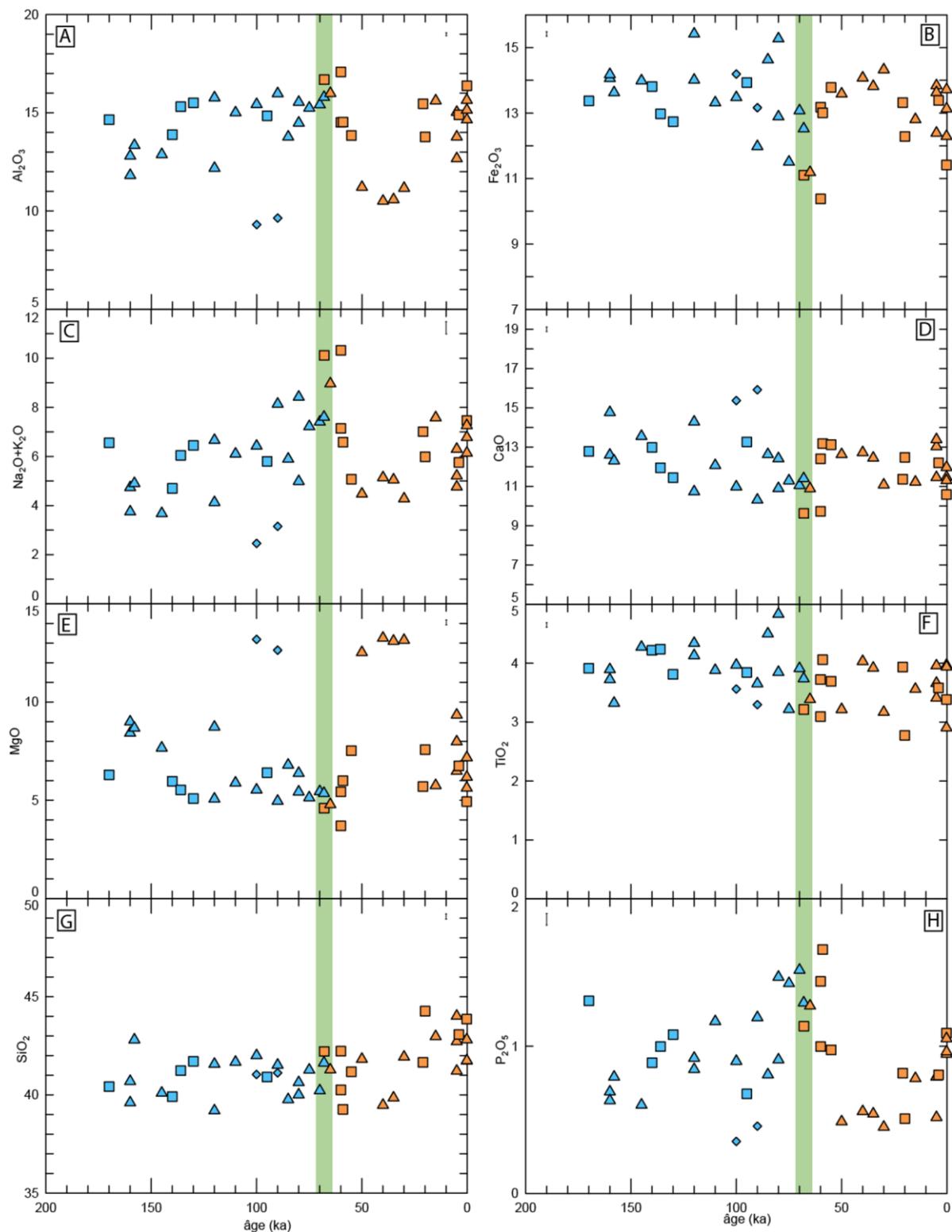


Figure 4.6 : Diagrammes des différents oxydes (en pds.%) en fonction de l'âge estimé des laves de Fogo. La légende est la même que la figure 4.5. La barre verte représente l'effondrement.

après celui-ci. La teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , très bien anti-corrélée au  $\text{MgO}$ , montre une très légère augmentation durant la période de l'effondrement. Les concentrations des laves contenant plus de 12 pds.% de  $\text{MgO}$  sont quant à elles dominées par l'accumulation d'olivines, qui sont riches en  $\text{MgO}$ . Cependant, aucune corrélation entre les compositions modales des groupes pétrologiques et le temps n'est visible.

Afin de pouvoir discuter de l'évolution, ou non, des compositions dans le temps, nous pouvons utiliser uniquement les échantillons collectés le long de la via ferrata. Leur position dans une même coupe au sein de la Bordeira détermine sans ambiguïté leur position chronologique relative (Figure 4.7). Cette section couvre une période de 100 ka, de la base de la Bordeira (~160 ka) jusqu'aux premières laves post-effondrement (60-70 ka). Plus les laves sont jeunes et proches de l'effondrement, plus les concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , et  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont élevées. Une tendance inverse est observée pour les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  ainsi que  $\text{CaO}$ . Ceci permet de caractériser une tendance générale précédant l'effondrement, avec principalement une augmentation progressive des concentrations en alcalins, et une diminution du  $\text{MgO}$ .

Les syénites composant le groupe 4 ont des compositions en éléments majeurs semblables aux compositions des laves, bien que dans la gamme la plus alcaline et peu riche en  $\text{MgO}$ . L'âge de ces syénites est inconnu. Cependant, elles sont clairement pré-effondrement et culminent à des altitudes relativement élevées pour un complexe intrusif (2100 m a.s.l.), soit seulement à quelques centaines de mètres de l'ancien sommet du Monte Amarelo décapité par l'effondrement. La présence d'un tel complexe intrusif à une telle altitude suggère qu'il s'est formé lors d'épisodes relativement proches de l'effondrement.

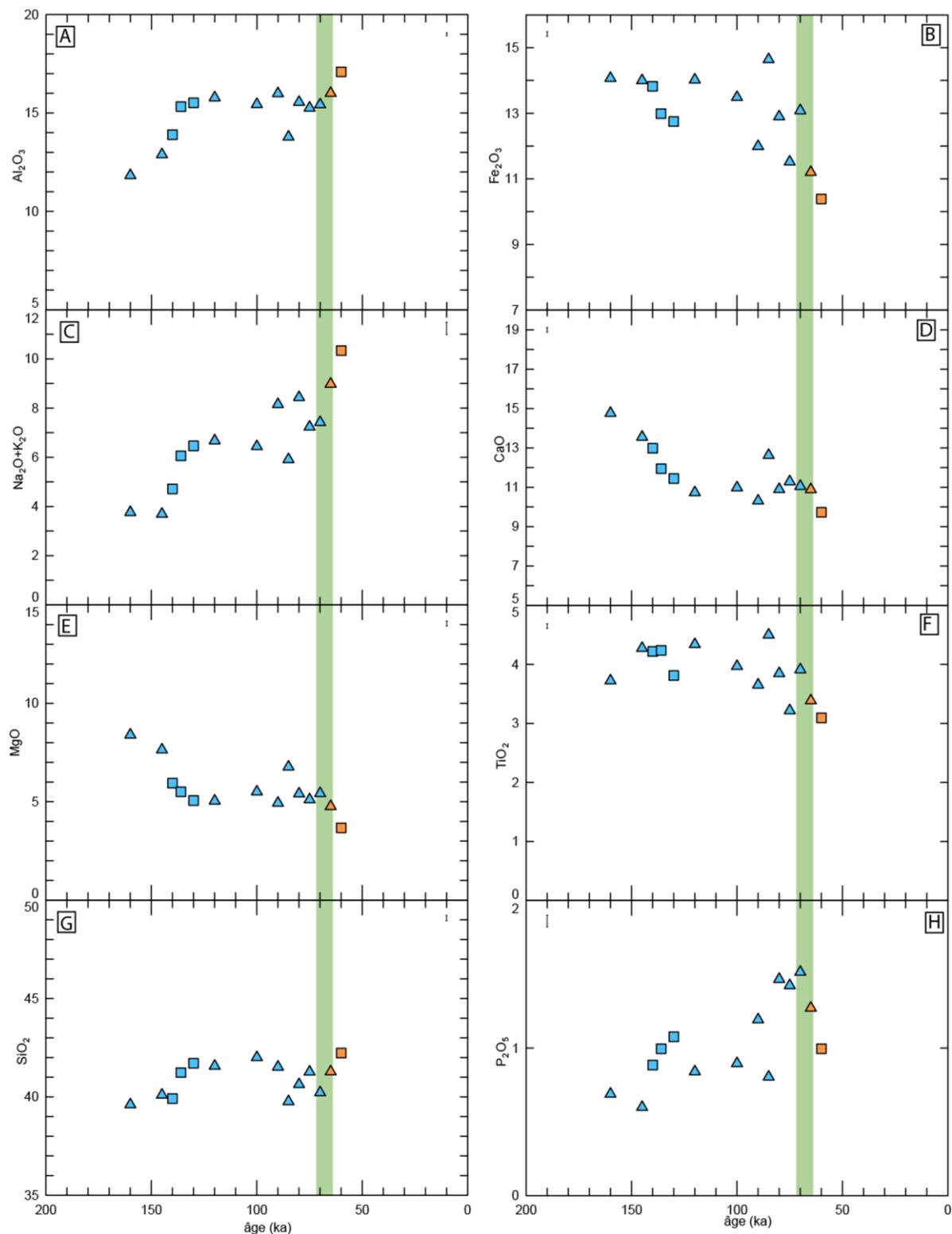


Figure 4.7 : Diagrammes des différents oxydes (en pds.%) en fonction de l'âge estimé des laves du secteur Ouest (via-ferrata) de Fogo. La légende est la même que la figure 4.5. La barre verte représente l'effondrement.

#### 4.5. Les concentrations en éléments traces

Les concentrations en éléments traces sont reportées en Annexe A8. Le spectre des terres rares montre un fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Figure 4.8.A). Les terres rares légères sont généralement plus incompatibles que les lourdes, et donc plus concentrées dans les laves issues d'un plus faible taux de fusion partielle. Les spectres des échantillons sont subparallèles entre eux, ce qui suggère une faible variation du taux de fusion partielle, et une influence de la cristallisation fractionnée (qui dilue plus ou moins la concentration en REE). La Figure 4.8.A illustre ce phénomène, bien que trois échantillons ne soient pas groupés avec les autres. L'échantillon FO-36 est un de ces échantillons, dont la teneur en LREE est semblable à celles des autres laves, mais la teneur en HREE est supérieure.

La Figure 4.9 montre l'influence de la teneur en phénocristaux sur les concentrations des éléments traces. Les éléments incompatibles sont moins concentrés dans les laves ayant la plus forte proportion de pyroxènes et olivines. Ces minéraux sont pauvres en éléments traces et exercent un effet de dilution. Cet effet de dilution confirme que la plupart des macrocristaux ne sont pas en équilibre avec la matrice constituant les échantillons. En effet, l'équilibre entre les macrocristaux et la matrice ne permettrait pas la variation des teneurs en éléments traces en fonction de la minéralogie. Cependant, les teneurs en éléments traces montrent une variabilité importante pour des laves ayant la même composition modale. Ces variations ne reflètent pas l'effet de dilution, mais peuvent illustrer des changements de taux de cristallisation fractionnée et/ou fusion partielle. Effectivement, une teneur en terre rare plus élevée peut-être liée à une diminution du taux de fusion partielle ou à l'augmentation de la cristallisation de phases telles que l'olivine ou le pyroxène. Ces variations peuvent également refléter une différence dans la composition du liquide parental des laves. Nous reviendrons sur ces aspects dans la discussion (chapitre 5).

Les syénites (groupe 4) montrent quant à elles des concentrations élevées en éléments traces, tout comme les premières laves post-effondrement (Annexe A8).

L'évolution temporelle des laves montre un pic de concentration des éléments incompatibles pour les premières laves post-effondrement (60-70 ka), suivi d'une

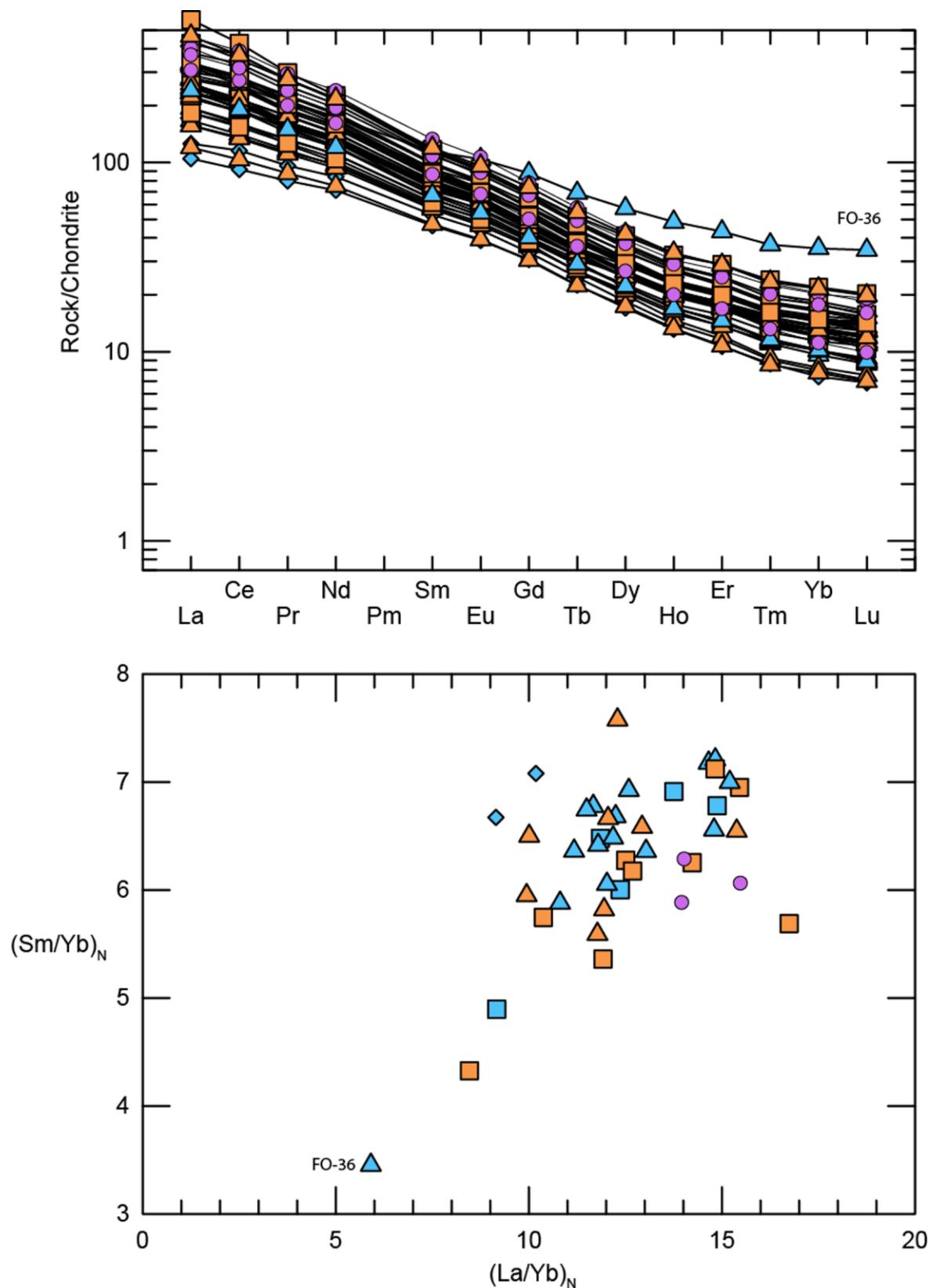


Figure 4.8 : A : Spectre des terres rares des échantillons de Fogo. Les concentrations sont normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989). B : Rapport Sm/Yb et La/Yb normalisé aux chondrites.

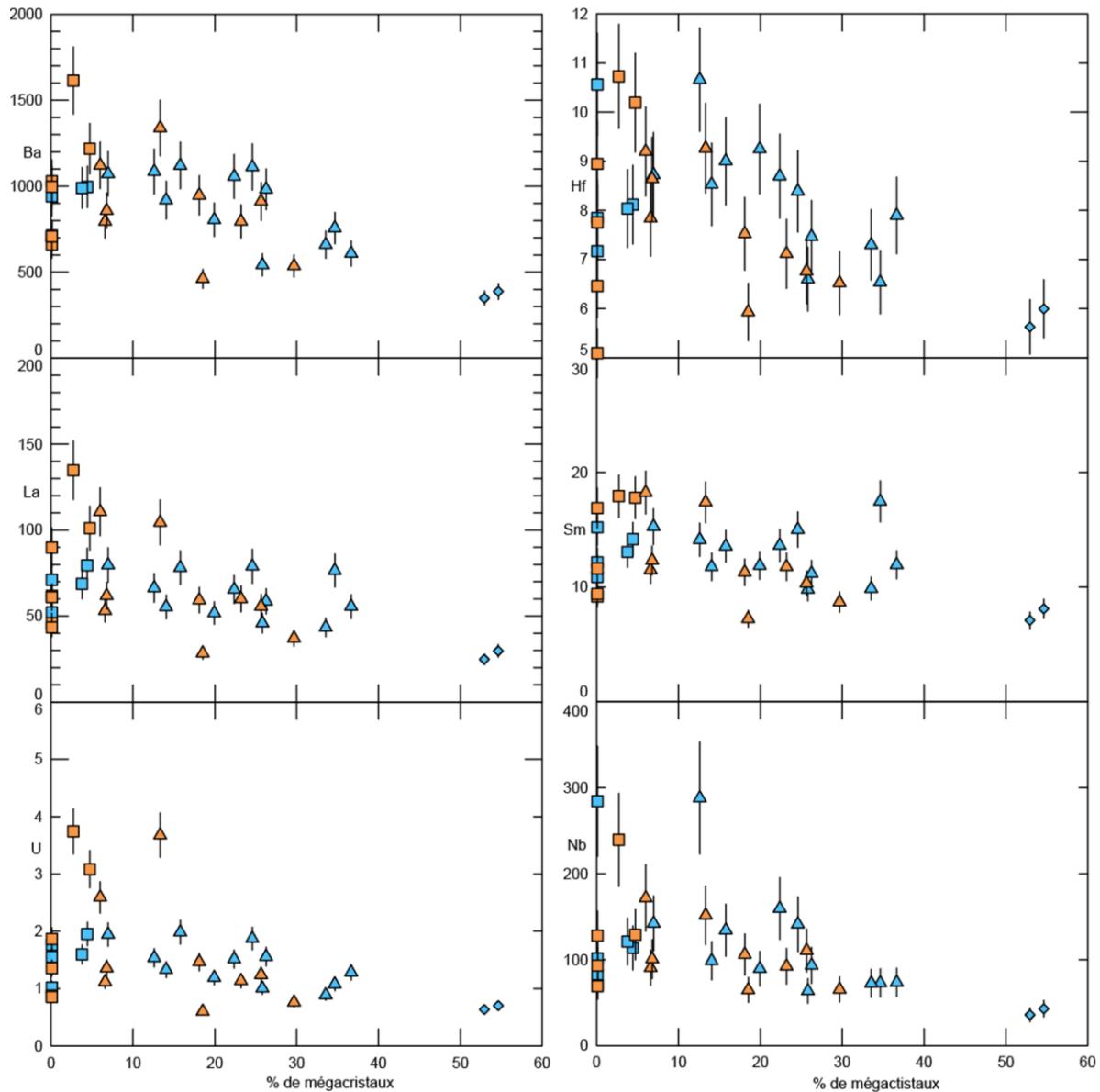


Figure 4.9 : Teneurs (en ppm) de différents éléments en traces en fonction de la proportion de mégacristaux (pyroxènes, olivines, et amphiboles).

diminution des concentrations (Figure 4.10), de manière un peu similaire au comportement des éléments majeurs (Figure 4.6), notamment aux éléments alcalins, mais la tendance est ici encore plus marquée. Si l'on se concentre uniquement sur le secteur de la via ferrata, les tendances sont plus nettes, avec une augmentation progressive des concentrations des éléments incompatibles avant l'effondrement (Figure 4.11). Après une période d'augmentation progressive des concentrations avant l'effondrement, les premières laves post-effondrement échantillonnées au sommet de la paroi présentent les concentrations en éléments incompatible les plus fortes (notamment les REE).

#### 4.6. Les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb

Les rapports isotopiques de Sr et Nd sont anti-corrélés, avec des variations allant de 0,70346 à 0,70374 pour le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et de 0,51274 à 0,51280 pour  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Les rapports isotopiques de Pb montrent les variations suivantes :  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  : 18,911 à 19,248 ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  : 15,546 à 15,482 ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  : 38,758 à 39,069. Les données sont reportées en annexe A9 et sur la Figure 4.12. Ces résultats sont cohérents avec les données de la littérature sur l'île de Fogo et les autres îles de l'archipel. Plusieurs études (Gerlach *et al.*, 1988, Doucelance *et al.*, 2003) ont montré une dichotomie entre les îles du Sud et les îles du Nord. Ces études proposent un modèle à trois composants pour expliquer ces données : (1) un pôle commun à toutes les îles, correspondant au panache mantellique du Cap Vert, dont les compositions sont radiogéniques en Pb, avec un rapport d'He relativement primitif et des compositions isotopiques intermédiaires en Sr et Nd ; (2) un pôle commun aux îles du Nord, dont les compositions isotopiques sont similaires au manteau appauvri formant les MORB ; et (3) un pôle principalement présent pour les îles du Sud, dont la composition est proche du pôle EM-I. Ce modèle semble en accord avec les données des laves de Fogo, qui montrent des compositions isotopiques identiques aux îles du Sud. Notons que les syénites (groupe 4) ont les compositions isotopiques les plus radiogéniques en Pb (Figure 4.12). En ce qui concerne les rapports isotopiques de Sr et Nd, les syénites ne sont pas extrêmes, mais sont assez radiogéniques en Nd et moins en Sr.

L'évolution temporelle des rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb est reportée sur la Figure 4.13. Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  affiche une forme en V centrée sur la période de

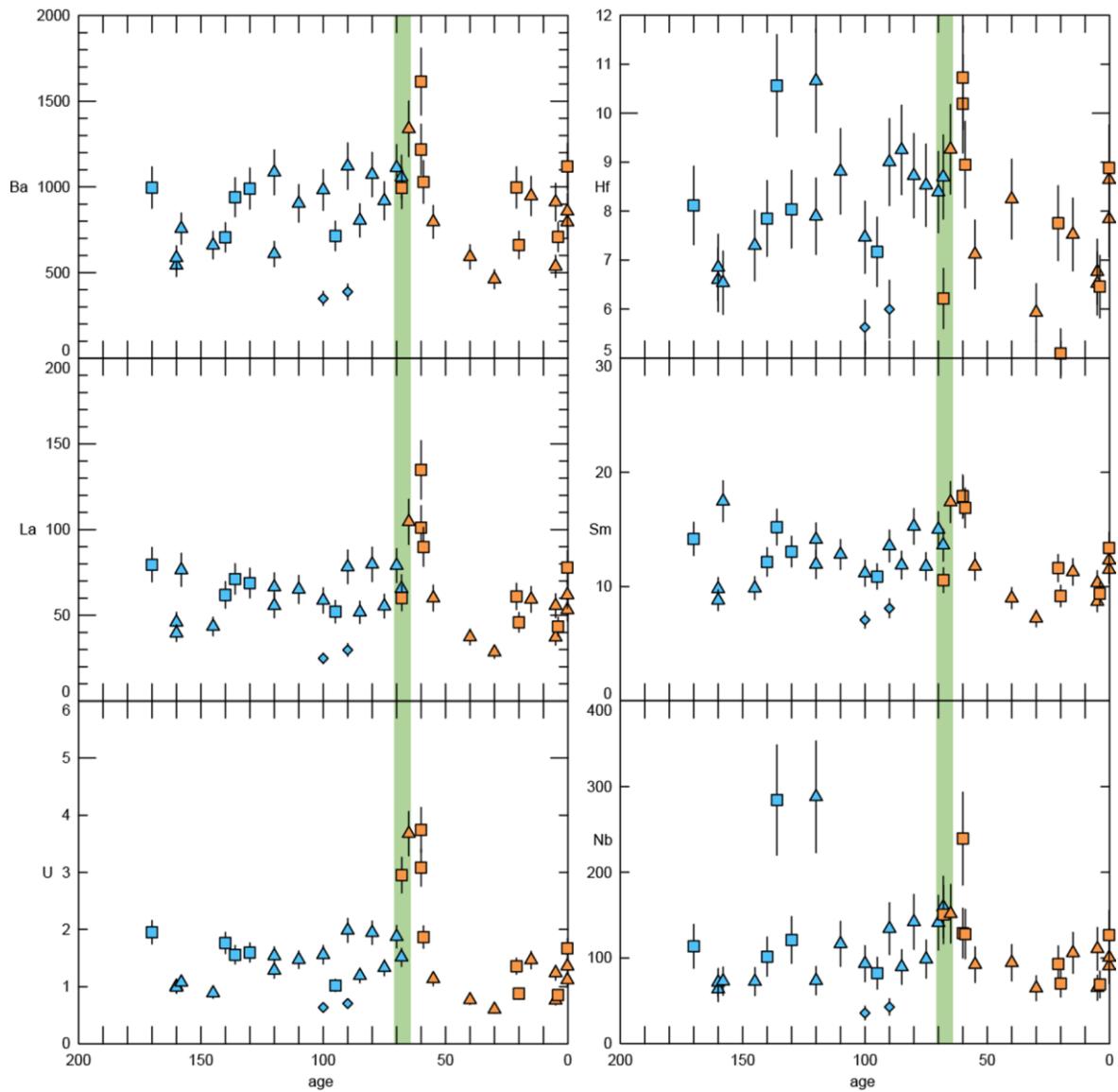


Figure 4.10 : Diagrammes des concentrations (en ppm) de différents éléments incompatibles en fonction de l'âge estimé des laves de Fogo. La légende est la même que la Figure 4.5. La barre verte représente l'effondrement.

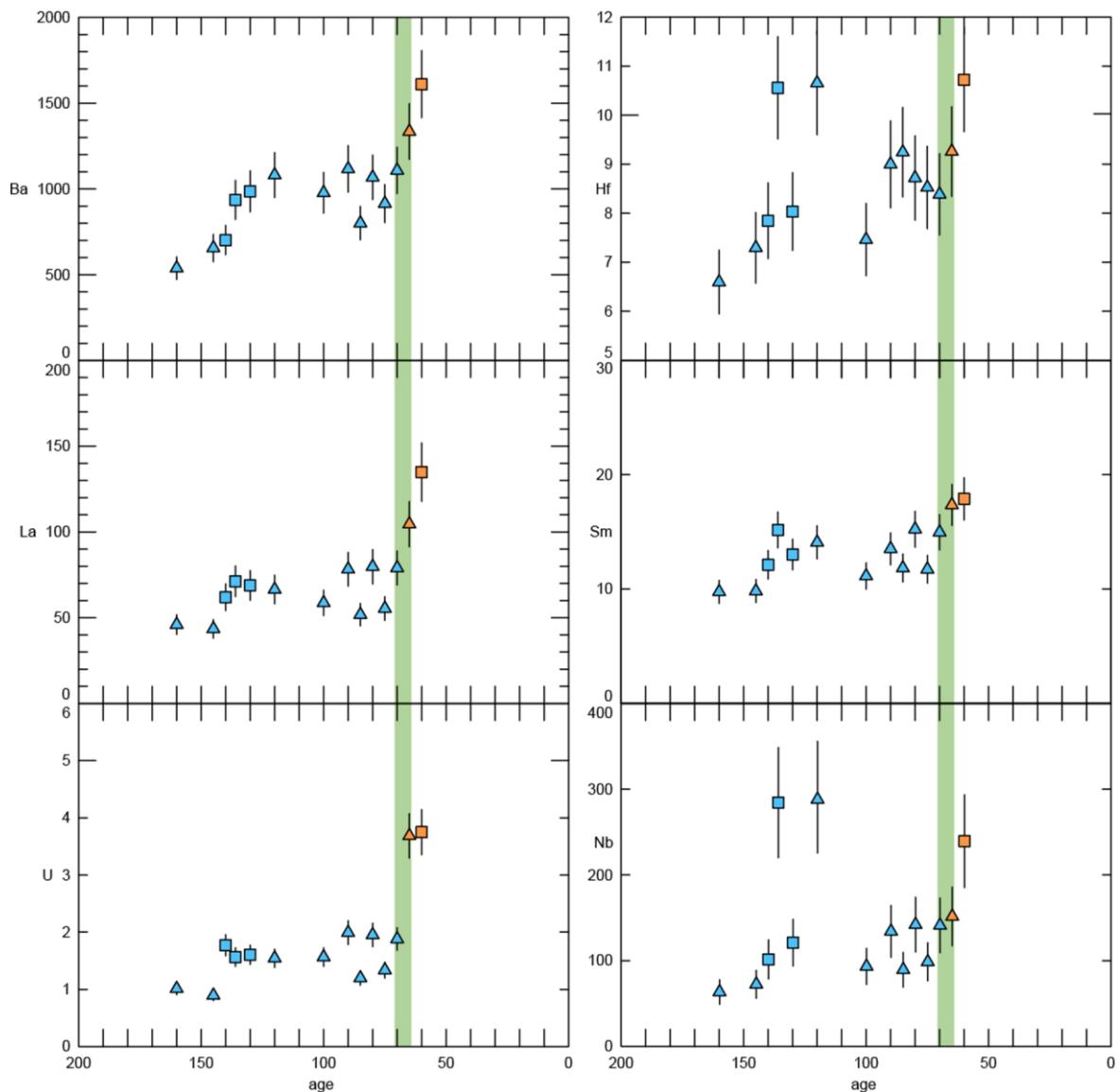


Figure 4.11 : Diagrammes des concentrations (en ppm) de différents éléments incompatibles en fonction de l'âge estimé des laves du secteur Ouest (via ferrata) de Fogo.

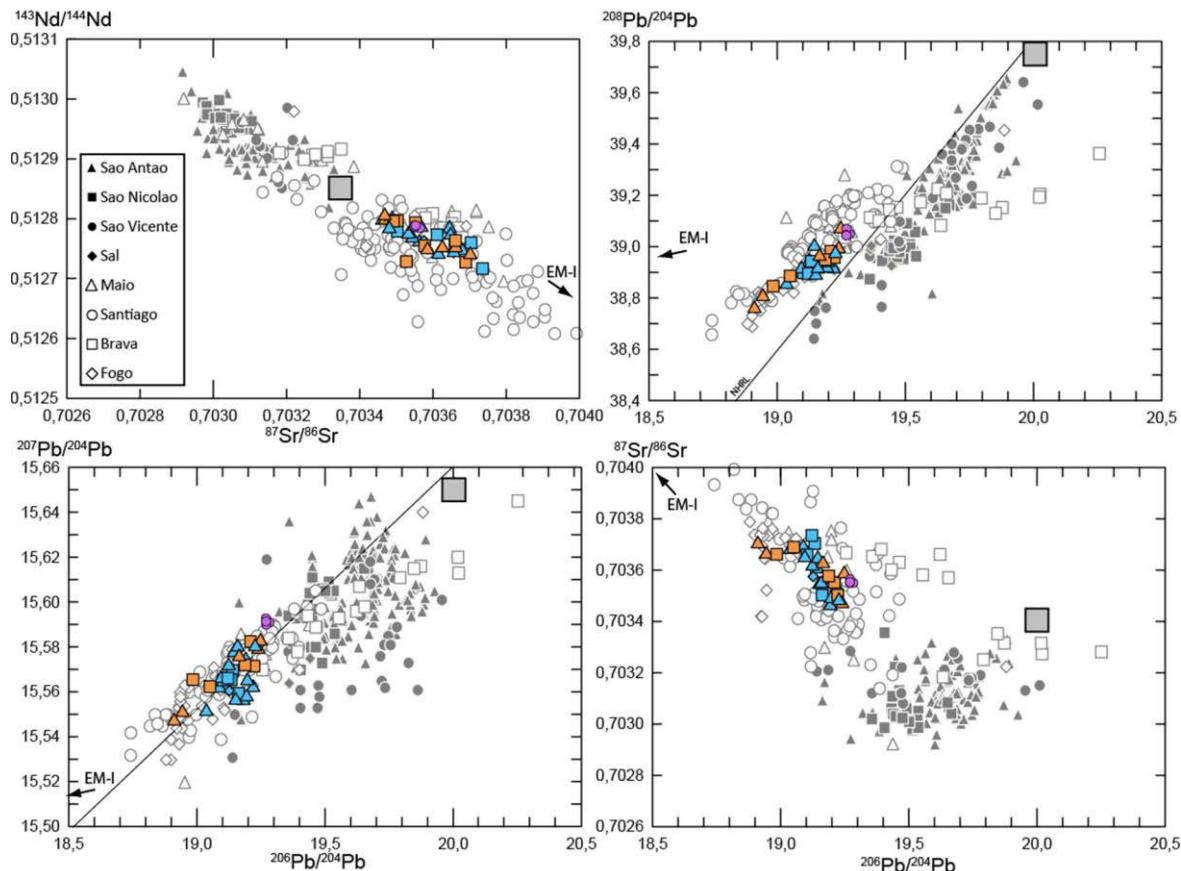


Figure 4.12 : Diagrammes isotopiques présentant les rapports isotopiques des laves du Cap Vert. Les îles du Sud sont représentées en blanc et les îles du Nord en noir. Les données de la littérature proviennent de : Gerlach *et al.*, 1988 ; Davies *et al.*, 1989 ; Christensen *et al.*, 2001 ; Doucelance *et al.*, 2003 ; Escrig *et al.*, 2005 ; Holm *et al.*, 2006 ; Barker *et al.*, 2009 ; Millet *et al.*, 2008 ; Martins *et al.*, 2010 ; Barkeret *et al.*, 2010 ; Mourão *et al.*, 2012. Le panache mantellique du Cap Vert (Millet *et al.*, 2008) est illustré par le gris. La NHRL est la droite de référence de l'hémisphère Nord de Hart (1984) ; le pôle EM-I provient de Jackson et Dasgupta (2008).

l'effondrement du Monte Amarelo (60-70 ka). Il diminue avant ce dernier, puis augmente après. Le rapport isotopique de Nd est anti-corrélé à celui du Sr, il montre donc un comportement inverse avec le temps. Les compositions isotopiques en Pb montrent quant à elles une légère augmentation avant l'effondrement, puis une très forte diminution au cours des 15-20 derniers milliers d'années. Comme indiqué précédemment, les deux composants de mélange des échantillons sont (1) le panache mantellique du Cap Vert (alias le panache sur la Figure 4.13) ainsi qu'un (2) pôle de type EM-1. L'évolution temporelle pré-effondrement définie par les laves du secteur Ouest (via ferrata) confirme la diminution de la proportion du pôle de type EM-1 avant l'effondrement (Figure 4.14), en faveur du panache mantellique cap-verdien. Il est également important de noter l'absence de corrélation entre les proportions modales (à travers les types de laves sur les Figure 4.13 et Figure 4.14) et les compositions isotopiques.

#### **4.7. Les inclusions magmatiques**

Un dépôt de retombées stromboliennes (FO-05) situé sur les hauteurs de la via ferrata présente des inclusions magmatiques piégées dans des macrocristaux d'olivines et de pyroxènes, les deux phases minérales majoritaires du volcanisme de Fogo. Les olivines sont sub-primitives ( $Fo > 82$ ) et la composition des inclusions représentent donc le liquide sub-primitif piégé lors de la cristallisation de l'olivine. Ce liquide est alors à l'équilibre thermodynamique avec l'olivine.

Les inclusions magmatiques sont vitreuses et non recristallisées. Elles sont riches en éléments volatils (Annexe 10) avec en moyenne 4,5% de volatils ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , F, Cl et S). Cette valeur est minimale car une bulle de gaz est piégée au sein de chaque inclusion contenant une partie des éléments volatils. Néanmoins, les teneurs en volatils et notamment du  $CO_2$  sont très importantes et peu comparables avec les données de la littérature. Avec ces données, une profondeur de stockage minimal de 15 km peut être estimée à partir du modèle de Ghiorso et Gualda (2015). Cet échantillon, dont la mise en place précède de peu l'effondrement du Monte Amarelo (Figure 2.18) et la mise en place d'ignimbrites sommitales, indique une importante quantité d'éléments volatils présents dans le magma.

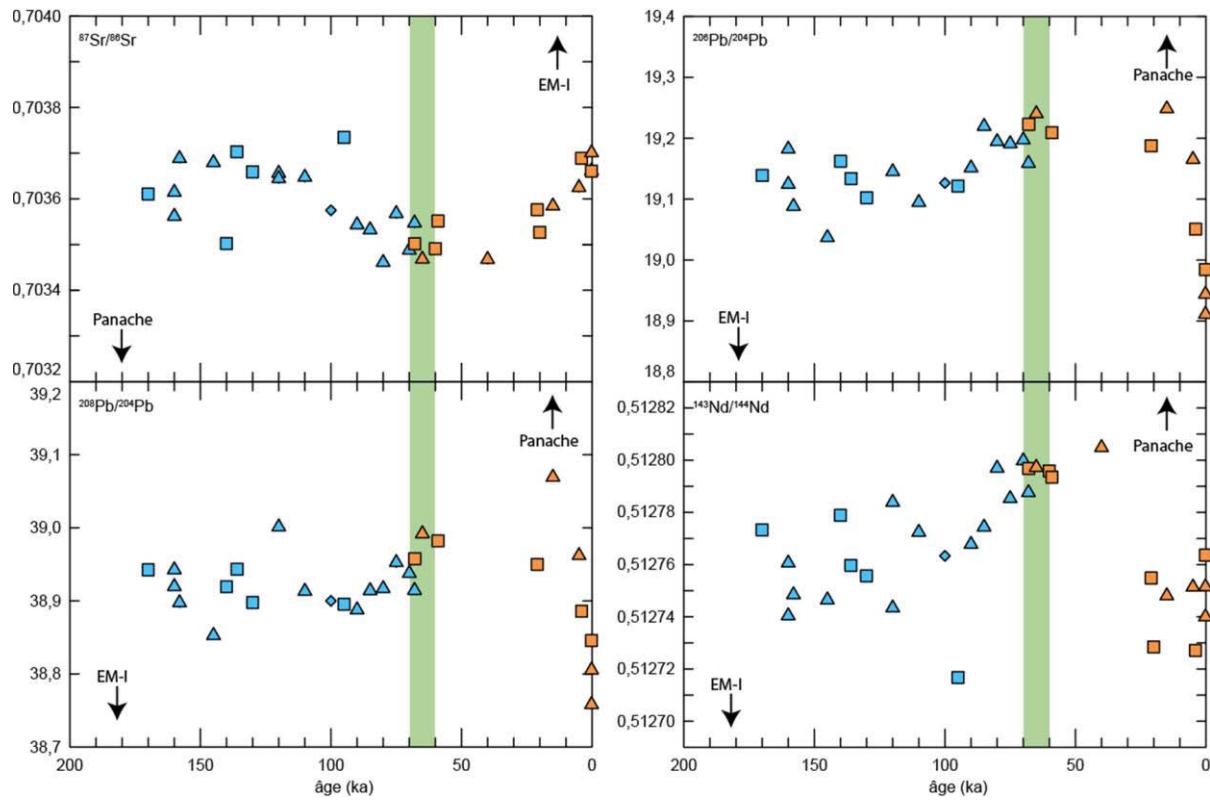


Figure 4.13 : Diagrammes présentant les rapports isotopiques en fonction de la chronologie relative des échantillons.

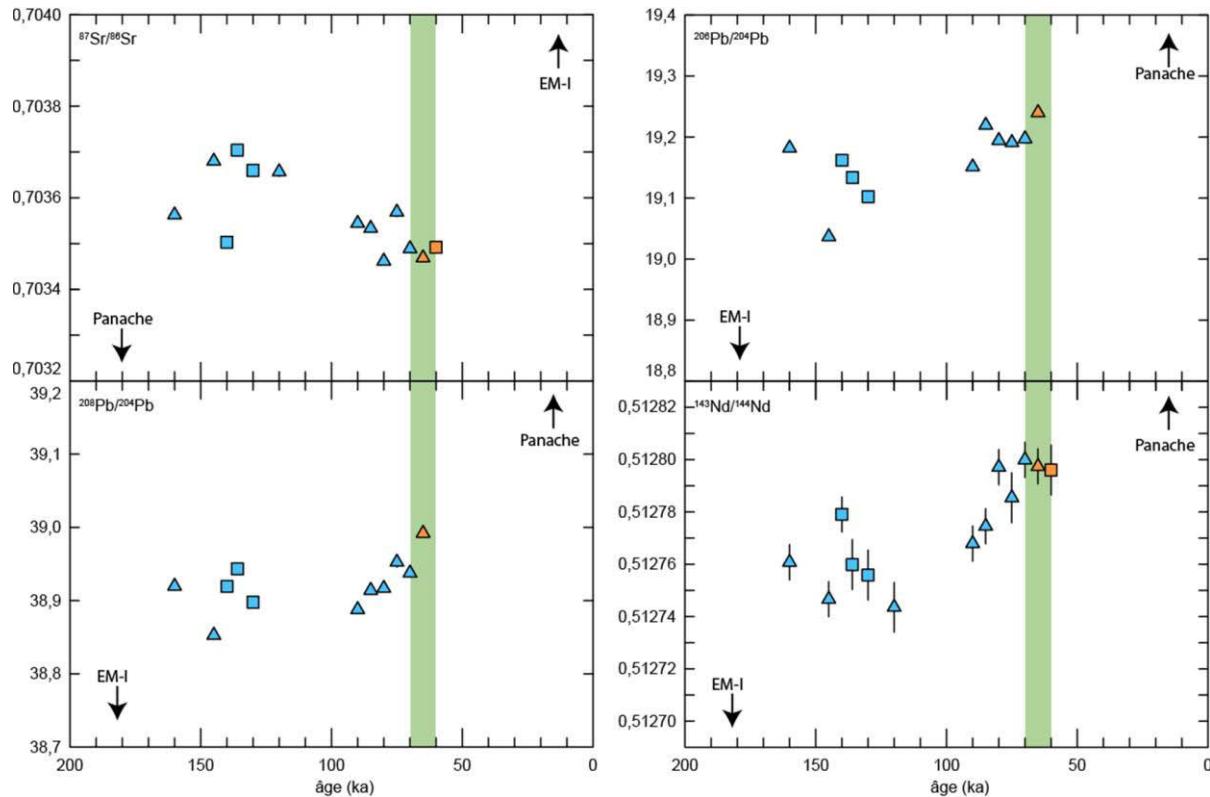


Figure 4.14 : Diagrammes présentant les rapports isotopiques des laves constituant le secteur Ouest (via-ferrata) en fonction de la chronologie relative des échantillons.

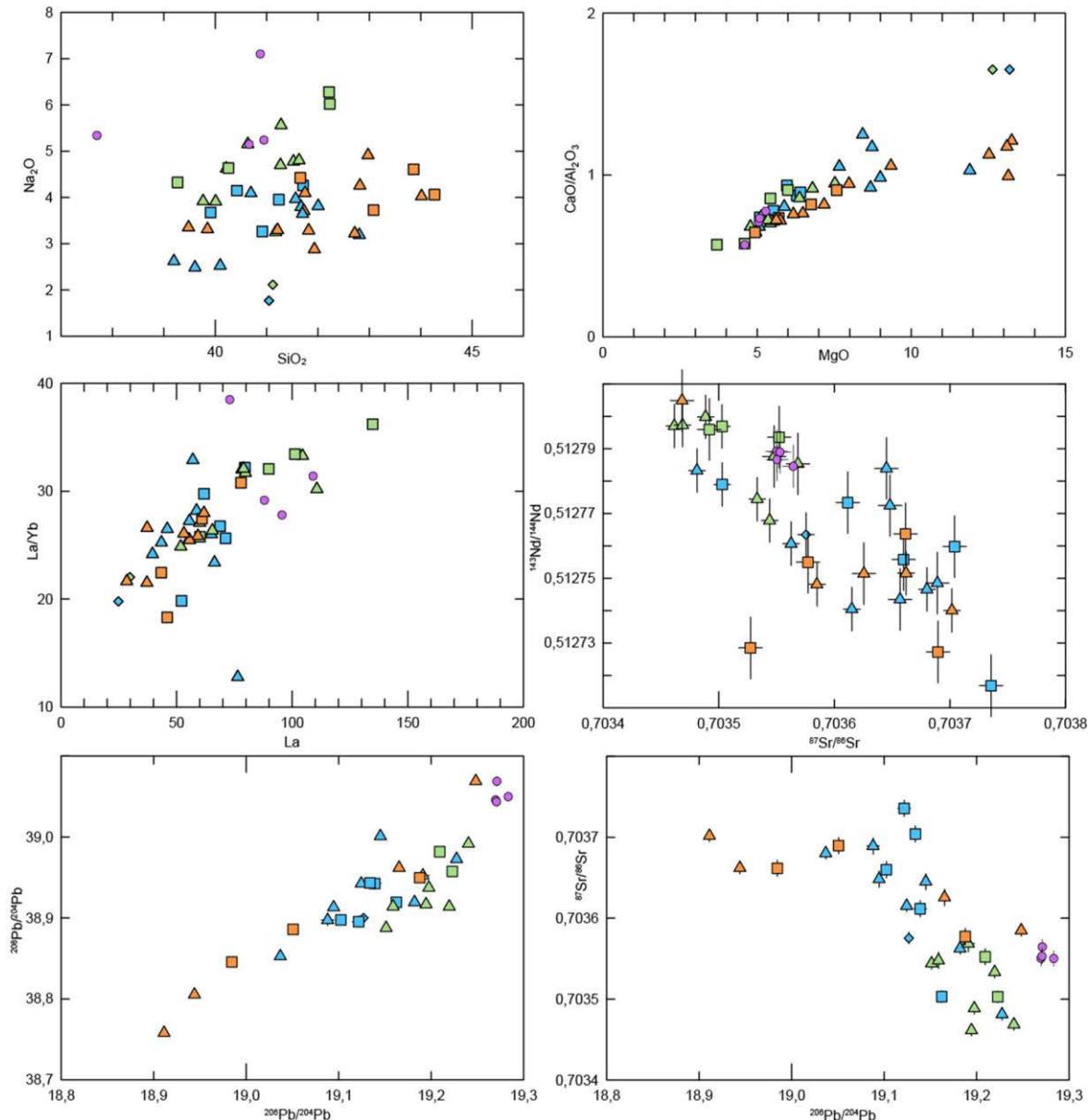


Figure 4.15 : Diagrammes présentant les différentes analyses chimiques des roches totales. En vert sont représentés les échantillons dont la chronologie relative indique qu'ils se sont mis en place dans une période proche de l'effondrement. Les autres symboles sont les mêmes que précédemment. Il est à noter que ces échantillons sont toujours présents sur une extrémité des diagrammes.

## Conclusion

Les échantillons de l'île de Fogo sont sous-saturés en silice et fortement alcalins. Les laves ont, pour la plupart, incorporé des antécristaux formés dans la zone de stockage et entraînés avec le magma lors de sa remontée vers la surface. Ce processus influence les teneurs en éléments majeurs (tel que le MgO, élevés dans les olivines et les pyroxènes), et les éléments traces (peu concentrés dans les olivines et les pyroxènes). Les éléments majeurs montrent quelques différences de concentration entre les laves pré et post-effondrement ; les laves pré-effondrement sont globalement moins riches en silice (environ 3 pds.%) que les échantillons post-effondrement. De même, pour une teneur en MgO constante, les laves pré-effondrement sont plus riches en FeO, CaO et TiO<sub>2</sub> que les roches post-effondrement. La tendance est inverse pour l'aluminium et les alcalins.

L'évolution temporelle des laves montre une augmentation des éléments incompatibles (majeurs ou traces) durant la période proche de l'effondrement (Figure 4.15). Les compositions isotopiques montrent une progression dans le temps des proportions de mélange entre deux pôles (Figure 4.13, Figure 4.14 et Figure 4.15), avec une influence plus importante du panache mantellique (par rapport au pôle de type EM-I) pour la période centrée sur l'effondrement (échantillons en vert sur la Figure 4.15).



## **Chapitre 5 :**

# **Le magmatisme de Fogo et son lien avec l'effondrement du Monte Amarelo**

## 5.1. Caractéristiques du magmatisme de Fogo

### 5.1.1. Un magmatisme particulier

Les basaltes alcalins sous-saturés en silice (BASS) sont présents sur de nombreuses îles océaniques liées à l'activité d'un panache mantellique (Hawaii, Comores, Canaries et Cap Vert). Toutefois, ils ne représentent qu'une faible proportion du magmatisme de ces îles (et des OIB de manière plus générale).

Les premières études consacrées aux BASS (ex. Green, 1973) les ont interprétés comme étant le produit de faibles taux de fusion partielle de péridotite. Les résultats obtenus en pétrologie expérimentale ont montré que la fusion partielle d'une péridotite appauvrie (en conditions anhydre à 1 GPa) produit des magmas de composition intermédiaire (~45% de  $\text{SiO}_2$ ) et non des magmas sous-saturés en silice (Wasylewski *et al.*, 2003). Par ailleurs, les produits de fusion partielle d'une péridotite présentent des teneurs en Ni supérieures, des rapports Fe/Mn plus élevés et des concentrations en Ca et Mn plus faibles que les BASS des îles d'Hawaii (Herzberg, 2011). A plus grande échelle, la forte concentration en Ti des OIB est incompatible avec la fusion d'une source péridotitique fertile (Prytulak et Elliott, 2007). Les BASS sont également caractérisés par une concentration élevée en éléments incompatibles. Cette dernière observation a été interprétée comme le reflet d'un faible taux de fusion partielle d'une source péridotitique à grenat (Gast, 1968), mais la fusion d'une telle source engendre des concentrations plus faibles que celles observées dans les BASS (Pilet, 2015).

D'autres études proposent que les BASS soient le résultat de la fusion partielle de pyroxénites (Dasgupta *et al.*, 2006). La présence de croûte océanique recyclée dans la source des panaches mantelliques (Hofmann et White, 1982 ; Weaver, 1991 ; Chauvel *et al.*, 1992) est une hypothèse maintenant acceptée par la plus grande partie de la communauté scientifique. Lors de sa subduction, la croûte océanique subit de nombreuses transformations liées à sa déshydratation et à sa fusion partielle. Elle réagit également avec le manteau péridotitique et forme des pyroxénites (Sobolev *et al.*, 2005). Sobolev *et al.* (2007) ont montré que les compositions des phénocristaux d'olivine de l'île d'Hawaii sont en accord avec cette hypothèse. Cependant, les basaltes alcalins de l'île d'Hawaii sont riches en silice, excepté dans les stades précoce et final de formation du bouclier (Frey

*et al.*, 1990). Une pyroxénite est riche en silice, sauf si elle a été appauvrie par le métasomatisme lié à la circulation de fluides carbonatés (Gerbode et Dasgupta, 2010) ou par l'extraction de liquides riches en silice à de faibles pressions de fusion partielle (Hirschmann *et al.*, 2003). Ce dernier processus engendre la formation de pyroxénite à olivine ( $\pm$  grenat), pauvre en silice.

Pilet (2015), enfin, propose un troisième scénario. Des taux de fusion partielle faibles d'un manteau asthénosphérique hétérogène, fertile et riche en fluides, produisent des agents métasomatiques dans l'asthénosphère. Les liquides silicatés ainsi produits percolent jusque dans la lithosphère et forment des cumulats métasomatisés, riches en amphiboles, dont la fusion partielle est à l'origine des BASS. Ce modèle, cependant, n'est réaliste que si les taux de production de magma dans l'asthénosphère sont faibles. En effet, lorsque la productivité augmente, les liquides remontent directement à la surface et produisent des tholéiites, telles que celles observées sur les îles d'Hawaii et de La Réunion.

Fusion partielle de pyroxénite ou production de cumulats riches en amphiboles ont en commun le métasomatisme du manteau (notamment lithosphérique). Sobolev *et al.* (2007) précisent l'importance de la lithosphère et plus particulièrement de son épaisseur. Plus la lithosphère est épaisse, plus la proportion de pyroxénite est importante.

Le mode de genèse des BASS n'est donc pas définitivement acquis. Par ailleurs, tous les modèles thermodynamiques sont calibrés sur des laves saturées en silice et ne peuvent pas s'appliquer aux BASS. Ce dernier point complique la compréhension de leur origine, difficilement comparable aux laves alcalines saturées ou sursaturées en silice.

Les produits éruptifs de l'île de Fogo comportent également des ignimbrites. Ces dépôts témoignent d'activités explosives occasionnelles. L'analyse de ces ignimbrites révèle des magmas plus différenciés que les coulées de laves (Figure 1.1). Ces ignimbrites possèdent une texture fluidale observée à la base des dépôts grâce aux fiammes, ainsi que de nombreux clinopyrènes. Ces dépôts sont récurrents sur la partie centrale de l'édifice (notamment sur la via ferrata). Deux ignimbrites sont situées proche de l'effondrement du Monte Amarelo en termes de stratigraphie. De plus, les inclusions magmatiques analysées durant cette étude montrent une teneur en éléments volatils importante (notamment en  $\text{CO}_2$  avec plus de 1%) dans un échantillon situé sur la partie haute de la bordera. La présence de  $\text{CO}_2$  dissous dans les magmas augmente la polymérisations des liquides et sa viscosité (Morizet *et al.*, 2014a, 2014b), et peut favoriser une dynamique éruptive explosive.

### 5.1.2. Processus contrôlant la composition en éléments majeurs

Les concentrations en éléments majeurs des OIB sont influencées par différents processus. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 4 (résultats Fogo), les concentrations en MgO supérieures à 11 pds.% des laves de Fogo sont contrôlées en grande partie par la présence de mégacristaux cumulatifs. L'accumulation de ces derniers a été estimée par bilan de masse. Pour cela, l'échantillon FO-37, une lave aphyrique avec une forte concentration en MgO, a été choisi pour représenter le liquide le moins différencié et ne contenant aucun cristal cumulatif. Les compositions des minéraux correspondent aux compositions moyennes de tous les pyroxènes, olivines et oxydes analysés dans les laves de Fogo. Les résultats montrent qu'une accumulation de 50% de pyroxène et de 10% d'olivine est nécessaire pour rendre compte de la composition des laves les plus riches en MgO (Figure 5.1). Ces valeurs sont en accord avec les compositions modales estimées pour les sept laves cumulatives. Le même échantillon a également servi à modéliser l'intensité de la cristallisation fractionnée, toujours par bilan de masse. Les laves les plus différenciées témoignent de la cristallisation fractionnée d'environ 20% de cristaux de pyroxène, 5% de cristaux d'olivine et moins de 5% de cristaux de magnétite et ilménite. Toutes les concentrations en éléments majeurs sont reproduites à l'exception de la concentration en silice (Figure 5.1), qui nécessite une variation de 5 pds% de la composition initiale (FO-37). Mata *et al.* (2017) ont documenté l'éruption la plus récente de Fogo (2014-2015), et plus particulièrement l'activité des 15 premiers jours. Leurs données montrent une bonne corrélation entre SiO<sub>2</sub> et MgO (Figure 5.1.D) qui peut être modélisée par bilan de masse en utilisant la lave la plus riche en MgO. Ceci suggère que les compositions des laves « primitives » sont variables dans le temps. En conclusion, les processus contrôlant les concentrations des éléments majeurs sont la composition des laves primitives (influencant majoritairement la silice), la cristallisation fractionnée et l'accumulation de mégacristaux de pyroxène et d'olivine.

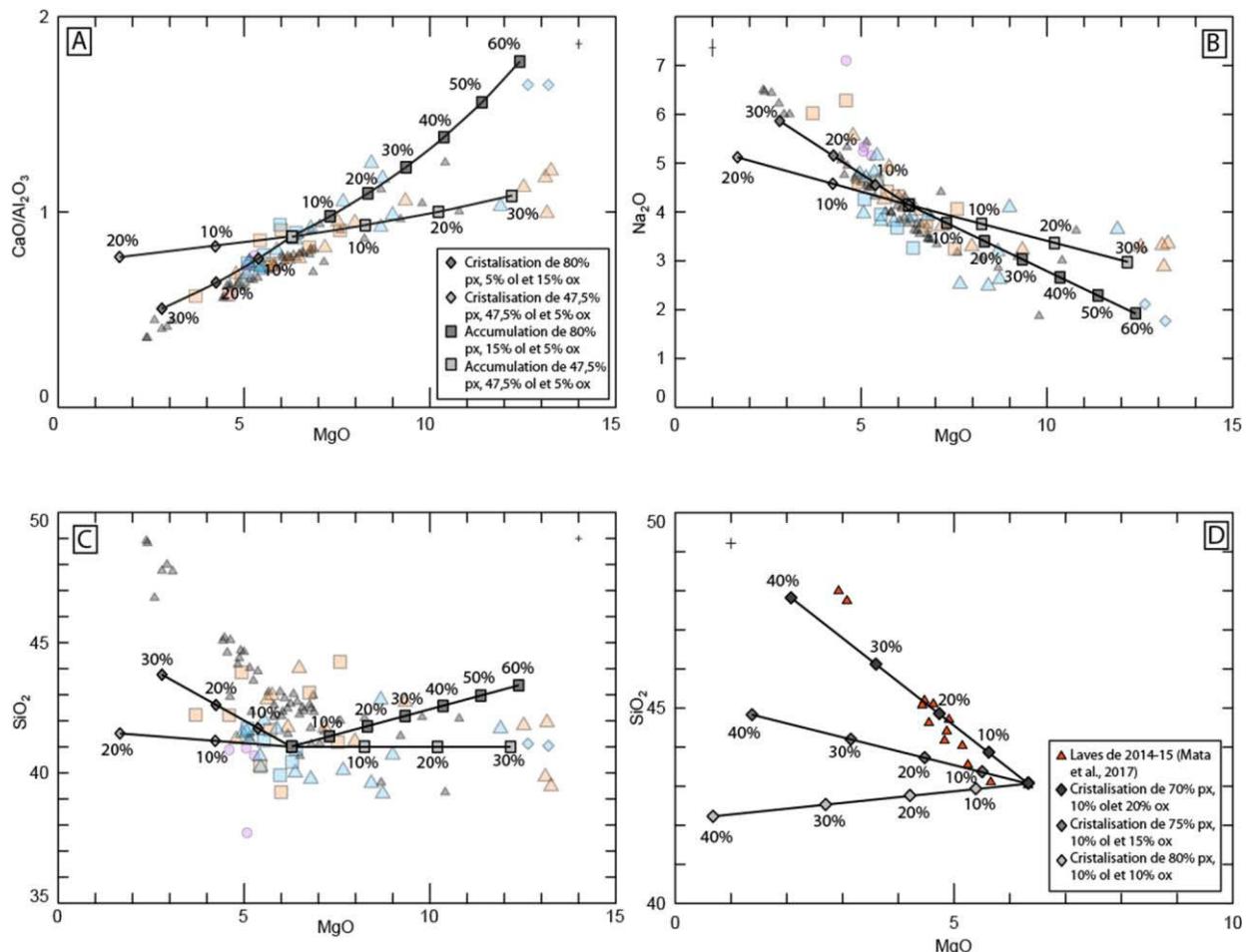


Figure 5.1 : Variation du rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (A), des teneurs en Na<sub>2</sub>O (B) et en SiO<sub>2</sub> (C, D) en fonction de MgO. Les losanges représentent l'évolution des différentes grandeurs par cristallisation fractionnée, alors que les carrés reflètent l'accumulation de cristaux dans les laves de Fogo. La sous-figure D considère la cristallisation de pyroxènes et d'oxydes (de fer et titane) à partir d'un magma dont la composition est identique à la lave la plus riche en MgO de l'éruption de 2014 (Mata *et al.*, 2017). Les teneurs des laves de Fogo sont reproduites par un maximum de 30% de cristallisation fractionnée d'un cumulat constitué de 80% de cpx, 5% d'ol et 10% d'ox, et par l'accumulation en proportions variables de cpx, ol et ox.

### 5.1.3. Le rôle des sources sur les éléments traces

Comme pour les éléments majeurs, les éléments traces sont influencés par la présence de mégacristaux cumulatifs. De fait, les échantillons présentant des concentrations en MgO supérieures à 11 pds.% affichent des concentrations en éléments traces faibles (Figure 4.9), qui traduisent l'effet de dilution du pyroxène et de l'olivine, deux minéraux pauvres en éléments traces.

Les éléments traces incompatibles (en l'absence de minéralogie particulière) montrent également des co-variations négatives avec MgO (c'est le contraire pour les éléments compatibles), affichant les teneurs les plus élevées pour les laves les plus différenciées (Figure 5.2). Ces éléments semblent donc être également fortement influencés par la cristallisation fractionnée. Cependant, d'autres processus contrôlent également leurs teneurs.

Le fractionnement des terres rares lourdes (HREE) par rapport aux terres rares légères (LREE) est une caractéristique des OIB et est classiquement interprété comme indiquant la présence de grenat résiduel dans leurs sources. En effet, l'affinité des HREE pour le grenat est telle que le liquide est appauvri en ces dernières par rapport aux LREE quand le grenat ne participe pas à la fusion partielle. L'échantillon FO-36 montre un enrichissement important en terres rares lourdes, suggérant que la quantité de grenat résiduel présent dans sa source est faible, comme c'est aussi le cas pour les trois échantillons les plus proches de l'origine dans le diagramme  $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{N}}$  vs.  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  (Figure 4.8.B). La Figure 4.8.B montre également que les proportions de grenat résiduel sont variables pour les autres échantillons car aucun ne présente les mêmes rapports  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  et  $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{N}}$ . Le grenat peut être situé dans différentes zones du manteau et il est difficile de le localiser précisément. La croûte océanique recyclée en représente la source la plus probable.

Hofmann *et al.* (1986) ont montré que les MORB et les OIB ont un rapport Nb/U moyen de  $47 \pm 10$ , qui reflète un comportement quasi similaire (coefficients de partage proches) de ces deux éléments pendant la fusion partielle du manteau donnant naissance aux basaltes océaniques. Les laves de Fogo présentent des valeurs comprises entre 41 et 190, significativement distinctes, pour les plus élevées, de la gamme discutée ci-dessus.

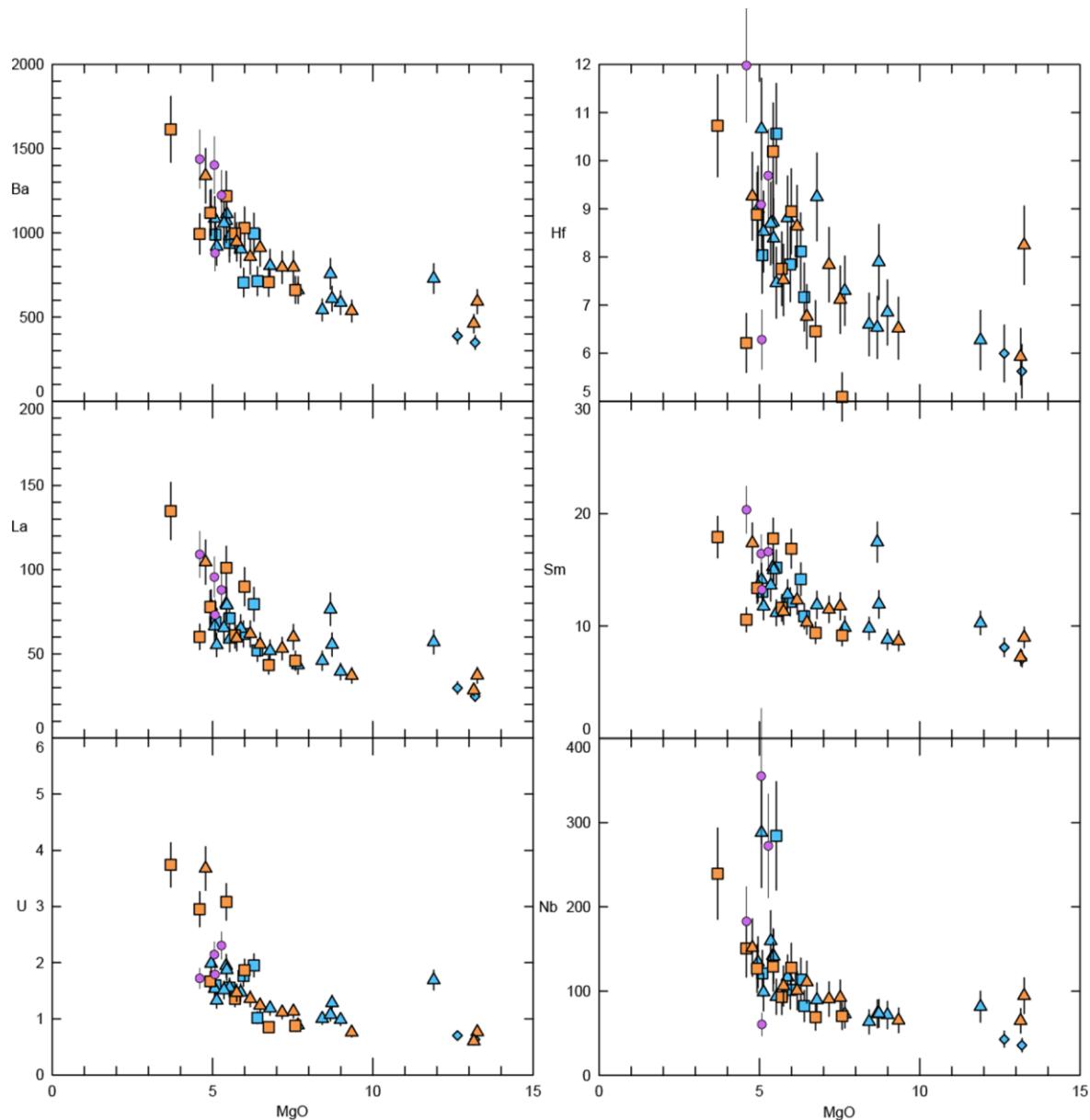


Figure 5.2 : Variation des teneurs en Ba, U, Nb, Hf, La et Sm (ppm) en fonction de MgO (pds.%) dans les laves de Fogo. On observe systématiquement une co-variation négative entre le magnésium et les différents éléments en traces, que ce soit pour les échantillons post ou pré-effondrement, qui traduit l'influence des processus de cristallisation fractionnée et d'accumulation d'antécristaux.

C'est également le cas pour les basaltes de l'île de São Nicolau (Millet *et al.*, 2008), dont les rapports élevés sont attribués à la présence d'amphiboles et de phlogopites dans leur source. Effectivement, ces deux minéraux ont une affinité forte pour le Nb (LaTourrette *et al.*, 1995 ; Condamine, 2015). L'hypothèse de la contribution d'une telle source est également envisageable pour les basaltes de l'île de Fogo. Deux échantillons notamment montrent un rapport Nb/U nettement supérieur aux autres : FO-43 et FO-41. Cependant, ces deux échantillons ne suivent pas les corrélations définies par les autres échantillons de Fogo dans les diagrammes confrontant U, Ba/U et Zr/U en fonction de Nb/U (Figure 5.3). Ceci pourrait être dû à la fusion plus importante d'amphibole, qui est plus riche en Nb que le phlogopite, dans la source de ces deux échantillons.

#### 5.1.4. Une zone de stockage profonde

La profondeur de la ou des zone(s) de stockage est un élément important de la compréhension du magmatisme de l'île de Fogo. Plusieurs études ont essayé de contraindre cette profondeur, via différentes méthodes (Tableau 5.1).

Tableau 5.1 : Synthèse des différentes profondeurs de stockage estimées pour les laves de Fogo via différentes méthodes.

Etude	Eruption	Méthode	Profondeur (km)
Hildner <i>et al.</i> (2011)	1995	Barométrie-cpx	16-24
Hildner <i>et al.</i> (2011)	1995	<i>Inclusions fluides</i>	8-11
Hildner <i>et al.</i> (2012)	1951	Barométrie-cpx	17-22
Hildner <i>et al.</i> (2012)	1951	<i>Inclusion fluide</i>	9-13
Mata <i>et al.</i> (2017)	2014	Barométrie-cpx et amph	18-28
Risby 2017	pré-effondrement	Barométrie-cpx et amph	13-24
Amelung et Day (2002)	1995	Interférométrie Radar	> 16,5
Cette étude	pré-effondrement	Inclusion magmatique	> 15
Cette étude	Pré-effondrement	Observations de terrain Complexes syénitiques	1-2 km

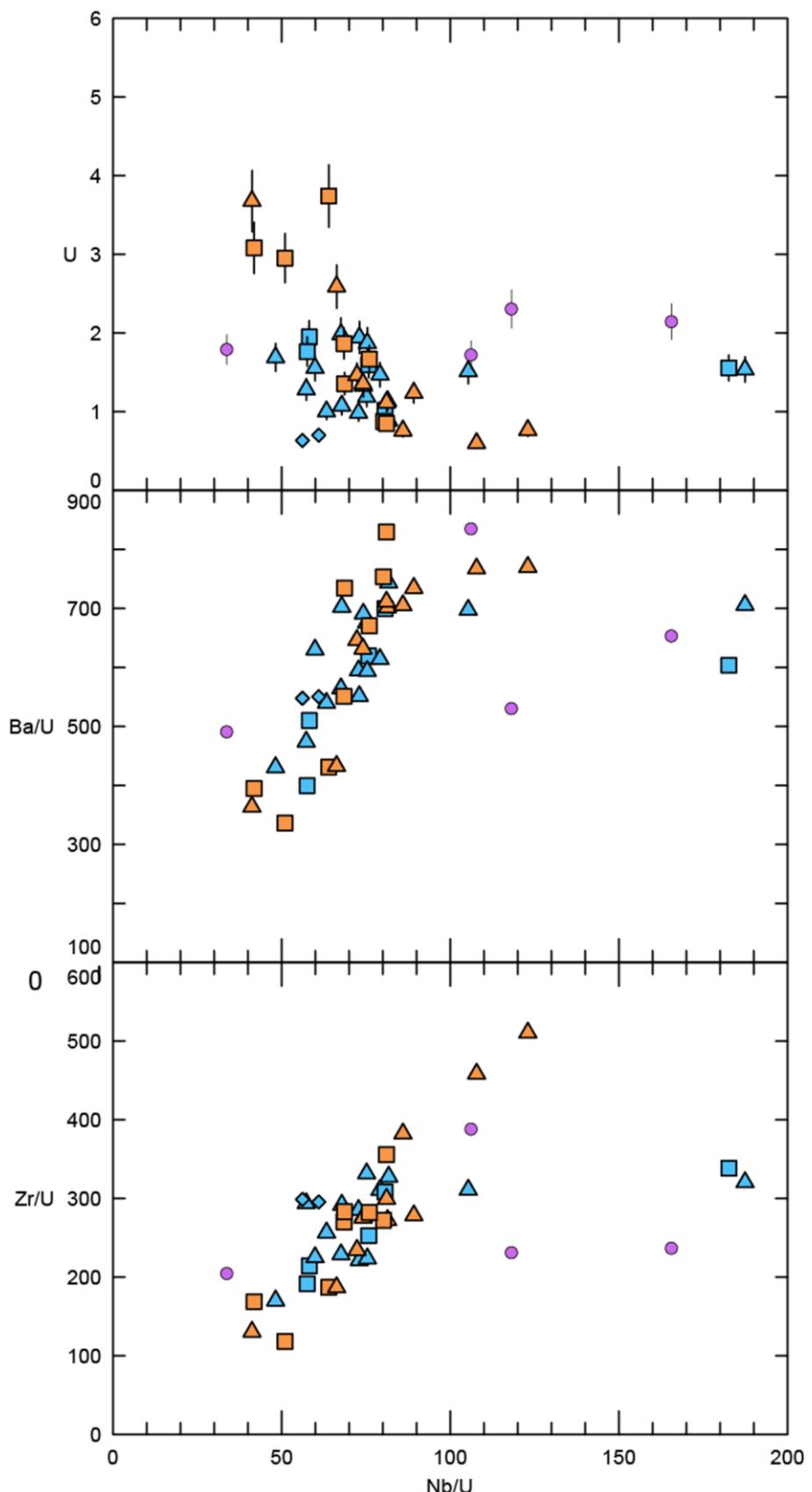


Figure 5.3 : Diagrammes Nb/U vs. U, Ba/U et Zr/U des échantillons de l'île de Fogo. Les corrélations suggèrent un enrichissement en Nb, Ba et Zr par rapport à U. Les valeurs les plus riches en Nb/U montrent un enrichissement plus important en Nb par rapport aux Ba, Zr et U. Les covariations montrent l'implication de la fusion de veines métasomatiques composées d'amphibolites et phlogopites.

La première méthode utilisée est la géo-barométrie, qui repose sur l'équilibre chimique entre un minéral et le liquide dans lequel il se forme. La grande majorité des études réalisées sur Fogo s'est intéressée à l'équilibre clinopyroxène-liquide. Hildner *et al.* (2011) déterminent ainsi une profondeur de cristallisation des phénocristaux de l'éruption de 1995 comprise entre 16 et 24 km. Hildner *et al.* (2012) discutent de profondeurs similaires pour l'éruption de 1951 : entre 17 et 22 km. Concernant les éruptions plus anciennes, ils concluent à des profondeurs comprises entre 15 et 25 km pour l'échantillon daté à  $123 \pm 5,2$  ka par Foeken *et al.* (2009), voire 25-30 km pour une autre lave pré-effondrement non datée. Mata *et al.* (2017) se sont concentrés sur l'éruption de 2014-2015, et leurs résultats indiquent des profondeurs comprises entre 18 et 28 km. Ces auteurs se sont également intéressés aux amphiboles, dont l'étude barométrique suggère des profondeurs d'environ 20 km. Enfin, une dernière étude concerne les dykes intrudant le Monte Amarelo avant son effondrement (Risby, 2017). Les pressions déterminées sur la base de l'équilibre clinopyroxène-liquide montrent une large gamme de variations, entre 0,02 et 0,85 GPa, avec une moyenne de  $0,47 \pm 0,29$  GPa, ce qui correspond à environ  $15 \pm 9$  km. L'étude barométrique basée sur les amphiboles de ces mêmes dykes donne des pressions de 0,57 à 0,99 GPa, avec une moyenne de  $0,75 \pm 0,21$  GPa ( $24 \pm 7$  km).

Hildner *et al.* (2011, 2012) ont également utilisé les inclusions fluides. Ils proposent que le magma stagne à 8-11 km dans la croûte océanique, juste avant l'éruption de 1995, et entre 9 et 13 km pour une courte durée de stockage avant l'ascension finale de l'éruption de 1951. Par ailleurs, Amelung et Day (2002), sur la base des images satellites (InSAR) enregistrées entre 1993 et 1998, relient les faibles déformations observées à la surface à la présence de dykes permettant au magma de remonter. Par contre, ils n'observent pas de large déformation qui aurait pu signaler un changement de volume au sein d'une éventuelle zone de stockage superficielle. Ceci implique que la(les) zone(s) de stockage doit(vent) être plus profonde(s) que 16,5 km.

L'étude des volatils présents dans les inclusions magmatiques de l'échantillon pré-effondrement FO-05 (Annexe A10) permet de calculer des pressions de piégeage des inclusions, selon le modèle de Ghiorso et Gualda (2015). Les compositions chimiques des inclusions vitreuses sont corrigées de la cristallisation aux parois (Toplis, 2005). Ce modèle indique des profondeurs minimales de 15 km, en considérants seulement les volatils piégés dans le verre.

Toutes ces méthodes indiquent que la(es) zone(s) de stockage se situe(nt) dans la lithosphère, car la profondeur du Moho est de 12 km au Cap Vert (Pim *et al.*, 2008). Mais avant d'aller plus loin, il est nécessaire de discuter des limites de l'approche géobarométrique. Cette dernière repose sur l'équilibre chimique entre un minéral et le liquide dans lequel il cristallise. Puisque l'on essaye de connaître la pression à laquelle les minéraux se sont formés dans la zone de stockage, il faut connaître la composition du liquide au sein de cette zone. Pour cela, il est fréquent de supposer que la composition de la mésostase est la composition la plus proche de ce liquide. Lorsque la roche a refroidi rapidement, la mésostase est sous la forme de verre et sa composition peut être mesurée aisément.

Néanmoins, il est assez rare que la mésostase des laves soit totalement vitreuse. Le verre interstitiel, quant à lui, ne représente pas la composition de la mésostase ; il ne peut donc pas être utilisé. Lorsqu'une roche est aphyrique, on considère que la roche totale représente la mésostase. Par contre dans le cas d'une ankaramite par exemple, la composition de la roche totale est influencée par l'accumulation de minéraux. Il faut alors recalculer, à partir de la roche totale, la composition du liquide à l'équilibre avec les pyroxènes. Il s'agit d'un simple bilan de masse, pour lequel il est nécessaire, par contre, de connaître la composition des cristaux cumulatifs et la composition modale de l'échantillon. Hammer *et al.* (2016) ont essayé de tester cette dernière approche. Pour cela, ils ont mesuré la composition d'un échantillon broyé duquel les mégacristaux ont été retirés, considérant qu'il s'agissait alors de la mésostase, et comparé la valeur obtenue avec le résultat de l'approche par bilan de masse. Les deux méthodes ne convergent pas et les auteurs attribuent les différences observées à une mauvaise séparation des fragments de mégacristaux. Ceci ne permet pas pour autant de conclure quant à la validité de l'approche par bilan de masse. Cette dernière nécessite par exemple la connaissance précise des proportions modales des minéraux, ainsi que de leur composition chimique. Cette dernière n'est pas homogène au sein d'une roche, il faut alors supposer que les moyennes des différentes analyses sont représentatives des minéraux cumulatifs. Les minéraux accessoires (sphènes, magnétites, titanites, apatites) peuvent jouer un rôle important pour le calcul du bilan de masse, mais il est difficile d'en connaître la composition modale exacte. Le bilan de masse n'est pas précis et ne représente pas toujours la composition du liquide présent dans la zone de stockage. Une fois la composition du liquide estimée, il faut

vérifier si les minéraux sont bien à l'équilibre avec le liquide. Dans le cas du pyroxène, le premier test effectué est celui décrit par Putirka *et al.* (2003), qui consiste à s'assurer que le  $Kd^{cpx/liq}$  corresponde bien à la valeur d'équilibre, à savoir  $0,27 \pm 0,03$  (Putirka, 1999). Le second test consiste à comparer les concentrations d'un cation individuel dans le cristal et dans le liquide dans lequel le cristal s'est formé. Si ces deux tests sont probants, alors il faut choisir le baromètre adapté aux conditions initiales : teneur en eau, pression et/ou fugacité d'oxygène. Il faut toutefois noter que satisfaire l'ensemble de ces conditions ne garantit pas pour autant la justesse des résultats. Welsch *et al.* (2016) ont montré que, durant leur cristallisation, les pyroxènes n'incorporent pas les éléments chimiques de la même façon suivant les plans de cristallisation. Les zonations des pyroxènes sont complexes ; elles peuvent ainsi représenter le même instant de cristallisation mais afficher des compositions distinctes. L'analyse barométrique donnera alors deux pressions différentes, n'ayant aucune réalité géologique.

A titre indicatif, un échantillon aphyrique (FO-17) contenant quelques phénocristaux de pyroxènes (dont les tailles sont comprises entre 500 et 1000 $\mu\text{m}$ ) a été analysé dans le but de tester la variabilité des pressions calculées grâce à l'équilibre clinopyroxène-liquide. Pour cela, la roche totale est considérée comme ayant la même composition que le liquide à partir duquel les cristaux se sont formés. Seules les analyses des pyroxènes montrant un équilibre avec le liquide ont été testées. Il est à noter que ces analyses correspondent majoritairement à des cœurs de cristaux, mais également à quelques bordures. Les résultats du modèle de Putirka *et al.* (2003) montrent une grande variabilité de pression, allant de 1,7 à 7,5 kbar (soit environ 6 à 27 km) (Figure 5.4). Ce test montre toute la limite de cette approche, qui pour une même composition de liquide montre une variabilité importante des pressions estimées.

Pour conclure, l'approche barométrique est relativement compliquée dans le cas des laves de Fogo, du fait principalement de la difficulté à obtenir la composition du liquide à partir duquel les minéraux étudiés ont précipité. Ceci explique les gammes relativement ouvertes de profondeurs auxquelles les magmas sont supposés avoir été stockés qui sont proposées dans la littérature. Le résultat indiscutable que nous retiendrons pour la suite concerne la profondeur lithosphérique du stockage principal.

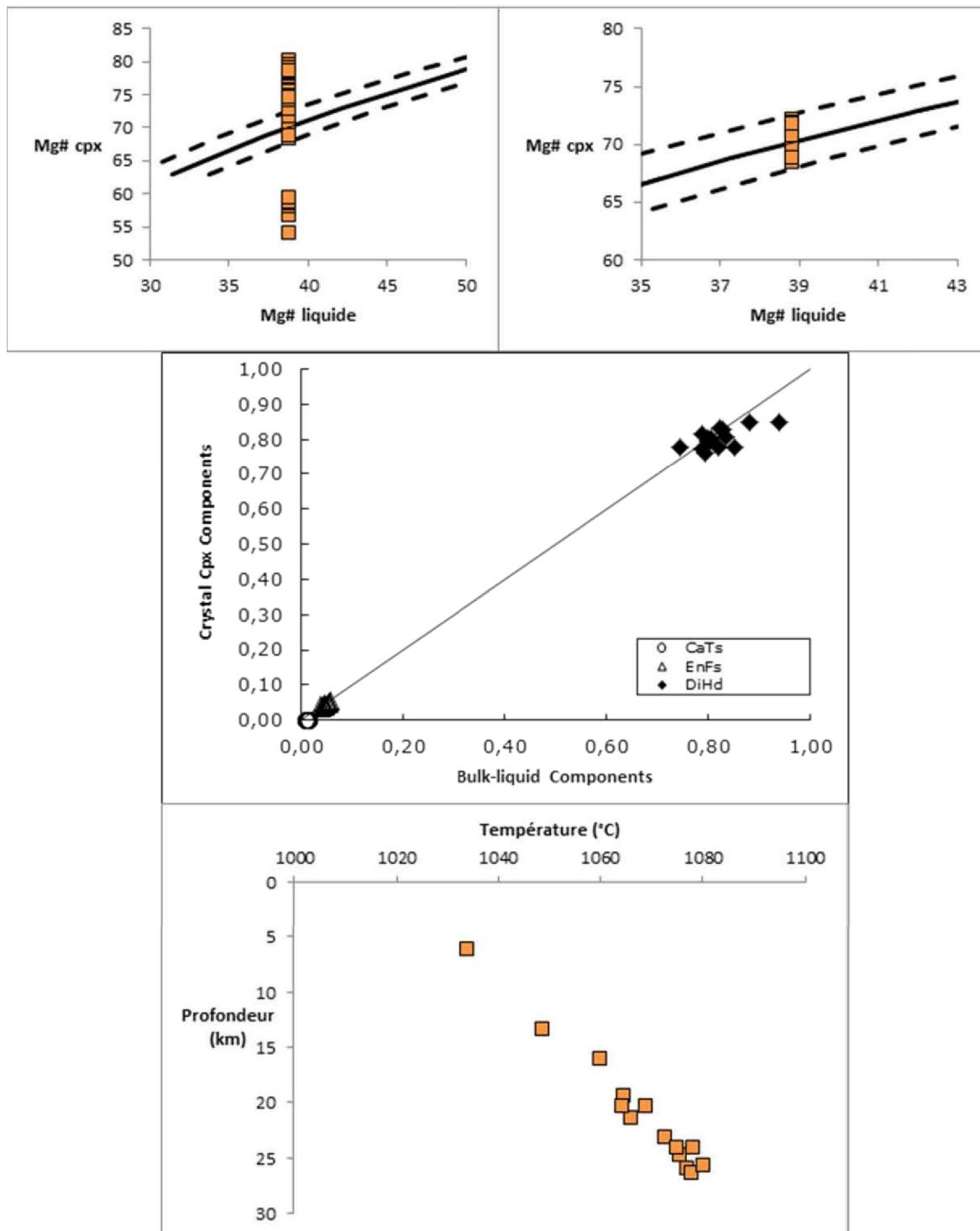


Figure 5.4 : A-Diagramme du Mg# des cpx en fonction du Mg# du liquide (roche totale) de l'échantillon FO-17. B-Diagramme Mg# des cpx en fonction du Mg# du liquide pour les cpx à l'équilibre avec le liquide. C-Diagramme comparant les concentrations d'un cation individuel dans le cristal et dans le liquide dans lequel le cristal s'est formé. D-Résultats du calcul de thermo-barométrie de l'échantillon FO-17 d'après Putirka *et al.* (2003). Ces résultats montrent une variation importante des profondeurs estimées par ce modèle

### 5.1.5. Identification des composants de la source magmatique de Fogo

L'archipel du Cap Vert forme globalement deux branches, les îles du Nord et les îles du Sud, qui sont distinctes en termes de compositions isotopiques. Les laves échantillonnées dans les îles du Nord se positionnent à droite de la droite de référence de l'hémisphère Nord (NHRL) dans le diagramme  $^{208}Pb/^{204}Pb$  vs.  $^{206}Pb/^{204}Pb$  (Figure 4.12), alors que les laves du Sud sont à gauche (Gerlach *et al.*, 1988 ; Doucelance *et al.*, 2003). Cette dichotomie a d'abord été interprétée comme résultant d'un mélange entre un pôle commun à tous les basaltes du Cap Vert (et lié directement au panache mantellique à son origine) et deux autres pôles, propres à chaque branche de l'archipel. Le pôle commun (1) serait lui-même issu du mélange entre du matériel provenant du manteau inférieur (LM ; ce qui expliquerait les compositions isotopiques d'hélium « primitives » mesurées dans certains basaltes) et de la croûte océanique recyclé (ROC ; à l'origine des compositions isotopiques de plomb radiogéniques). Les modèles d'évolution de la croûte océanique impliquent un âge de recyclage de cette dernière d'environ 1,6 Ga et une proportion de mélange ROC-LM de l'ordre de 58 % - 42 % (Doucelance *et al.*, 2003).

Les îles du Nord sont caractérisées par la présence d'un composant (2) ayant la signature isotopique de manteau source des MORB (DMM). Millet *et al.* (2008) suggèrent que ce matériel corresponde à la lithosphère océanique capverdienne. Cette hypothèse repose principalement sur les valeurs du rapport Nb/U qui ont été déterminées pour les laves de l'île de São Nicolau et qui sont bien supérieures à la gamme définie par Hofmann *et al.* (1986) pour les MORB et les OIB. Le fractionnement chimique entre le Nb et l'U est généralement interprété comme reflétant la présence d'amphibole et de phlogopite, deux minéraux riches en Nb, Ba et Zr (LaTourrette *et al.*, 1995), dans la source des échantillons. Amphibole et phlogopite peuvent être associées, soit à de la lithosphère océanique recyclée par subduction et ré-échantillonnée par le panache du Cap Vert, soit à la lithosphère capverdienne elle-même. Dans le premier cas, une corrélation entre les rapports isotopiques de Sr-Nd-Pb et le rapport Nb/U est attendue, ce qui n'est pas le cas. Par conséquent, Millet *et al.* (2008) concluent que le pôle de mélange dont la signature isotopique est semblable à DMM correspond à la lithosphère locale. Ils montrent également que certains basaltes de São Nicolau sont sujets, dans une moindre mesure, à

l'assimilation de carbonatites et de MORB d'âge Jurassique sur lesquels se sont bâties les îles du Cap Vert.

Les basaltes des îles du Sud ont d'abord été interprétés comme résultant du mélange entre le matériel du panache capverdien et un composant semblable en signature au pôle EM-I (3) (Gerlach *et al.*, 1988 ; Davies *et al.*, 1989 ; Christensen *et al.*, 2001 ; Doucelance *et al.*, 2003 ; Escrig *et al.*, 2005). Ce dernier est classiquement associé au recyclage, soit de sédiments d'origine terrigène et pélagique (Chauvel *et al.*, 1992), soit de la lithosphère sous-continentale (McKenzie et O'Nions, 1983). Les rapports Ba/La élevés et La/Nb faibles mesurés dans les laves du Cap Vert, ainsi que la similitude des compositions isotopiques des échantillons des îles du Sud et de celles des lamproïtes de Smoky Butte (Fraser *et al.*, 1985) favorisent la seconde hypothèse (Doucelance *et al.*, 2003 ; Escrig *et al.*, 2005). La localisation du composant du type EM-I est plus incertaine, et a fait l'objet de plus de débats dans la littérature. Millet *et al.* (2008) proposent une localisation dans la lithosphère capverdienne, alors que Barker *et al.* (2010) proposent une localisation dans l'asthénosphère. Millet *et al.* (2008) se basent notamment sur les éruptions récentes de l'île de Fogo, qui, pour les historiques, montrent une augmentation importante du composant EM-I dans un laps de temps court (quelques dizaines d'années) : les auteurs doutent que cette augmentation puisse traduire une variation rapide du taux de fusion des composants du plume. Au contraire, ils préfèrent invoquer une incorporation de ce composant lithosphérique par assimilation, dont les temps caractéristiques sont de l'ordre de la semaine à l'année (Edwards et Russell, 1998). Barker *et al.* (2010) proposent que la source du composant EM-I soit localisée plus en profondeur, du fait notamment de l'absence de corrélation entre éléments majeurs et compositions isotopiques dans les basaltes de l'île de Santiago, ce qui impliquerait une lithosphère similaire entre le Nord et le Sud. Toutefois, l'existence de co-variations entre traceurs de sources (les rapports isotopiques de Sr-Nd-Pb-He) et traceurs de processus (majeurs, traces et rapports de traces) a été clairement établie à l'échelle de l'archipel (Millet *et al.*, 2008) ou de l'île (Fogo, voir Escrig *et al.*, 2005), ce qui suggère que les mélanges entre les différents composants décrits ci-dessus correspondent à des mélanges de liquides syn- et/ou post-différenciation. Barker *et al.* (2010) appuient également leurs conclusions sur le rapport Zr/Y, interprété comme un proxy de la profondeur de fusion. L'absence de corrélation entre ce rapport et la composition isotopique en Pb semble être en accord avec une source profonde.

Cependant, dans le cadre de notre étude, nous avons montré que ce rapport diminue lorsque MgO augmente, suggérant qu'il est plus vraisemblablement contrôlé par la différenciation, et non par la profondeur de fusion. Enfin, Lodge et Helffrich (2006) reportent une différence d'anisotropie sismique entre le Nord et le Sud de l'archipel du Cap Vert, suggérant des différences de composition notables au sein de la lithosphère. En conclusion, nous proposons que le pôle EM-I reflète l'incorporation dans le manteau de fragments de lithosphère sous-continentale, délaminés lors de l'ouverture de l'océan Atlantique et maintenant piégés dans la lithosphère capverdienne (Doucelance *et al.*, 2003 ; Escrig *et al.*, 2005 ; Millet *et al.*, 2008), plutôt qu'un composant présent dans la source du panache mantellique du Cap Vert, dont la signature « HIMU » est présente au Nord et au Sud. Cette hypothèse est également en accord avec les observations faites sur les xénolites de lherzolite échantillonnés sur l'île de Sal, qui montrent des réactions sur leurs bordures interprétées comme une ancienne kimberlite métasomatisée présente dans des fragments de lithosphère sous continentale (Bonadiman *et al.*, 2005, 2006). A noter, toutefois, que ces xénolites proviennent d'une île du Nord de l'archipel.

Millet *et al.* (2008) ont également proposé qu'un composant de type DMM soit présent, en proportions faibles et constantes, dans la source des îles du Sud. Ce nouveau point implique la chronologie suivante : [1] mélange entre la croûte océanique recyclée (ROC), d'âge Protérozoïque et le matériel en provenance du manteau inférieur (LM), qui constitue la source du panache (1) ; [2] mélange entre le matériel du panache (1) et le composant de type DMM (2), avec une proportion du pôle DMM variable pour les îles du Nord, et sub-constante pour les îles du Sud ; et [3] mélange entre (1-2) et le composant de type EM-I (3) pour les îles du Sud.

Ce modèle est aussi mis en doute par Barker *et al.* (2010), qui défendent la variation temporelle de la composition isotopique du matériel du panache capverdien. Plus exactement, ces auteurs proposent que la composition de la croûte océanique recyclée présente au sein du panache évolue au cours du temps, tout en considérant un âge de recyclage constant de 1 Ga. Ils expliquent ainsi les variations observées dans les échantillons de Santiago et de São Antão, qui couvrent 4,6 Ma d'activité magmatique. Il faut toutefois noter que leur modèle implique une variation de composition concomitante du pôle DMM afin de reproduire les compositions isotopiques mesurées. Ce dernier point nous incite de nouveau à favoriser le modèle proposé par Millet *et al.* (2008).

La Figure 5.5 permet de comparer les données isotopiques acquises sur les laves de Fogo au cours de cette étude avec les données de la littérature concernant les autres îles de l'archipel du Cap Vert et le modèle de mélanges successifs proposé par Millet *et al.* (2008). La composition de la croûte océanique recyclée (ROC) est calculée avec un modèle à deux stades (Chauvel *et al.*, 1992) :  $\mu_1 = (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_1 = 8,1$ ,  $\mu_2 = 20,5$ ,  $\kappa_1 = (^{232}\text{Th}/^{238}\text{U})_1 = 3,8$  et  $\kappa_2 = 3,075$ . La composition isotopique du manteau inférieur (LM) est celle proposée par Doucelance *et al.* (2003), celle du pôle appauvri (DMM) est estimée à partir des MORB Atlantique situés entre les latitudes 10 et 20°N (Dosso *et al.*, 1993), et celle de la lithosphère sous-continentale (Zartman et Haines, 1988) est utilisée pour le pôle EM-I. La proportion de mélange entre ROC et LM est égale à 58:42 (Doucelance *et al.*, 2003) ; elle permet de modéliser le pôle « plume » auquel sont ajoutés (cas A), ou non (cas B), 10% de matériel de type DMM. Enfin, le point obtenu est mélangé avec du matériel de type EM-I. Nos données sont reproductibles, que l'on considère ou non l'ajout de matériel appauvri (DMM) dans la source des laves. Les proportions du pôle EM-I ne sont que très légèrement affectées par la participation du pôle DMM : elles sont respectivement comprises entre 25 et 55% dans le premier cas (A), et entre 30 et 60 dans le second (B). Nos données, même si elles sont en accord avec le modèle défendu par Millet *et al.* (2008) ne permettent donc pas de conclure quant à la présence d'un composant de type DMM dans la source des îles du Sud.

La cohérence entre nos données isotopiques et le modèle (cas B) de Millet *et al.* (2008) est un argument supplémentaire en faveur de la localisation à faible profondeur (lithosphérique) du composant de type EM-I. Le mélange avec ce dernier étant postérieur au mélange avec le pôle DMM, qui correspond à la lithosphère capverdienne, renforce l'idée que le composant de type EM-I constitue une hétérogénéité locale de cette dernière à l'aplomb des îles du Sud.

## 5.2. Evolution temporelle du magmatisme de Fogo

Les variations magmatiques (concentrations en éléments majeurs, en éléments traces, et rapports isotopiques) montrent une évolution du système magmatique de l'île différente avant et après l'effondrement du Monte Amarelo. Afin de comprendre les liens éventuels entre magmatisme et effondrement, nous allons dans un premier temps

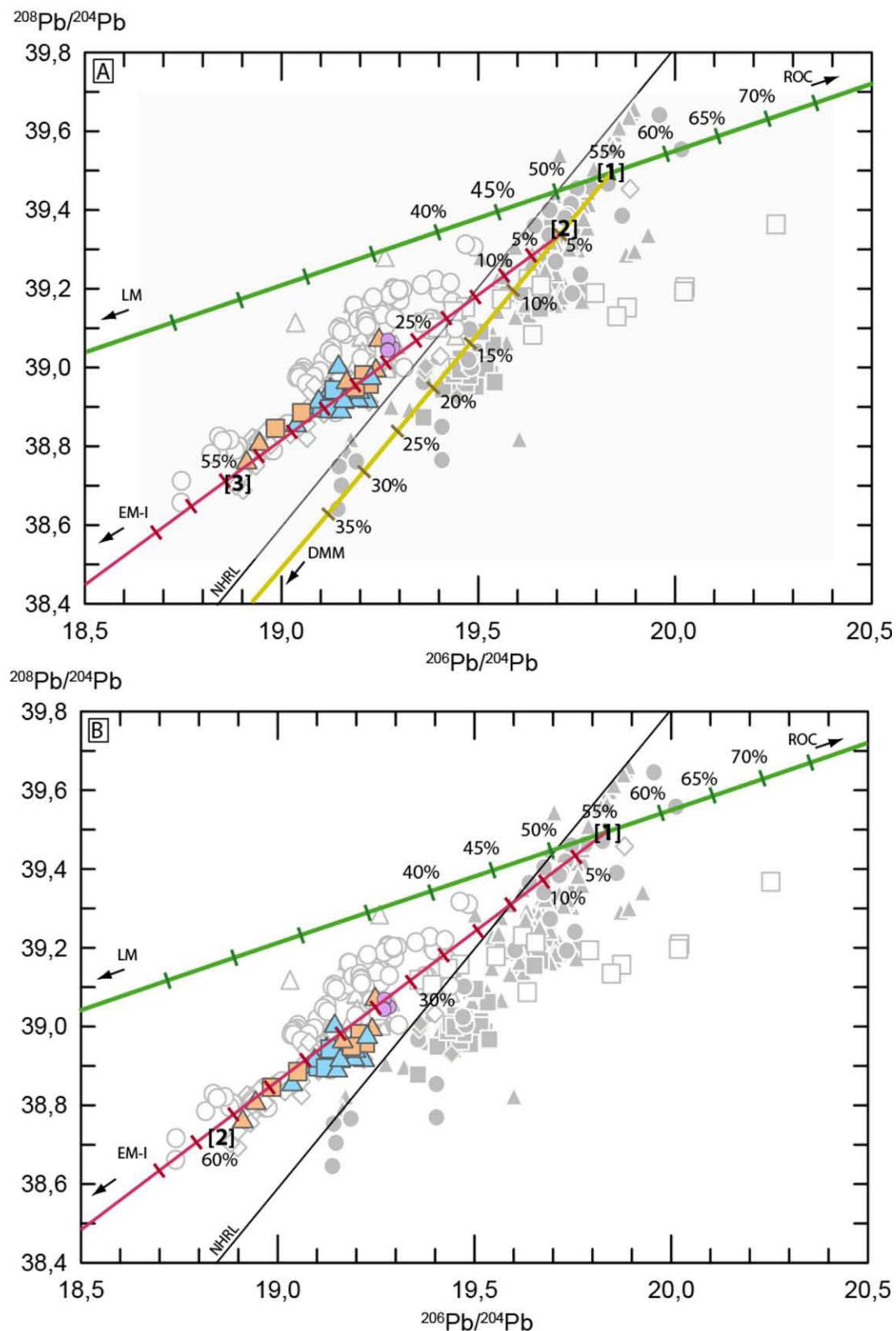


Figure 5.5 : Mobilisations des mélanges isotopiques ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) de la source des laves de Fogo. A : Modèle de trois mélanges successifs : le mélange [1] (vert) correspond à 45% du LM et 55% de ROC ; le mélange [2] (jaune) est composé du mélange [1] et de 5% de DMM ; le mélange [3] (rouge) est un mélange du mélange [2] et de 25 à 55% d'EM-I (pour les laves de Fogo). B : Modèles de mélanges en deux étapes : le mélange [1] entre 45% de LM et 55% de ROC (vert) puis le mélange [2] avec 30 à 60 % d'EM-I (rouge). Les deux modélisations permettent de reproduire les compositions isotopiques des laves de Fogo.

caractériser l'évolution du magmatisme, puis nous discuterons de son lien avec l'effondrement et plus particulièrement du rôle de la source de l'île de Fogo. Dans un souci de clarté, nous adopterons le code graphique suivant pour toutes les figures : les échantillons pré-effondrement seront représentés avec un symbole bleu, les échantillons post-effondrement avec un symbole orange, et les échantillons atypiques au regard de leur pétrographie, qu'ils soient pré ou post-effondrement seront représentés par des symboles de même couleur mais transparents (sept échantillons gouvernés par l'accumulation de cristaux, trois échantillons montrant l'influence de grenat au résidu, et enfin deux échantillons perturbés par la fusion d'amphibole).

### 5.2.1. Variations pré et post-effondrement de la composition des laves

L'évolution du magmatisme de Fogo est divisé en deux périodes : la période pré-effondrement (de ~170 ka à 70 ka) et la période post-effondrement (de 70 ka à l'actuel). Ces deux périodes présentent différentes variations des concentrations des éléments chimiques ainsi que des rapports isotopiques.

#### 5.2.1.1 Variations pré-effondrement

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 4, les laves pré-effondrement collectées dans le cadre de cette étude sont dispersées sur un large secteur et une large gamme de temps. Le secteur de la via ferrata représente toute la gamme d'âge et les échantillons ont une chronologie parfaitement contrainte. Afin de mieux comprendre l'évolution pré-effondrement, nous nous reposerons surtout sur les laves de ce secteur, dont la variation temporelle assez marquée est représentative d'une évolution magmatique particulière.

Les échantillons pré-effondrement montrent une augmentation progressive de leurs concentrations en éléments incompatibles, ainsi qu'une diminution de leurs teneurs en MgO, des plus anciens vers les plus récents (Figure 5.6). Cette évolution est interprétée comme une augmentation du taux de cristallisation fractionnée. Pendant la même période, les rapports isotopiques de Pb et de Nd augmentent progressivement, alors que ceux de Sr diminuent. Les proportions de matériels de type «panache» et de type EM-I présents dans la source des laves évoluent donc également au cours du temps ; la contribution du pôle

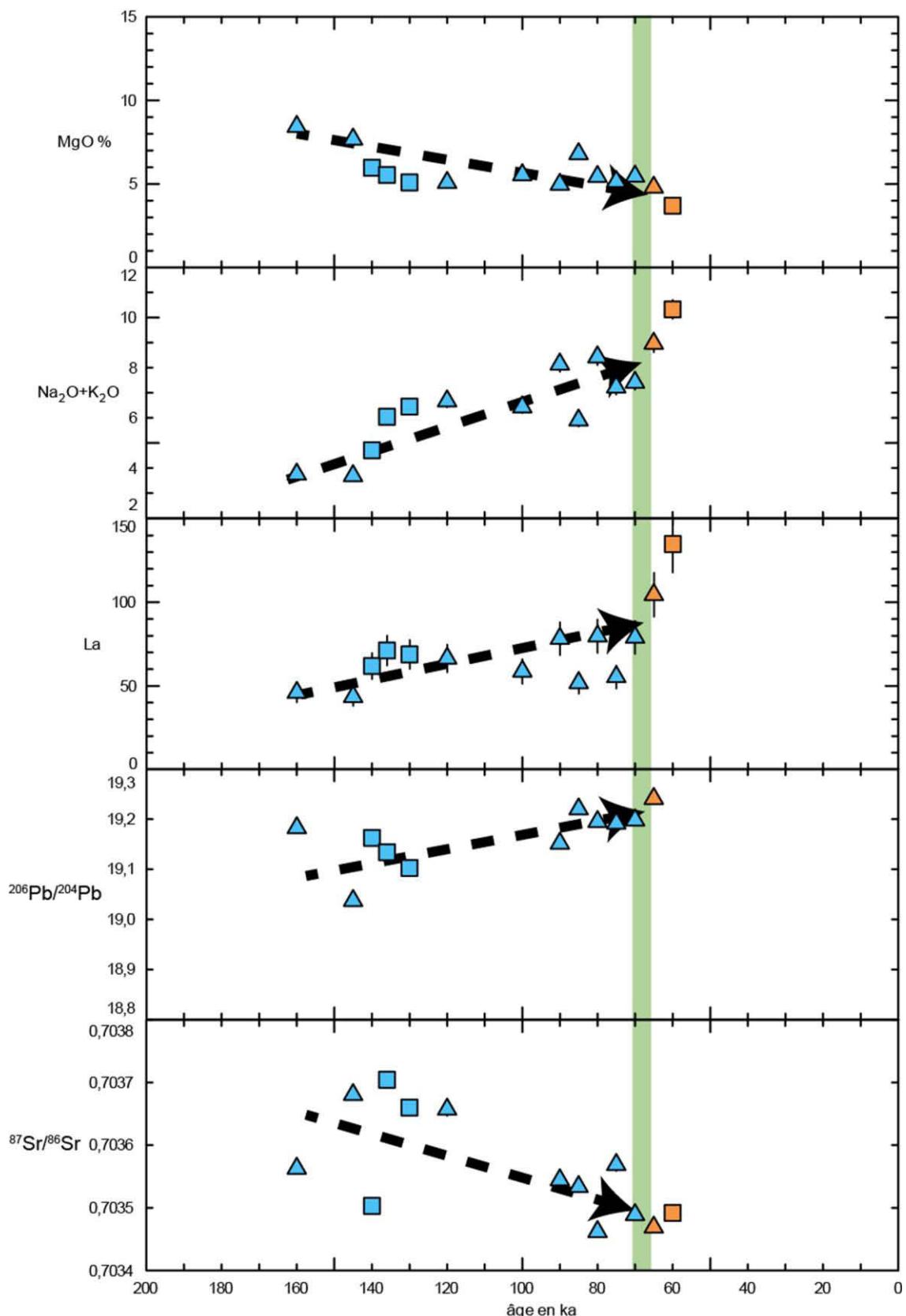


Figure 5.6 : Variation de différents éléments, ou rapport isotopiques, en fonction du temps (en ka). Seules les laves du secteur Ouest (via-ferrata) sont représentées. Elles permettent de contraindre l'évolution pré-effondrement (pointillées noirs), qui montre une augmentation du taux de cristallisation fractionnée, ainsi qu'une évolution linéaire des proportions de mélange en faveur du pâneche.

«panache» est de plus en plus importante, alors que celle du pôle EM-I, au contraire, diminue.

Il est également important de noter que la récurrence d'évènements explosifs (4 éruptions ignimbritiques le long de la via-ferrata) n'a pas d'effet sur l'évolution global du magmatisme, qui ne montre aucune perturbation notable aux périodes de mise en place de ces ignimbrites phonolitiques. Cependant, ces ignimbrites impliquent une différentiation plus importante que pour les laves matérialisées et donc la présence de zones de stockage superficielles pouvant avoir une conséquence sur l'instabilité de l'édifice.

#### 5.2.1.2 Variations post-effondrement

L'évolution des compositions post-effondrement est moins bien contrainte. Effectivement, la quantité d'échantillons post-effondrement est plus faible. Par ailleurs, les laves localisées sur l'anse de la plage de Corvo, qui présentent des âges compris entre 68 et 20 ka, montrent une accumulation importante de cristaux d'olivine, comme de nombreuses laves provenant de centres éruptifs périphériques (Valer 2016). Leurs concentrations en éléments majeurs et traces reflètent donc principalement ce processus d'accumulation et ne peuvent servir à reconstruire l'évolution temporelle du magmatisme post-effondrement. Ceci se traduit par une lacune importante sur nos figures, permettant la construction de plusieurs scénarios (évolutions en pointillés ; Figure 5.7).

Globalement, les échantillons post-effondrement montrent des concentrations en éléments incompatibles plus faibles que les laves mises en place pendant la période centrée autour de l'effondrement. Toutefois, ceci peut traduire une diminution des concentrations post-effondrement, soit progressive, soit brutale. La silice semble augmenter légèrement (5 pds.%) après l'effondrement, alors que les teneurs étaient constantes auparavant. L'évolution isotopique post-effondrement est également mal contrainte. Les échantillons jeunes (<20 ka) ont des compositions isotopiques de Pb (et de Nd) moins radiogéniques que les échantillons syn-effondrement, alors que les rapports de Sr sont plus élevés. La proportion du pôle EM-I est donc plus importante à la source de ces laves que dans le cas des échantillons syn-effondrement. De nouveau, l'absence d'échantillon post-effondrement daté entre 60 et 25 ka entraîne une incertitude sur

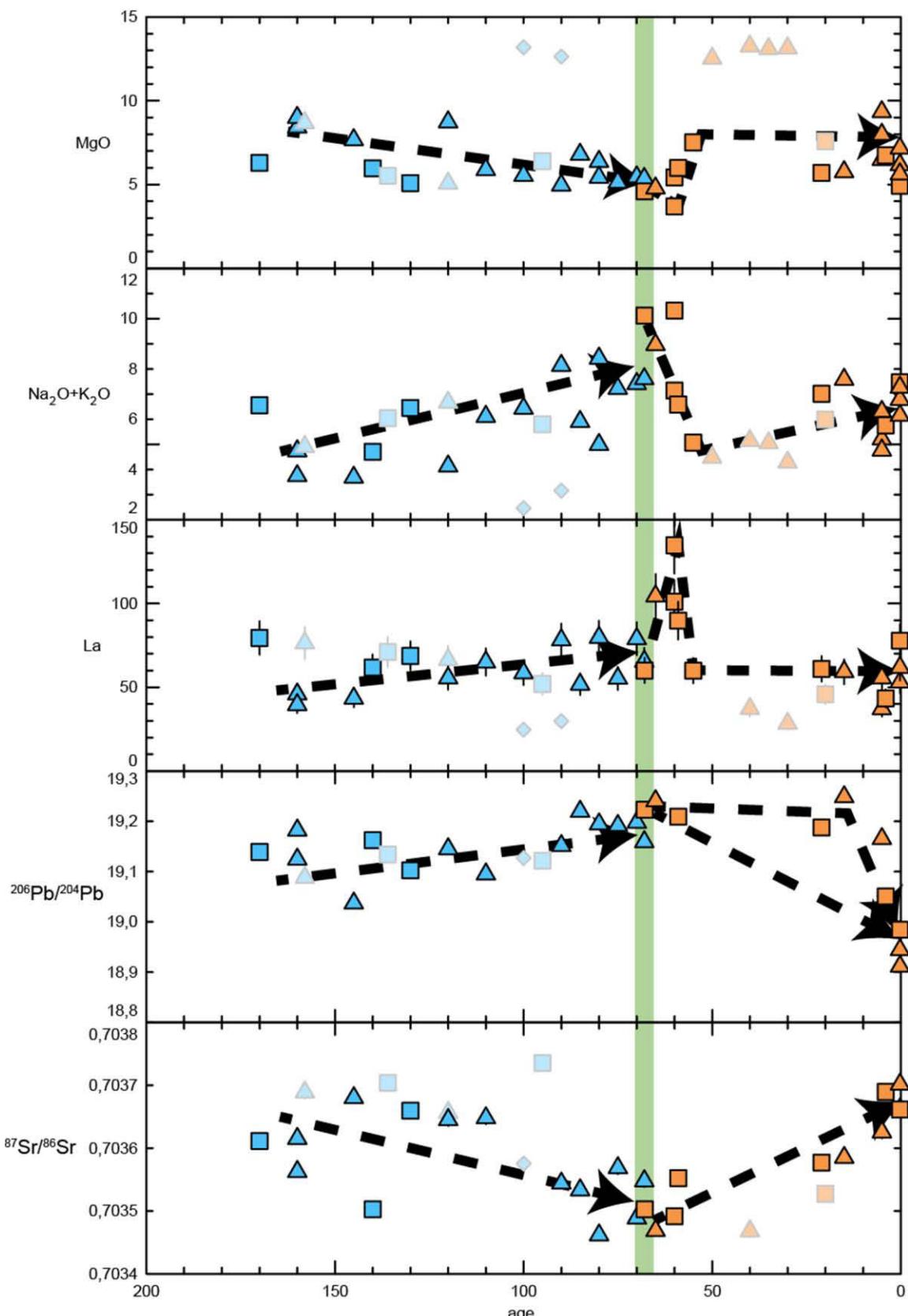


Figure 5.7 : Variation de différents éléments ou rapports isotopique en fonction de l'âge des échantillons (en ka). Les évolutions sont schématiquement représentées par les flèches en pointillés noirs. Les résultats montrent une évolution pré-effondrement similaire à celle de la figure 5.6. L'évolution post-effondrement montre une diminution du taux de cristallisation fractionnée et une augmentation de l'influence du pôle EM-1.

l'évolution temporelle fine des compositions isotopiques. Les laves âgées de ~20 ka montrent des compositions isotopiques de Pb semblables à celles des échantillons syn-effondrement, mais des rapports plus radiogéniques pour le Sr (et le Nd). Les isotopes du Pb suggèrent donc que la proportion de matériel de type EM-I est quasi constante après l'effondrement et n'augmente que dans les 20 derniers milliers d'années. Sr et Nd, par contre, suggèrent une diminution plus progressive sur toute la période post-effondrement. Une telle variation a été proposée par Escrig *et al.* (2005) pour les laves historiques émises entre 1785 à 1995, mais ne semble pas pouvoir être étendue à l'éruption de 2014 qui montre une légère diminution de la proportion du pôle EM-I par rapport à 1995 (Mata *et al.*, 2017).

### **5.2.2. Implication des variations temporelles sur l'histoire de l'île de Fogo**

Dans le but de comprendre ces variations et leurs éventuels liens avec l'effondrement du Monte Amarelo, il est important de mieux comprendre la source du volcanisme et son évolution. Pour cela, différentes hypothèses concernant les composants de la source sont testées : le pôle EM-1 est soit localisé dans l'asthénosphère, soit au sein du manteau supérieur.

#### **5.2.2.1 Une localisation asthénosphérique du pôle EM-1**

Dans le cas où le pôle EM-1 est situé au sein de l'asthénosphère, le composant DMM ne peut être présent dans la source des laves de Fogo, car l'hypothèse de Millet *et al.* (2008) implique une chronologie des mélanges. Dans ce modèle, la source des basaltes des îles du Sud de l'archipel comprend de la croûte océanique recyclée (ROC) et du matériel en provenance du manteau inférieur (LM), en proportions constantes (58-42%), qui sont mélangés avec du matériel de type EM-I, en proportions variables (de 60 à 30% pour les laves de l'île de Fogo).

Les variations temporelles que nous observons pour les laves pré-effondrement, à savoir une diminution de la proportion du composant EM-I (diminution de moitié) en 100 ka, suggèrent une diminution du taux de fusion partielle qui aurait pour effet de favoriser les composants les plus fusibles, ROC et LM, au détriment de EM-I. Pour les laves

historiques, au contraire, les variations enregistrées suggèrent une augmentation extrêmement rapide du taux de fusion, en quelques dizaines d'années, diluant la proportion de l'ensemble ROC-LM. De telles variations de taux de fusion partielle sur une échelle de temps aussi courte semblent peu raisonnables.

Par ailleurs, les variations temporelles montrent un changement de dynamique après l'effondrement. Il est difficile d'envisager que l'effondrement superficiel du Monte Amarelo puisse affecter le taux de fusion partielle d'une source asthénosphérique. Effectivement, plusieurs études de modélisation numérique montrent qu'un effondrement de flanc ne peut pas avoir d'effet sur de telles profondeurs (Manconi *et al.*, 2009 ; Maccaferri *et al.*, 2017).

### 5.2.2.2 Une localisation lithosphérique du pôle EM-1

Comme l'illustre la Figure 5.5, la présence du composant DMM au sein de la source de Fogo montre peu d'effet sur la proportion de mélange du pôle EM-1 (25 à 55% avec et 30 à 60% sans). Dans le cas où le composant EM-1 est situé dans la lithosphère, la présence de DMM n'affecte pas les interprétations suivantes. Dans ce modèle, le pôle EM-1 est présent au sein de la lithosphère océanique capverdienne ; il est incorporé aux magmas de composition ROC-LM par assimilation. Les variations isotopiques mesurées dans les laves pré-effondrement montrent que le degré d'assimilation diminue continuellement jusqu'à l'effondrement. Or, la teneur en MgO diminue également durant cette période, reflétant l'augmentation de la cristallisation fractionnée. La proportion de matériel de type EM-1 assimilé est donc anti-corrélée aux concentrations en MgO, ce qui implique que l'assimilation est antérieure à la cristallisation (l'assimilation ne se produit pas durant la cristallisation fractionnée, dans la zone de stockage, par AFC). Le pôle EM-1 doit donc être incorporé avant la différenciation.

Les variations temporelles pré-effondrement traduisent, soit une influence plus marquée de l'implication du panache capverdien, soit une diminution progressive de la participation du pôle EM-1. Ces deux hypothèses sont testées.

### 5.2.2.2.1. Variations de la proportion de mélange dues à l'influence du panache

Dans ce premier cas, les variations observées reflètent la variation du taux de fusion partielle du matériel constituant le panache, qui augmente. Un tel modèle est difficile à contraindre. En effet, les échantillons n'étant pas strictement co-génétiques (compositions isotopiques variables), on ne peut pas remonter au taux de fusion partielle à partir des teneurs élémentaires. Toutefois, nous avons vu précédemment que le taux de cristallisation fractionnée augmente vraisemblablement au cours de la période pré-effondrement en étant accompagné de la mise en place d'ignimbrite peu de temps avant l'effondrement. Ceci pourrait traduire la présence de magma en plus grande quantité, qui entraînerait la formation, avec le temps, de zones de stockage plus superficielles. Une telle hypothèse est en accord avec les conclusions de Clague et Dixon (2000) qui ont proposé qu'un réservoir superficiel se forme si et seulement si le taux de magma ascendant augmente. La mise en place d'une (ou de plusieurs) zone(s) de stockage superficielle(s) a pour conséquence de fragiliser les édifices volcaniques. Ce pourrait être un élément déclencheur de l'effondrement du Monte Amarelo. Toutefois, aucune étude barométrique n'a conclu quant à la présence de zone(s) de stockage superficielle(s).

Lénat et Gibert-Malengreau (2001) ont montré que la présence de complexes intrusifs sur l'île de la Réunion témoigne de la présence de réservoirs superficiels. De tels complexes ont également été décrits aux îles Canaries (Stillman *et al.*, 1975 ; Staudigel, 1984). Comme nous l'avons vu précédemment, un complexe de syénite à néphéline est présent sous l'ancien Monte Amarelo, à une altitude actuellement égale à 1850 m. D'après la reconstruction de Pérez-Torrado *et al.* (2017), ce complexe était situé initialement à environ 1500-2000 m sous le Monte Amarelo.

Les données isotopiques des syénites (Figure 4.12) montrent une forte influence du composant «panache» par rapport au pôle EM-I. La mise en place de ce complexe, bien que non datée, précède de peu l'effondrement. Effectivement, ces roches pré-effondrement culminent, sous forme de dyke, à des altitudes élevées, à seulement quelques centaines de mètres sous l'ancien Monte Amarelo. Bien que ce complexe de syénite affleure sous la forme d'un système de dykes contigus et non d'une chambre magmatique, son enracinement doit être superficiel et non situé au sein de la lithosphère.

Une telle mise en place superficielle a également dû générer une déformation de la zone centrale et une fragilisation de l'édifice volcanique.

Si des zones de stockage sont mise en place à des niveaux superficiels, les magmas subissant la cristallisation fractionnée (avec un taux de cristallisation de plus en plus grand au fur et à mesure du temps) peuvent aussi potentiellement assimiler la croûte océanique capverdienne qui compose l'encaissant. Cette dernière est d'âge Jurassique et sa composition isotopique est proche de la composition associée au mélange entre le matériel provenant du panache du Cap Vert et le composant EM-I, que l'on considère ou non la participation de matériel semblable en composition à DMM (Gerlach *et al.*, 1988 ; Millet *et al.*, 2008). L'assimilation en faible proportion de croûte océanique locale dans la source des magmas de Fogo est donc difficilement quantifiable.

Une autre conséquence possible de l'augmentation pré-effondrement du taux de fusion partielle du panache est l'augmentation du taux de production de laves en surface (via les calculs de taux d'accumulation). Toutefois, il est difficile d'évaluer ce dernier point à partir des datations que nous avons pu réaliser. Si effectivement le taux d'éruption augmente progressivement, le scénario suivant peut être proposée : les variations de composition sont plus rapides dans les quelques dizaines de milliers d'années antérieures à l'effondrement et le taux de cristallisation fractionnée doit également augmenter plus rapidement, de l'ordre de 20% sur la même période (Figure 5.8). Mais, ce dernier point est en contradiction avec l'estimation du taux de cristallisation fractionnée (voir section 1.2).

Les données isotopiques obtenues sur les laves post-effondrement traduisent une nouvelle évolution des proportions relatives du matériel provenant du panache et du composant EM-I dans la source des laves de Fogo, caractérisée par la diminution de la proportion de pôle «panache». On peut s'interroger sur le lien entre cette dernière évolution et l'effondrement : pourquoi le taux de fusion partielle diminue après l'effondrement ? L'effondrement peut avoir pour effet, par contre, de déstabiliser la(es) zone(s) de stockage superficielle(s) (Amelung et Day, 2002) et ainsi diminuer le taux de cristallisation fractionnée, ce qui est en accord avec l'augmentation post-effondrement des concentrations en MgO (Figure 5.7). La zone de stockage superficielle ne se reforme qu'après un certain délai qui dépend du taux d'approvisionnement du magma.

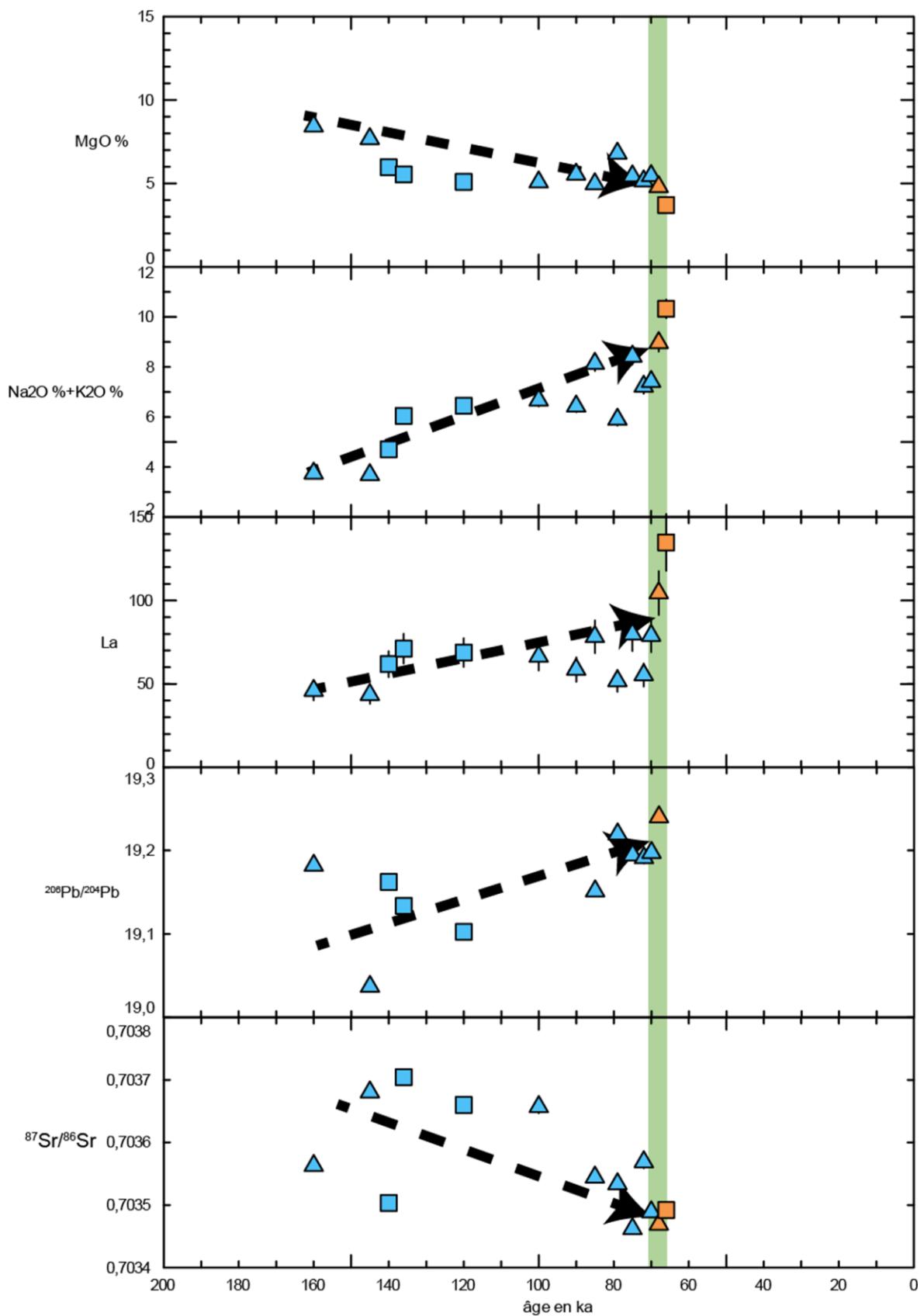


Figure 5.8 : Variation de différents éléments, ou rapport isotopiques, en fonction du temps (en ka). Seules les laves du secteur Ouest (via-ferrata) sont représentées. Elles permettent de contraindre l'évolution pré-effondrement (pointillées noirs). Le taux de production magmatique est considéré comme augmentant linéairement avant l'effondrement, contrairement à la figure 5.6. Ces résultats montrent une: augmentation rapide du taux de cristallisation fractionnée et de l'influence du panache dans le mélange des sources des laves de Fogo.

### 5.2.2.2.2. Influence du pôle EM-1 sur les proportions de mélange

Dans le second cas, les variations isotopiques pré-effondrement ne traduirait pas la proportion croissante de matériel en provenance du panache du Cap Vert, mais plutôt la diminution dans le temps de l'incorporation de matériel de type EM-I dans la source des laves. Nous avons vu précédemment que le composant EM-I n'est pas incorporé lors de processus d'assimilation – cristallisation fractionnée (AFC), mais antérieurement à la différenciation, lors de la remontée des magmas depuis leur source asthénosphérique jusqu'à leur zone de stockage lithosphérique. L'incorporation de moins en moins importante de ce matériel durant l'ascension du magma résulte possiblement de l'évolution des chemins empruntés par ce dernier. Lors des « premières » remontées, celui-ci parcourt des conduits étroits et nombreux, qui favorisent l'incorporation du composant EM-I, présent dans la lithosphère océanique capverdienne à l'aplomb des îles du Sud (cf. section 5.1.5). Au fur et à mesure du temps, ces conduits s'élargissent, ce qui réduit le temps d'interaction avec l'encaissant, et entraîne la diminution progressive de l'incorporation de ce dernier. Le magma remonte alors plus « facilement », ce qui se traduit par une augmentation du taux d'approvisionnement en « surface ». Ce mécanisme peut alors entraîner la formation récurrente de réservoir(s) superficiel(s), avec toutes les conséquences précédemment décrites.

Après l'effondrement, les concentrations en éléments incompatibles chutent rapidement, en quelques milliers d'années, ce qui laisse supposer que la zone de stockage superficielle est affectée par l'effondrement. Les rapports isotopiques du plomb semblent rester constants pendant quelques dizaines de milliers d'années, avant que leurs valeurs diminuent (valeurs moins radiogéniques), ce qui pourrait traduire l'augmentation de la proportion du composant EM-I dans la source des laves les plus récentes. Maccaferri *et al.* (2017) ont montré, à partir de modèles numériques, que l'effondrement du Monte Amarelo pourrait avoir perturbé le système de conduit jusqu'à 10 km de profondeur. Manconi *et al.* (2009), par contre, suggèrent qu'il existe une relation entre le volume de roche effondré et l'ampleur de la décompression au sein de la zone de stockage. Ces auteurs montrent également que plus la zone de stockage est profonde, moins la décompression est importante. Dans le cas de Fogo, la décompression serait comprise

entre 0,6 et 0,8 MPa pour une chambre magmatique située entre 20 et 10 km de profondeur. Cette faible décompression est susceptible d'entraîner un changement de condition dans la zone de stockage profonde, et d'engendrer une faible augmentation des teneurs en silice, aluminium et alcalins. De même, l'augmentation des concentrations en fer et calcium peut être expliquée.

Aucune de ces études (Manconi *et al.*, 2009 ; Maccaferri *et al.*, 2017) ne s'intéresse au changement de pression au sein de la lithosphère. Néanmoins, un calcul basé sur le principe d'équilibre isostatique permet d'estimer l'ordre de grandeur des changements de pression au sein de la lithosphère océanique. Deux modèles ont été testés dans ce but (Figure 5.9). Le premier estime la surface de compensation au niveau du Moho, à 12 km de profondeur (Pim *et al.*, 2008) ; le second envisage un niveau plus profond, localisé à la transition asthénosphère-lithosphère, soit environ 90 km de profondeur à l'aplomb de l'archipel du Cap Vert (Lodge et Helffrich, 2006). Pour ces deux modèles, on considère que la densité de la croûte océanique est égale à 2,8, celle du manteau lithosphérique à 3,3 et celle du manteau asthénosphérique à 3,25. Par ailleurs, l'effondrement correspond à la disparition d'une épaisseur minimale de 1,5 km. Dans le premier cas, les résultats montrent que le Moho pouvait être localisé plus profondément avant l'effondrement (d'environ 8 km). Dans le second cas, la limite manteau lithosphérique/manteau asthénosphérique devait se situer à une profondeur supérieure (de l'ordre de 1,2 km). Ce modèle simple montre que l'effondrement du Monte Amarelo peut engendrer de faibles changements de pression à des profondeurs lithosphériques. Ceux-ci peuvent alors entraîner des perturbations dans le système de conduit permettant au magma de se propager vers la surface, avec pour conséquences la fermeture de certains conduits et la formation de nouveaux, entraînant une augmentation de l'incorporation du composant de type EM-I.

Les temps caractéristiques d'un rebond isostatique post-effondrement sont mal contraints, d'autant plus pour des décompressions massives et rapides. Cependant, les données isotopiques de l'île de Fogo laissent penser à un certain rééquilibrage lent en profondeur, de plusieurs dizaines de milliers d'années, alors que la disparition de la zone de stockage superficielle est plus rapide (quelques milliers d'années).

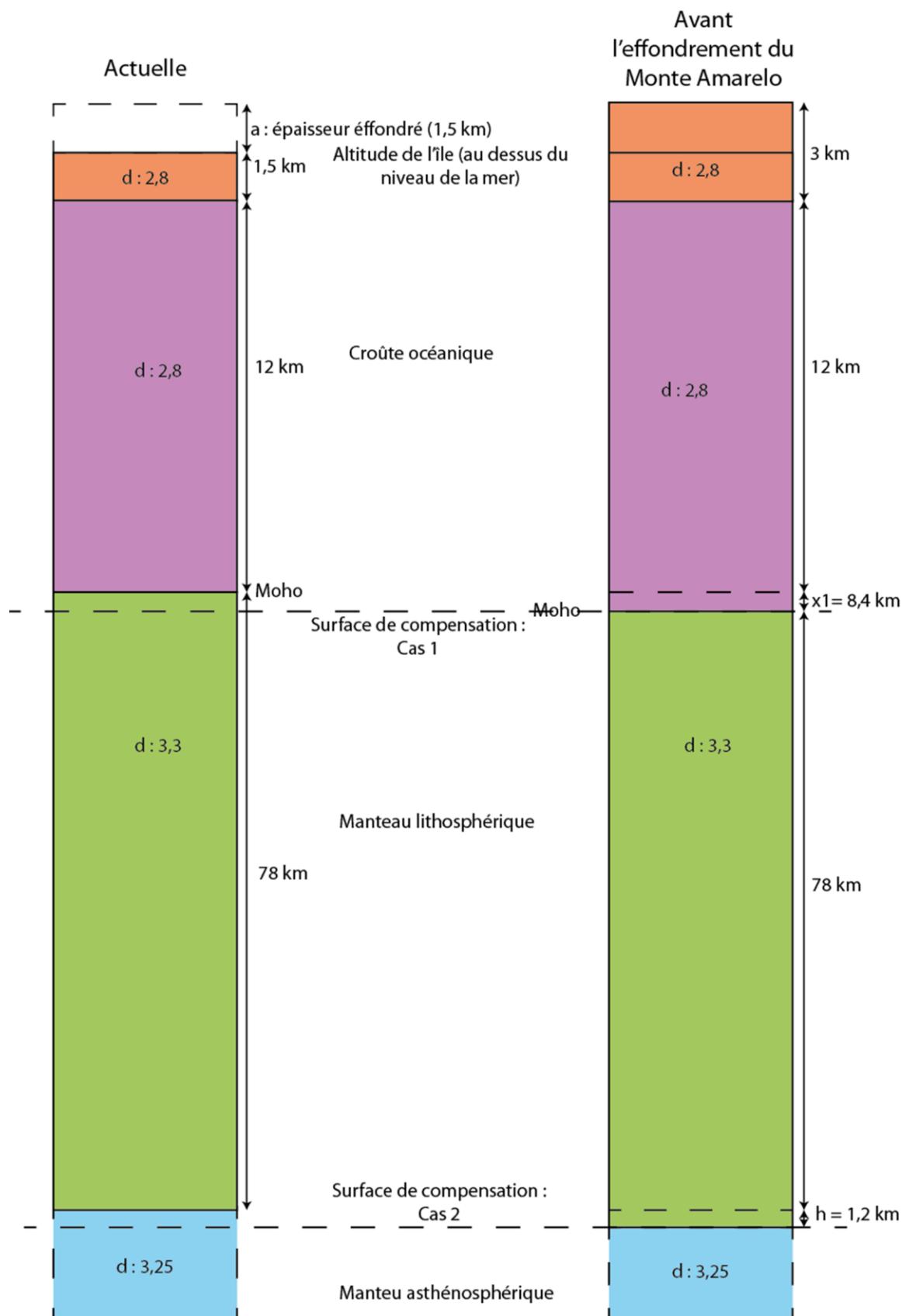


Figure 5.9 : Schéma représentatif du calcul de compensation isostatique liée à l'effondrement de flanc du Monte Amarelo. Deux hypothèses sont testées : la surface de compensation se situe au niveau du Moho (cas 1) ou au niveau de la transition lithosphère/asthénosphère (cas 2). Ce modèle simple montre l'influence de l'effondrement en profondeur.

## Conclusion

L'île de Fogo résulte d'un magmatisme complexe, qui traduit l'interaction importante entre les magmas primitifs et la lithosphère océanique capverdienne. La cristallisation de pyroxènes et d'olivines a une forte influence sur la composition des roches, notamment des éléments majeurs et traces, via la cristallisation fractionnée et l'accumulation d'antécristaux. Les études géo-barométriques suggèrent que les processus de cristallisation ont lieu à des profondeurs lithosphériques, à environ 15-20 km, tandis que la présence d'ignimbrites et de complexes intrusifs proches du sommet suggèrent la formation récurrente de réservoirs superficiels. L'évolution temporelle du magmatisme est subtile. Dans un premier temps, l'influence du panache mantellique s'intensifie et entraîne la formation de zone(s) de stockage superficielle(s). Au fur et à mesure de l'ascension des magmas, les conduits profonds localisés à la base de la lithosphère s'élargissent et permettent une remontée de plus en plus rapide de ces derniers. La mise en place de zones de stockage superficiel contribue à déstabiliser l'édifice qui finit par s'effondrer. Près de 150 km<sup>3</sup> de roches sont alors entraînés dans la mer, provoquant un tsunami de grande ampleur (Paris *et al.*, 2011 ; Ramalho. *et al.*, 2015). La dépression résultant de l'effondrement induit la disparition, entière ou partielle, de la zone de stockage superficiel en quelques milliers d'années. La portion la plus profonde du système magmatique (lithosphérique) est également affectée par l'effondrement, mais dans un délai plus important de plusieurs dizaines de milliers d'années. Cette évolution magmatique particulière montre pour la première fois l'effet du magmatisme sur l'instabilité croissante de l'édifice, ainsi que le rôle important de l'effondrement sur le magmatisme post-effondrement.



## **Chapitre 6 :**

# **Résultats des différentes analyses réalisées sur les laves de la vallée de Güímar, Tenerife.**

## 6.1. Compléments sur la chronologie des différentes laves

A Tenerife, deux échantillons ont été datés avec la méthode K-Ar, venant ainsi compléter un jeu de données déjà relativement complet sur les parois de l'effondrement de Güímar (Ancochea *et al.*, 1990 ; Carracedo *et al.*, 2007 et 2011 ; Kissel *et al.*, 2014). Le premier échantillon est une coulée post-effondrement en discontinuité sur les séries pré-effondrement au niveau de la Ladera (Figure 2.7 : en haut de la paroi Sud-Est). Une première datation à  $755 \pm 12$  ka (Annexe B2) d'une des premières coulées post-effondrements de ce secteur a donc été obtenue (échantillon LA-02), ce qui concorde avec l'âge de l'effondrement (860-831 ka).

La paroi Nord-Est (Figure 2.7: secteur Gocho) a été échantillonnée, où aucune lave n'avait jusqu'à présent été datée. Les laves pré-effondrement constituant la première moitié de la paroi ne se sont malheureusement pas révélées appropriées pour les datations (altération de la mésostase). Un âge de  $855 \pm 14$  ka a été obtenu sur la dernière coulée pré-effondrement de ce secteur (GO-04), permettant ainsi de confirmer que la discontinuité identifiée à Gocho est bien celle liée à l'effondrement de Güímar.

A partir des observations de terrain, des datations publiées dans la littérature et de ces deux nouvelles datations, un modèle chronologique relatif de mise en place d'une soixantaine d'échantillons collectés à Güímar peut être proposé (Annexe B3).

- Dans le Barranco de Badajoz (Figure 2.7: paroi Sud-Ouest de l'effondrement) ont été collectées dix-huit laves pré-effondrement, cinq laves post-effondrement (BA-24 et BA-26 restant difficiles à situer) et trois intrusions. Les datations publiées dans Carracedo *et al.* (2011) et Kissel *et al.* (2014) permettent de recaler toute la série dans le temps, grâce aussi à la distinction entre les laves post-effondrement de polarité normale ( $< 780$  ka), les laves post-effondrement de polarité inverse Matuyama (830-780 ka), les laves pré-effondrement de polarité inverse Matuyama post-Jaramillo (990-830 ka) ou pré-Jaramillo ( $> 1010$  ka, âge de l'une des coulées de polarité inverse les plus anciennes), et les laves à polarité normale de l'intervalle Jaramillo (1010-990 ka) (Figure 2.9).
- Sur les hauteurs du Barranco de Badajoz, deux laves post-effondrement du secteur d'Izaña (IZ) ont été collectées, dont une a été datée par Carracedo *et al.* (2011) à  $513 \pm 12$  ka.

- L'échantillonnage du secteur de Ladera (LA) comporte douze coulées de lave, dont deux qui sont clairement post-effondrement (avec un âge de 755 ka pour LA-02) et neuf qui le précèdent (Annexe B1 : échantillons LA-04 à LA-13 pré-effondrement et de polarité inverse donc situés entre 990 et 830 ka). Une seule coulée de lave n'a pas pu être clairement classée comme pré ou post-effondrement (LA-03). Sa position stratigraphique suggère un âge très proche de celui de l'effondrement.
- Sur le secteur de Gocho (GO), situé sur la paroi Nord-Est de l'effondrement, dix coulées de lave ont été collectées dont six pré-effondrement (polarités inverses) et quatre post-effondrement de polarité normale (<780 ka) dont une datée à 855 ka (GO-04).
- La série de coulées de lave des secteurs de Risco Filabres (RF) et du Barranco del Corcho (BC) s'est mise en place entre 930 et 800 ka (Carracedo *et al.*, 2011). Trois coulées de lave pré-effondrement ont été échantillonnées dans la partie inférieure de la paroi, dont une datée par Carracedo *et al.* (2011) à 929 ka. Dans ces deux secteurs, cinq coulées de lave de remplissage post-effondrement ont également été collectées, avec une majorité de coulées de lave de polarité normale. L'échantillon post-effondrement RF-05 est situé en haut de la paroi, juste au-dessus d'une coulée de lave datée à 806 ka par Carracedo *et al.* (2011). Il présente une polarité inverse, donc son âge est compris entre 806 et 780 ka.
- Le secteur de la caldera de Pedro Gíl (Figure 2.7: PG), proche de l'axe central de la rift-zone, présente à la fois des coulées de lave pré-effondrement d'âge indéterminé en raison de l'absence de datation (deux échantillons collectés) et des coulées de lave post-effondrement allant remplir le fond de la cicatrice. Au centre de la caldera de Pedro Gíl s'élève un cône formé par l'éruption de 1705, dont la coulée a été échantillonnée au niveau du village d'Arafo. Il s'agit de la lave la plus jeune de notre échantillonnage (AR-01).
- Le secteur d'Ayosa présente une superposition de coulées de lave de remplissage post-effondrement (dont trois coulées de lave de polarité normale échantillonnées) intercalées avec des niveaux de retombées de ponces issus des éruptions explosives de la caldera de Las Cañadas, et plus précisément du cycle Diego Hernandez (Edgar *et al.*, 2007 : 600-180 ka). Dans le secteur d'Ayosa, on distingue généralement en surface les ponces de l'éruption de Socorro (220-190 ka), puis celles les ponces de

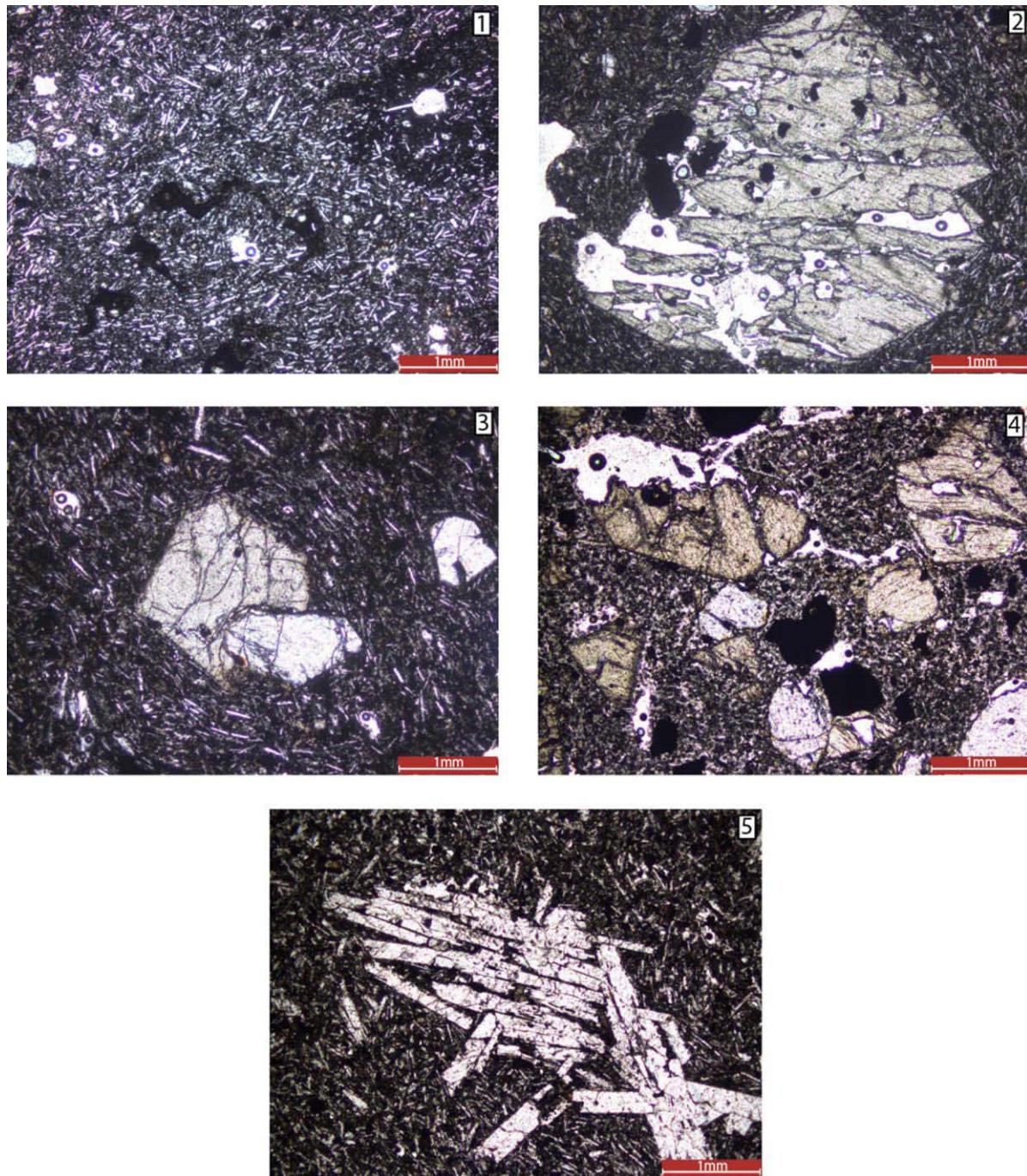


Figure 6.1 : Photos au microscope optique en lumière naturelle des différents faciès laviques des échantillons de Güímar. 1 : Lave aphyrique (GO-05) montrant une mésostase entièrement cristallisée et un mélange de magma ; 2 : Lave à pyroxènes (LA-01) montrant un pyroxène automorphe ; 3 : Lave à pyroxènes et olivines (GO-02) ; 4 : Ankaramite (LA-12) ; 5 : Lave à plagioclase (BA-06) montrant un glomérocristal de plagioclase.

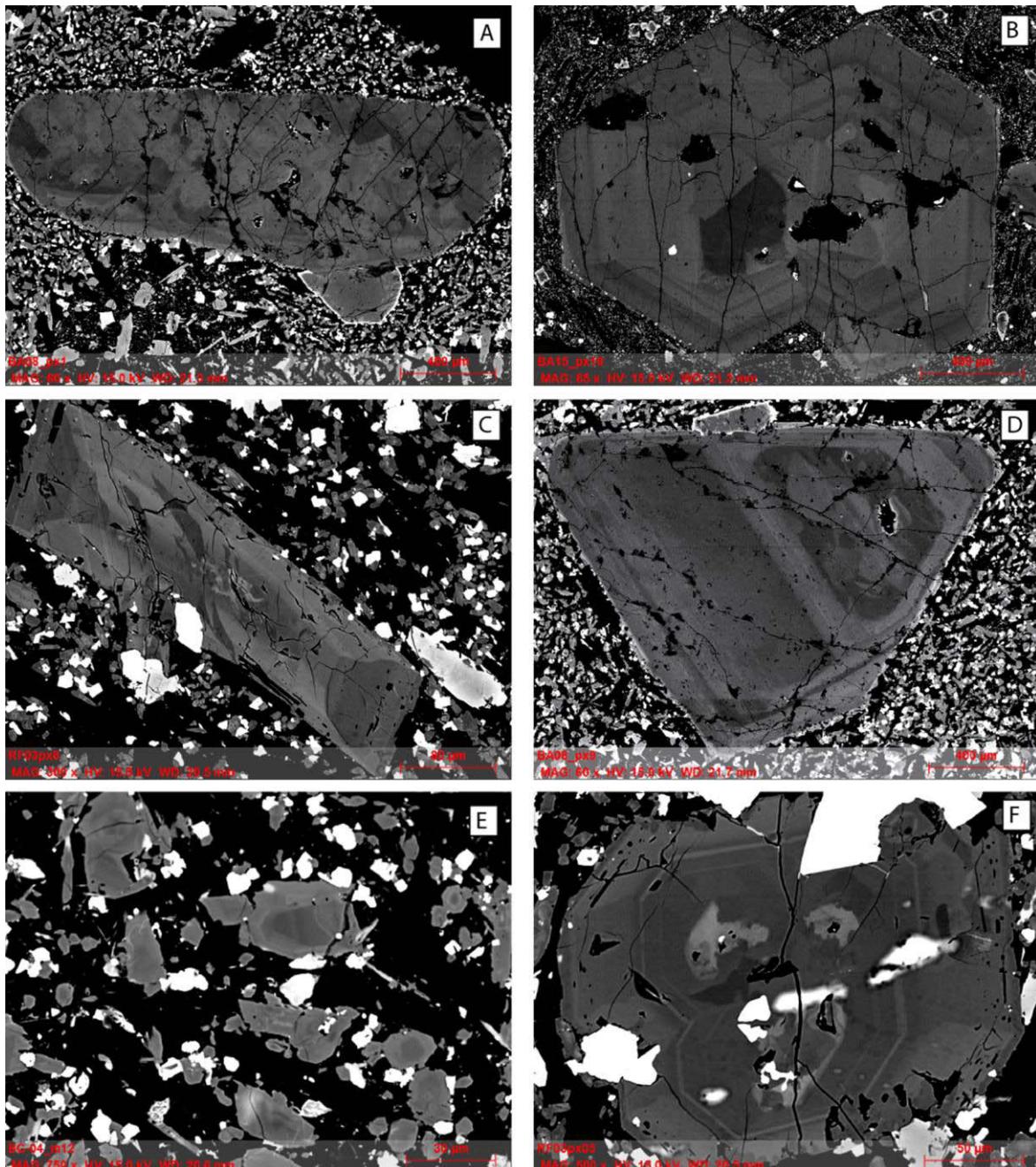


Figure 6.2 : Images en électrons rétrodiffusés (BSEI) de pyroxènes. A, B, C et D : mégacristaux de pyroxènes montrant des zonations chimiques complexes. E : mésostase de l'échantillon BC-04. F : microlite de pyroxène de la laves RF-03.

l'éruption de Socorro (220-190 ka), puis celles d'Arafo (260-230 ka) et de Poris (268 ka). Les laves échantillonnées se situent vraisemblablement entre les éruptions de Socorro et Arafo.

- Enfin, le cône volcanique de Güímar (GU-01), situé à proximité du littoral, a été mis en place à la fin du Pléistocène, vers 30 ka (Kereszturi *et al.*, 2012).

## 6.2. Présentation des faciès laviques

Les laves échantillonnées dans la vallée de Güímar présentent différentes textures et minéralogies permettant de les classer en cinq groupes (Figure 6.1) :

- Le groupe 1 représente les laves aphyriques, microcristallines, avec moins de 5% de mégacristaux. La mésostase, plus ou moins vésiculée, présente des microlites de plagioclase, clinopyroxène et olivine. Des magnétites et ilménites sont également présentes. Les microlites présentent des tailles variables, entre 50 et 400 µm. Les laves aphyriques représentent 35% des 72 échantillons.
- Le groupe 2 correspond aux laves microcristallines porphyriques à pyroxène. Les macrocristaux de clinopyroxène représentent entre 5 et 35% de la roche. Les cristaux de clinopyroxène sont généralement automorphes et zonés, avec une taille variant de 500 µm à 1,5 cm. Certains de ces cristaux sont fracturés et sous forme de fragments. Les mésostases sont semblables à celles des laves aphyriques. Ce groupe représente 5% de la totalité des laves.
- Le groupe 3 rassemble les laves à pyroxène et olivine. La proportion de ces phases minérales, présentes en mégacristaux, varie de 5 à 35%. Les clinopyroxènes sont semblables aux pyroxènes du groupe 2. Les olivines sont automorphes et rarement zonées. Leur taille varie de 500 µm à 7 mm. Les mésostases sont également semblables à celles des laves aphyriques. Ces laves regroupent 20% de la totalité des échantillons.
- Le groupe 4 réunit les ankaramites. Ces laves, contenant plus de 40% de mégacristaux, sont composées de clinopyroxène et olivine. Les pyroxènes ont une taille maximale de 2 cm et les olivines de 1 cm. Leurs mésostases sont similaires aux

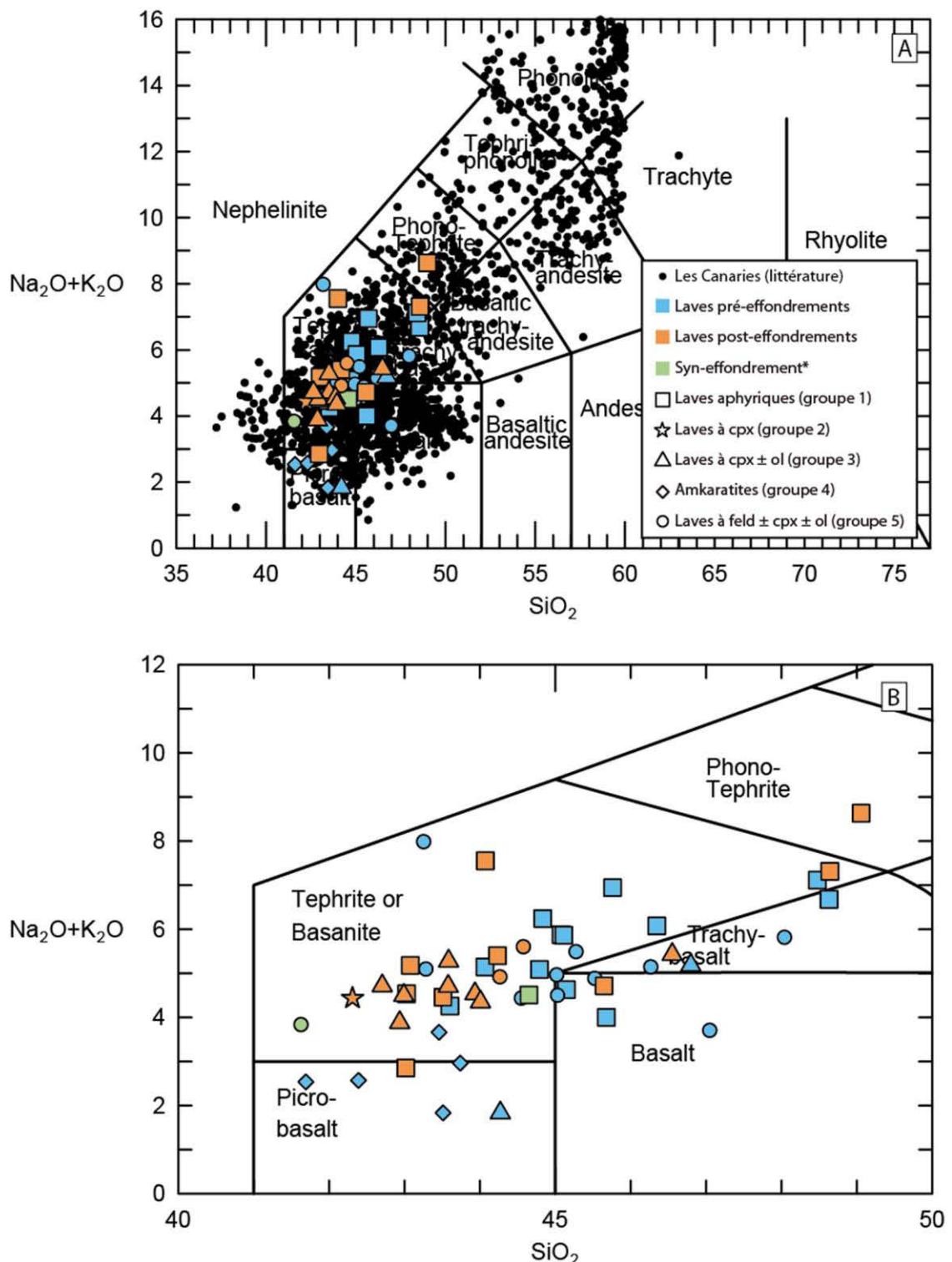


Figure 6.3 : Diagramme TAS (d'après Le Maître *et al.*, 2012) des laves de Güímar. Les données des laves des Canaries proviennent de la base de données GeoRoc. Les laves nommés Syn-effondrement\* correspondent aux laves BA-23 et LA-03, dont l'appartenance pré ou post-effondrement est indéterminée.

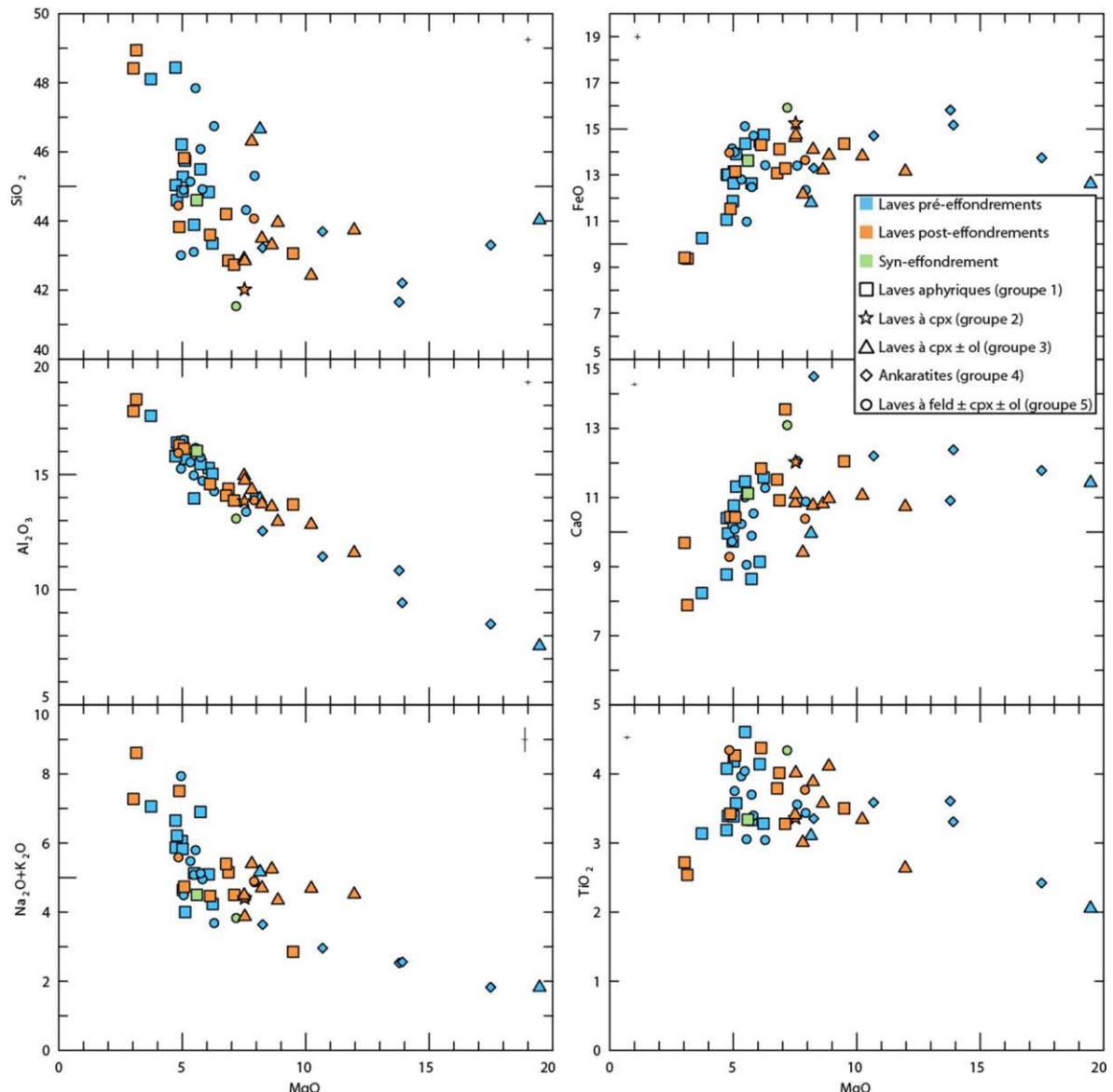


Figure 6.4 : Diagramme présentant les différents oxydes (pds.%) en fonction du MgO des laves de Güímar. Les laves pré-effondrement sont globalement moins concentrées en MgO que les laves post-effondrement.

mésostases précédemment décrites. Ce groupe correspond à 20% de la totalité des roches.

- Le groupe 5 présente les laves à plagioclase  $\pm$  pyroxène  $\pm$  olivine. Les mégacristaux sont présents en différentes proportions, mais ils représentent en tout entre 5 et 35% de la roche. Les mésostases de ces laves sont microcristallines et composées de plagioclases, pyroxènes et olivines. Ces laves représentent 20% de la totalité de l'échantillonnage.

A noter que les laves des quatre derniers groupes présentent de nombreux gloméracristaux en forme de rosettes et des fragments de minéraux. Ces morphologies sont caractéristiques d'arrachement d'antécristaux associés à un « mush cristallin ».

### 6.3. Les compositions minéralogiques

Le minéral prédominant dans les laves de la vallée de Güímar est le clinopyroxène (Annexe B4). Généralement automorphe, les mégacristaux de clinopyroxène sont fortement zonés, avec des zonations complexes (Figure 6.2). Les clinopyroxènes présents dans les mésostases sont également zonés (Figure 6.2.E et F). Les mégacristaux de clinopyroxènes ont un Mg# variant entre 88 à 62, dont la valeur basse correspond aux bordures des cristaux. Les microlithes présentent un Mg# entre 70 et 55. Les teneurs en CaO sont comprises entre 19 et 24 pds.%, avec une valeur minimale pour les macrocristaux de 20,5. Les cristaux de la mésostase présentent globalement des teneurs en constituant wollastonite et enstatite plus faibles que les antécristaux, alors que la proportion de ferrosilite augmente (Annexe B4). Ceci reflète le caractère moins primitif des microlithes par rapport aux mégacristaux. Aucune corrélation entre l'évolution temporelle des échantillons et la composition des clinopyroxènes n'est observée.

Les plagioclases ont des compositions allant de l'andesine à la bytownite (Annexe B6). Les plagioclases présents dans la mésostase sont plus riches en constituant albite que les phénocristaux. Ces minéraux sont également zonés et maclés.

Les phénocristaux d'olivine ont une composition variant de Fo<sub>85</sub> à Fo<sub>65</sub>. Ils sont le plus souvent zonés, avec des bordures ayant une composition pauvre en constituant forstérite (< Fo<sub>80</sub>) Les olivines présentes dans la mésostase ont des compositions comprises

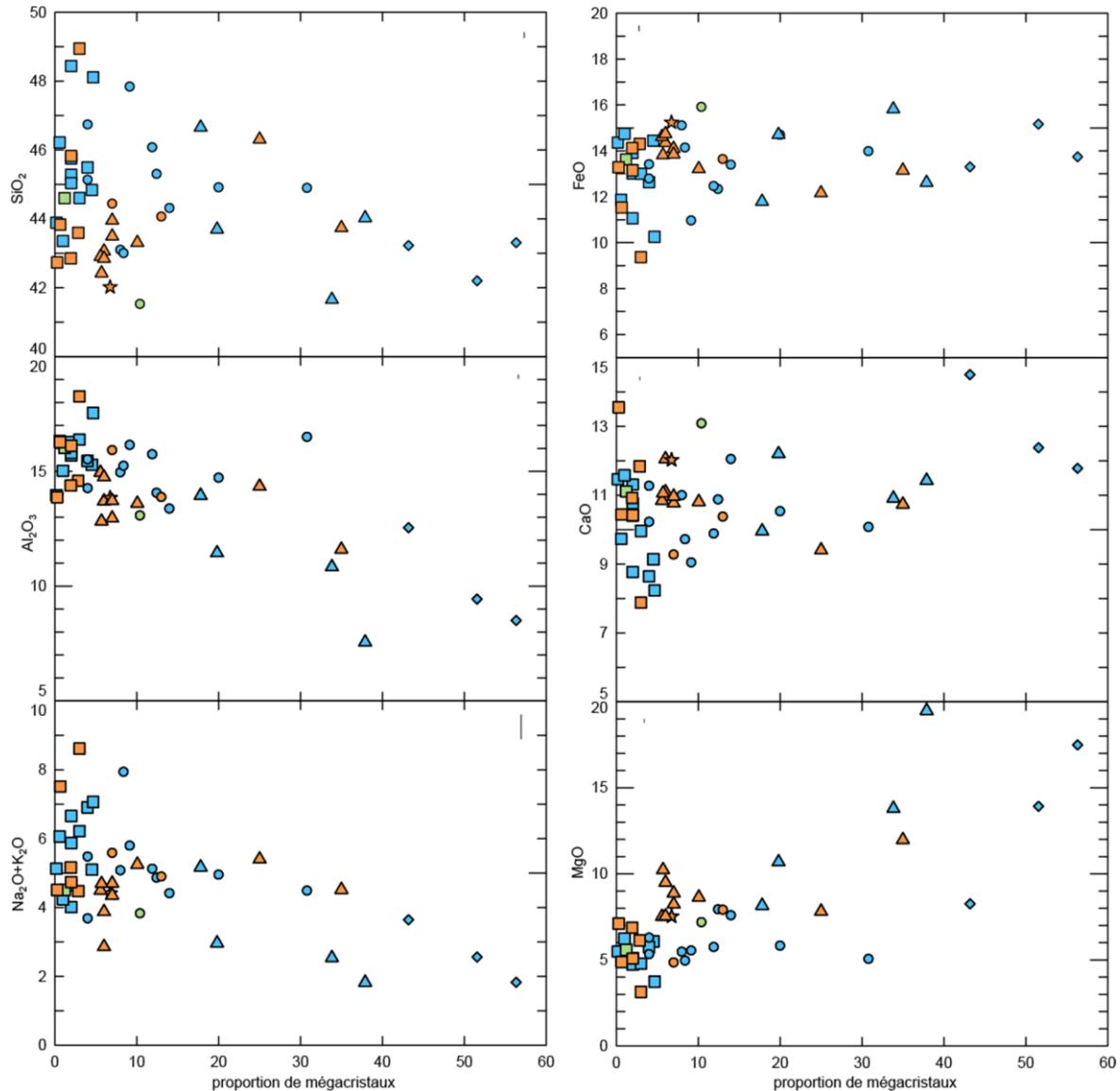


Figure 6.5 : Diagramme montrant des différents oxydes (en pds.%) en fonction de la proportion de mégacristaux présents dans les laves. La légende est identique à la figure 6.4.

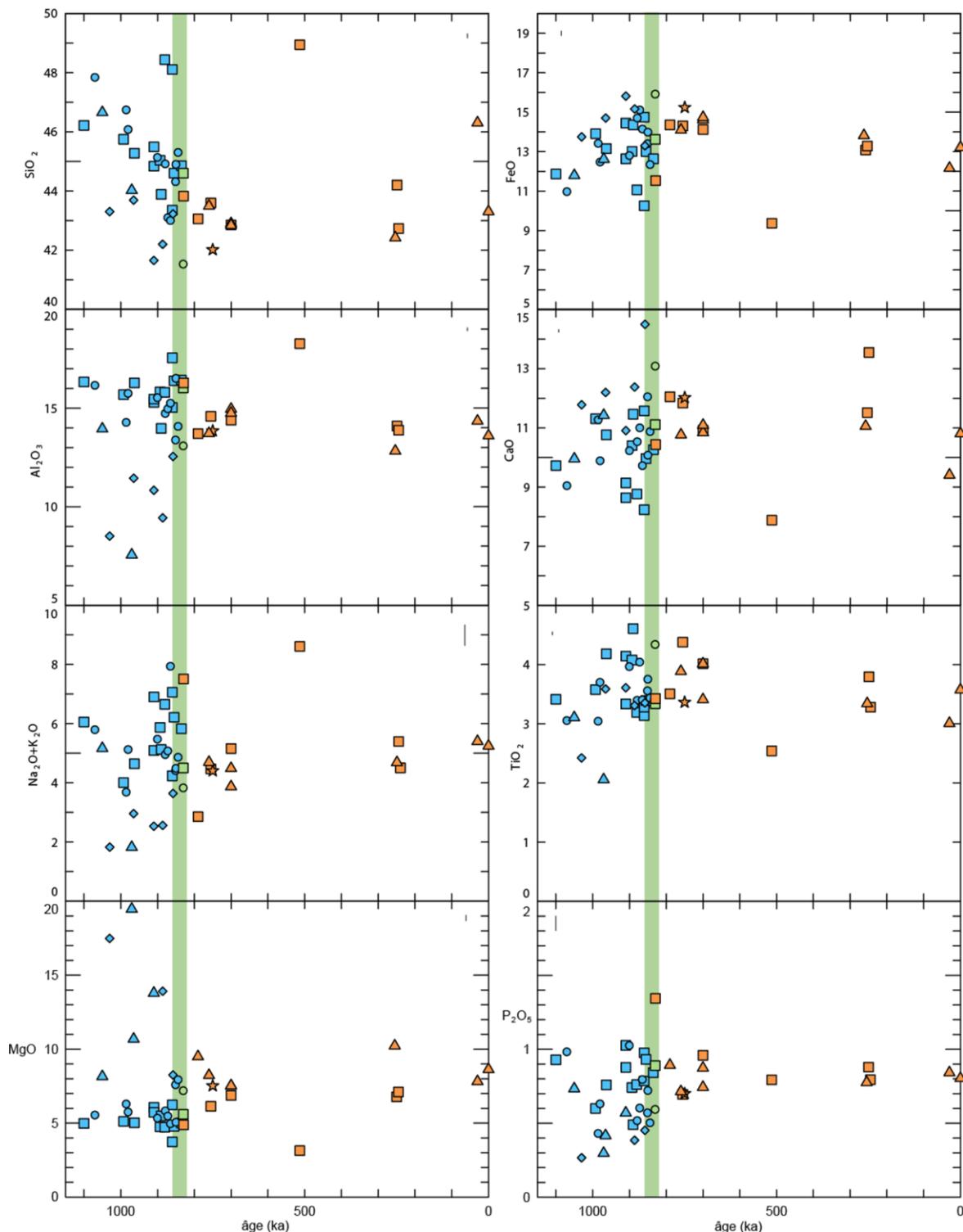


Figure 6.6 : Diagramme présentant les différents oxydes (pds.%) en fonction du temps (en ka) des laves de Güímar. La légende est identique à la figure 5.4, les barres vertes représentent l'effondrement.

entre  $\text{Fo}_{70}$  et  $\text{Fo}_{30}$  (Annexe B5).

De même que pour les pyroxènes, aucune corrélation entre les compositions des olivines et plagioclases et le temps n'est visible. Les mégacristaux de pyroxènes des laves présentent des formes automorphes. Ils sont souvent présents sous forme de fragments et sont zonées chimiquement. Ces zonations (Figure 6.2) sont complexes. Ces minéraux montrent des compositions dont le Mg# est plus grand, et donc plus primitif, que les cristaux de la mésostase. De plus, de nombreux glomérocrystaux de pyroxènes, olivines et plagioclases (Figure 6.1.5) montrent le caractère cumulatif des mégacristaux.

## 6.4. Les compositions en éléments majeurs

Les laves de la plaine de Güímar sont majoritairement des basanites, avec quelques picro-basaltes, basaltes, trachy-basaltes et une phonotephrite (Figure 6.3). Les résultats des analyses sur roche totale sont reportés en annexe B7. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  varient de 41 à 49 pds.% et sont anti-corrélées aux teneurs en  $\text{MgO}$  qui varient de 3 à 20 pds.%. L'anti-corrélation  $\text{SiO}_2$ - $\text{MgO}$  montre une évolution classique pour ces basaltes alcalins, que l'on retrouve également sur de nombreux autres OIB. Les données des laves sont en accord avec les précédentes études de l'île de Tenerife (ex. Gurenko *et al.*, 2006) et notamment de la rift zone Nord-Est (Deegan *et al.*, 2012). Les laves les plus riches en  $\text{MgO}$  sont des laves dont la proportion de mégacristaux est importante (groupe 3 et 4), tandis que les laves les plus pauvres en  $\text{MgO}$  sont des laves aphyriques (groupe 1). La lave aphyrique la plus riche en  $\text{MgO}$  à une teneur de 9,3 pds.% (Figure 6.4). On note une très bonne anti-corrélation entre les teneurs en  $\text{MgO}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Ces observations sont confirmées par la dépendance des concentrations des éléments majeurs aux proportions de mégacristaux présents dans les laves (Figure 6.5 ; Annexe B3). Les concentrations en  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{TiO}_2$  augmentent lorsque la proportion de mégacristaux augmente, alors que les teneurs en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et alcalins diminuent. Il est à noter que les laves pré-effondrement sont globalement plus riches en mégacristaux et en moyenne moins riches en  $\text{MgO}$  que les laves post-effondrement.

La Figure 6.6 présente les concentrations des différents oxydes en fonction de l'âge des échantillons. Trois éléments, l'aluminium, le magnésium et le phosphore, montrent

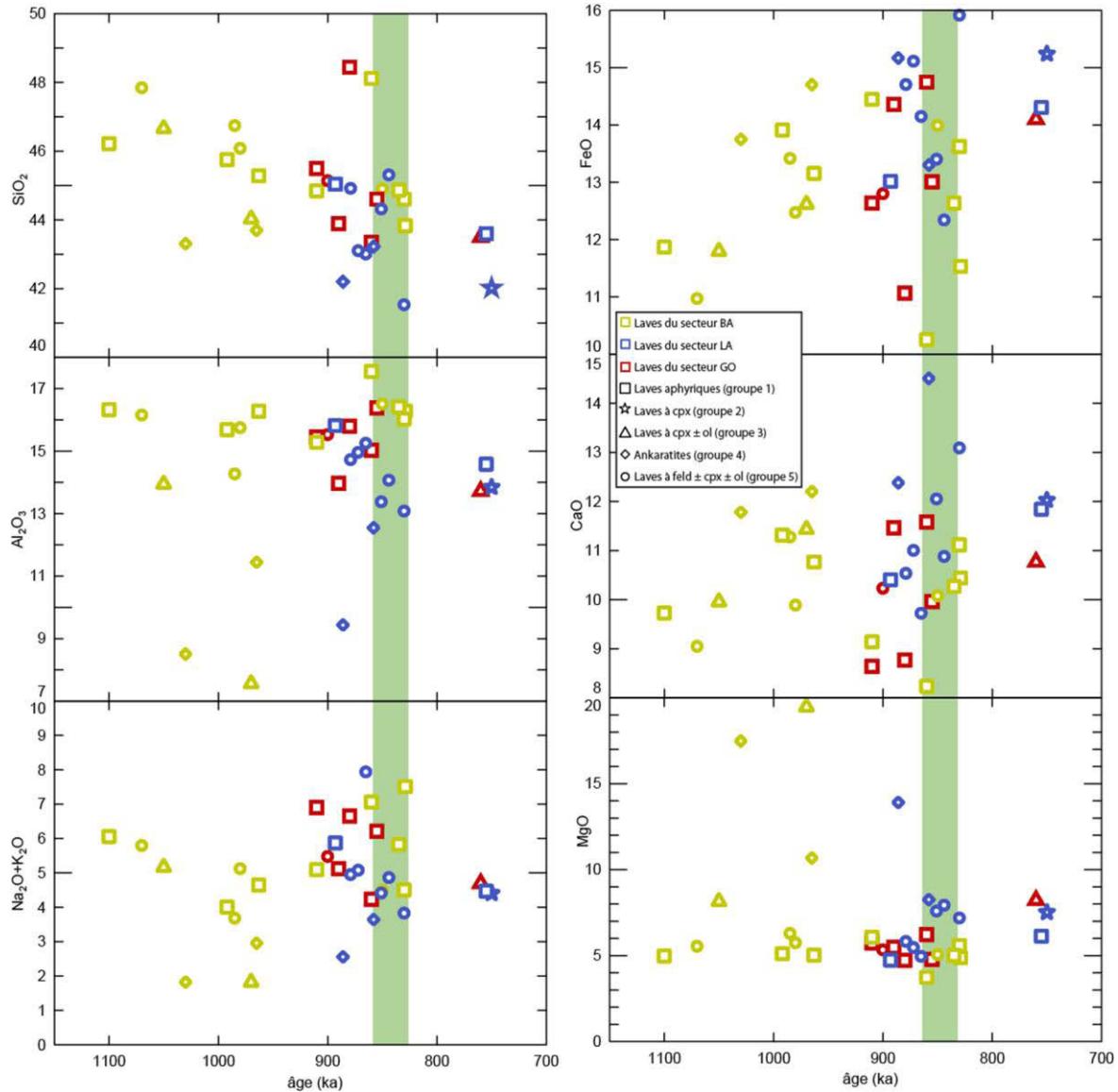


Figure 6.7 : Diagramme des concentrations des différents oxydes (pds.%) en fonction du temps (en ka) de trois secteurs de Güímar (BA, LA et GO).

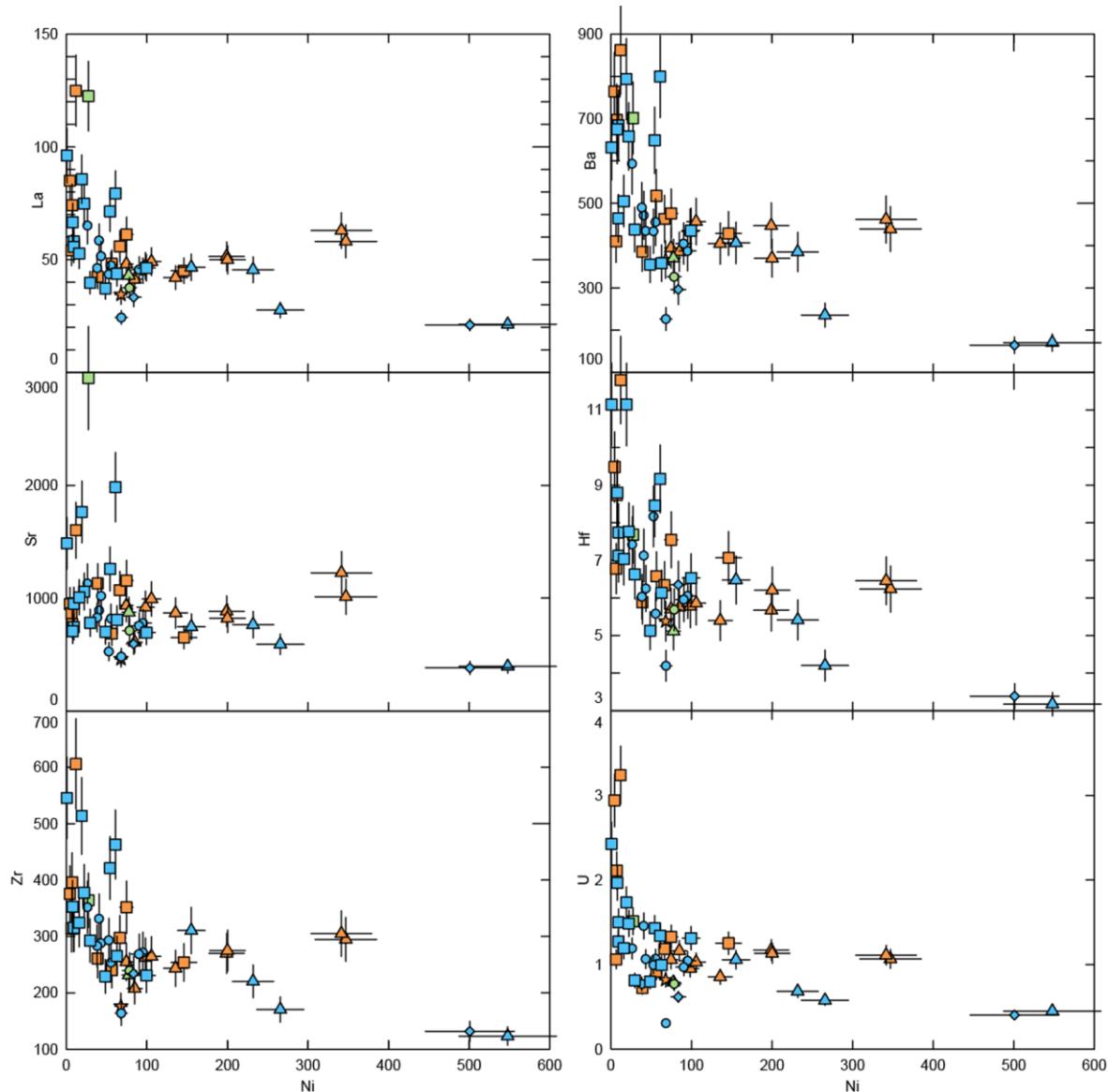


Figure 6.8 : Diagramme de différents éléments traces (en ppm) en fonction du Ni (ppm) des laves de Güímar. La légende est la même que pour la figure 5.4.

moins de variations pour les laves post-effondrement par rapport aux laves pré-effondrement. Ceci est directement lié aux compositions modales des laves. Les autres éléments montrent autant de variabilité avant ou après l'effondrement. L'évolution temporelle des éléments majeurs semble continue et n'est à priori pas influencée par l'effondrement de Güímar.

Afin de distinguer d'éventuelles tendances par secteurs géographiques, on peut reprendre la Figure 6.6 en distinguant trois secteurs qui présentent une superposition de coulées de lave importante (plus de dix échantillons collectés). Le premier secteur du Barranco de Badajoz (BA) est composé de vingt-cinq échantillons. L'évolution temporelle des laves de ce secteur montre une diminution globale de la teneur en  $\text{SiO}_2$  alors que les alcalins augmentent. Le fer semble augmenter avant l'effondrement, mais montre une grande variabilité durant la période centrée sur l'effondrement (Figure 6.7). Les secteurs de Ladera et Gocho montrent également une décroissance des teneurs en silice. En ce qui concerne les alcalins, la tendance de ces deux secteurs est différente du secteur BA, avec une diminution des teneurs avec le temps.

## 6.5. Les compositions en éléments traces

Les concentrations des éléments traces incompatibles sont anti-corrélées au Ni (Figure 6.8 ; Annexe B8). Le Ni est un élément présent en grande quantité dans les olivines et est corrélé au MgO. Les éléments incompatibles montrent également des concentrations plus faibles dans les laves les plus riches en mégacristaux d'olivine et pyroxène (Figure 6.10), qui sont pauvres en éléments traces. La présence de ces minéraux induit un effet de dilution dans la roche. Dans les laves pauvres en Ni (groupe 1 : laves aphyriques), on constate un enrichissement en éléments incompatibles. Cependant, à Ni constant, les concentrations des éléments traces montrent des valeurs différentes, pouvant aller du simple au double (par exemple, pour un Ni à 80 ppm, le La varie de 37 ppm à 86 ppm).

En ce qui concerne les REE, les laves sont globalement fractionnées entre les LREE et les HREE (Figure 6.10). La majorité des échantillons possède un rapport  $(\text{La/Yb})_N$  compris entre 12 et 19 et un rapport  $(\text{Sm/Yb})_N$  compris entre 4 et 6. Un groupe de huit laves montre un fractionnement La/Yb plus élevé que les autres échantillons pour un même fractionnement Sm/Yb. Ce groupe est constitué uniquement de laves aphyriques.

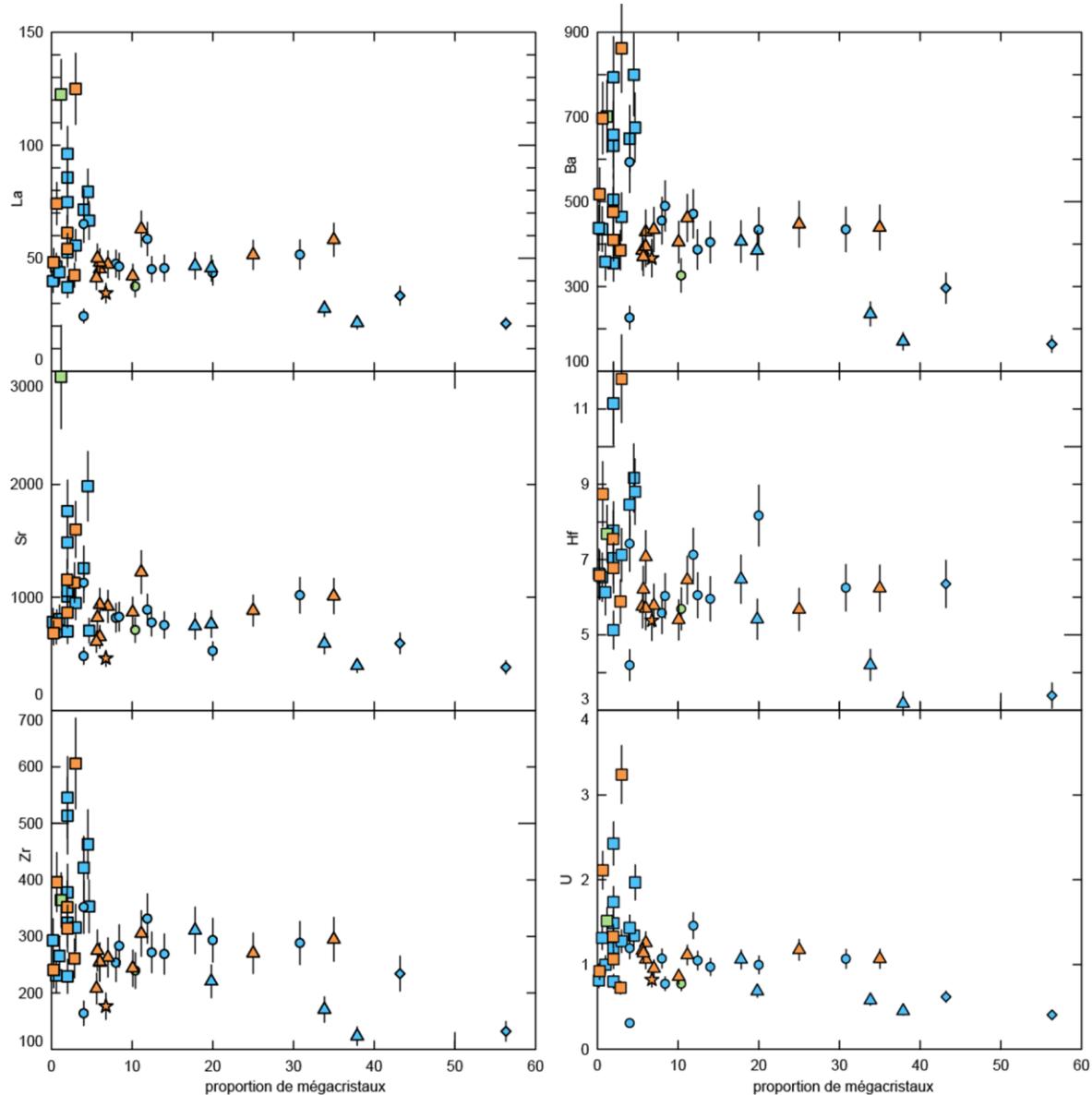


Figure 6.9 : Concentration (en ppm) de différents éléments traces en fonction de la proportion de mégacristaux présents dans les laves.

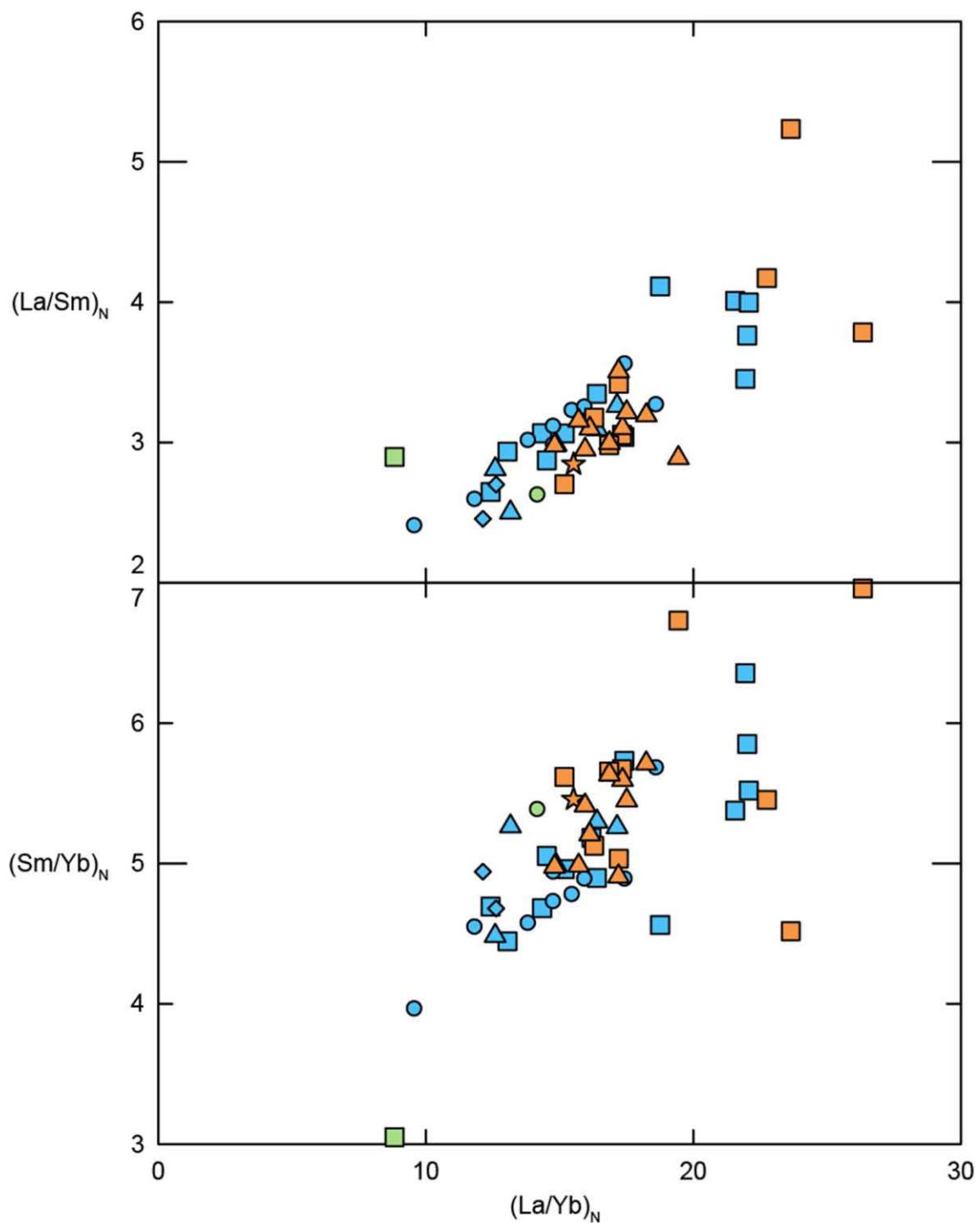


Figure 6.10 :  $(Sm/Yb)_N$  et  $(Sm/Yb)_N$  vs.  $(La/Yb)_N$  des laves de Güímar, montrant le fractionnement des REE.

L'échantillon BA-23 présente des rapports  $(La/Yb)_N$  et  $(Sm/Yb)_N$  significativement plus faibles que les autres, avec un fractionnement faible des HREE par rapport aux LREE. Cet échantillon est une lave dont l'âge est estimé proche de celui du effondrement, tout comme l'échantillon BA-01 (première lave post-effondrement) dans le fractionnement des REE est le plus élevée des échantillons. Aucune relation entre l'âge des laves et le fractionnement des REE n'est observable.

Les concentrations en éléments traces ne présentent aucune évolution marquante en fonction du temps (Figure 6.11). On note cependant une moindre variabilité (resserrement) des valeurs de Zr, La et Sr à l'approche de l'effondrement. Si l'on s'intéresse seulement au secteur du Barranco de Badajoz, les éléments suivants montrent une légère augmentation de leur concentration avec le temps : REE, Sr, Ba, Zr, Hf, Pb, U, Ta (Figure 6.12). Cette tendance est à nuancer car la variabilité des concentrations, à âge identique, reste assez forte. Cette variabilité est moindre pour les secteurs de Ladera (LA) et Gicho (GO), de qui semble indiquer une diminution de leurs teneurs avec le temps, contrairement au secteur BA.

## 6.6. Les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb

Les valeurs des rapports isotopiques de Pb, Sr et Nd sont reportées en annexe B9. Ces résultats sont en accord avec les données de la littérature concernant l'île de Tenerife (Figure 6.13). Le rapport isotopique  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  varie de 0,51285 à 0,51290 alors que le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varie entre 0,70308 et 0,70323. En ce qui concerne les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , ils varient respectivement entre 19,636 et 19,861, 15,598 et 15,632, et 39,526 et 39,741. Les laves de cette étude montrent moins de variabilité que les dykes de la rift-zone Nord-Est étudiés par Deegan *et al.* (2012), notamment sur le rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . De plus, les laves de Güímar ont des compositions isotopiques semblables au volcanisme central de l'île. La variabilité des données des laves de Güímar indique un mélange à trois composants. Il est possible de contraindre les compositions isotopiques de ces composants. Le premier (A) présente des rapports isotopiques de Pb et Nd radiogéniques et un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  peu radiogénique. Le second composant (B) suggère une composition peu radiogénique en Pb et Sr et radiogénique en Nd. Enfin, le dernier composant (C) montre un rapport isotopique de Sr radiogénique et

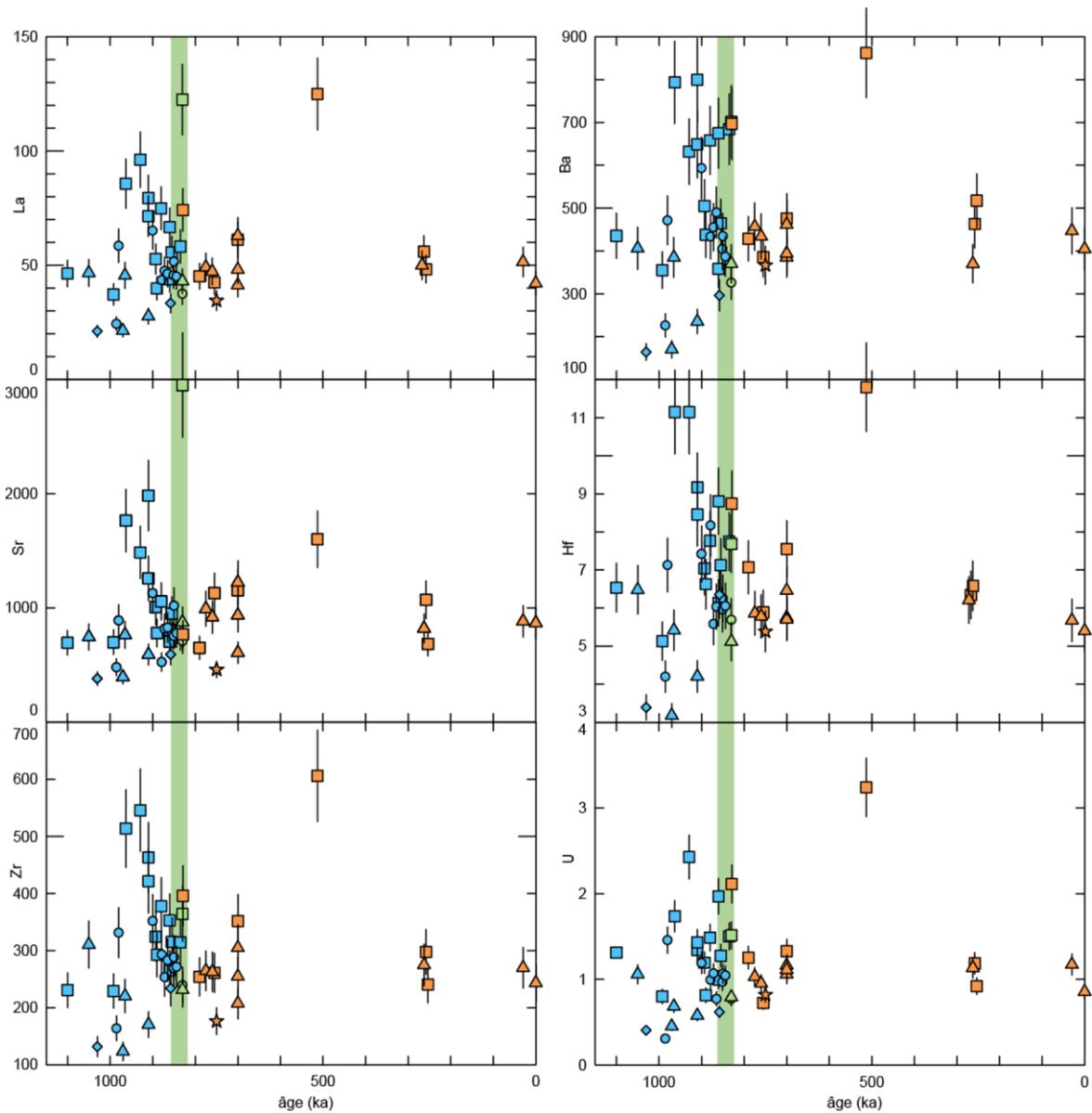


Figure 6.11 : Evolution temporelle des concentrations de différents éléments traces (en ppm) des échantillons de Güímar. Les barres vertes représentent l'effondrement.

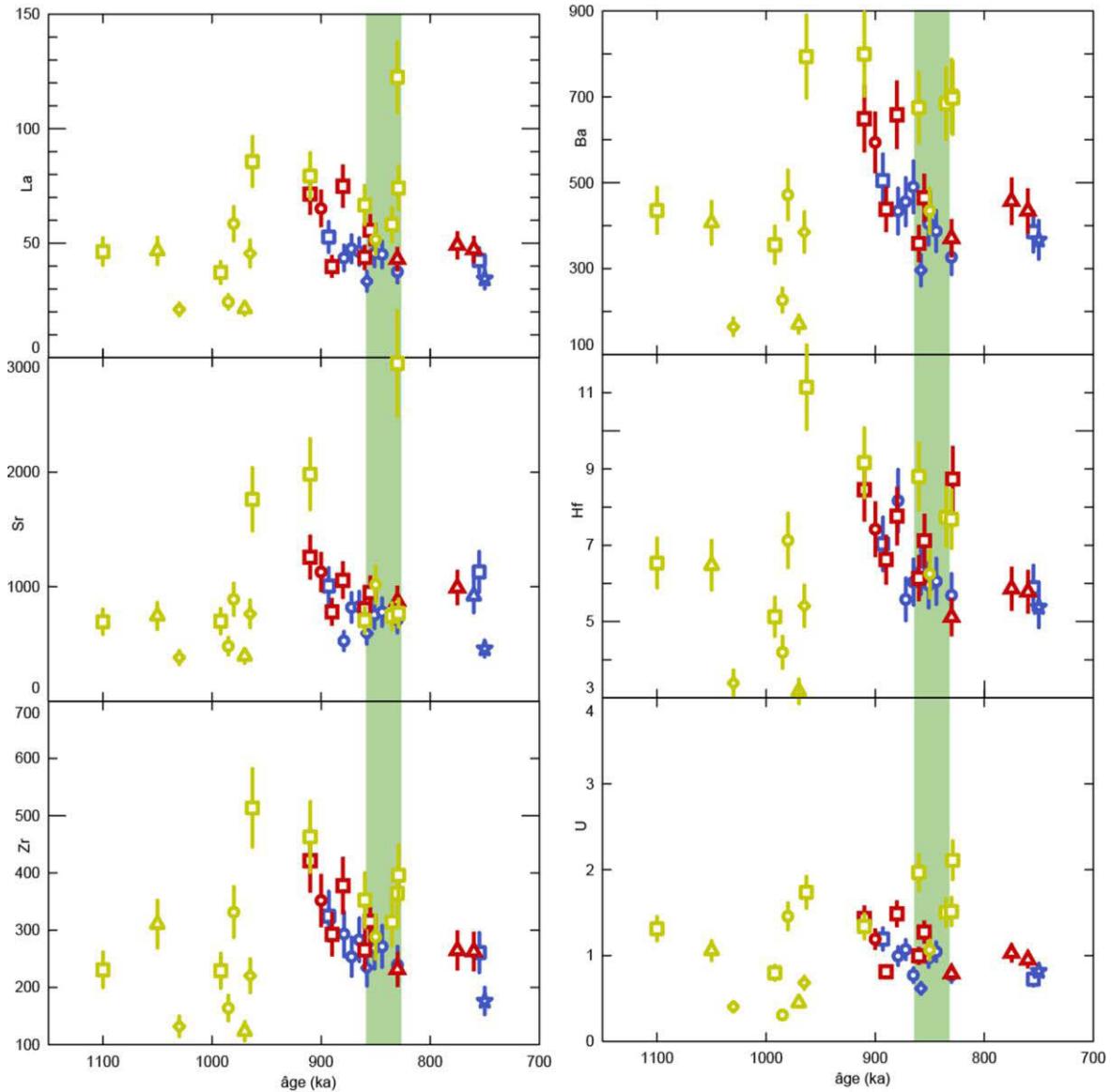


Figure 6.12 : Diagramme des concentrations des différents oxydes (pds.%) en fonction du temps (en ka) de trois secteurs de Güímar (BA, LA et GO). La légende est identique à la figure 5.7.

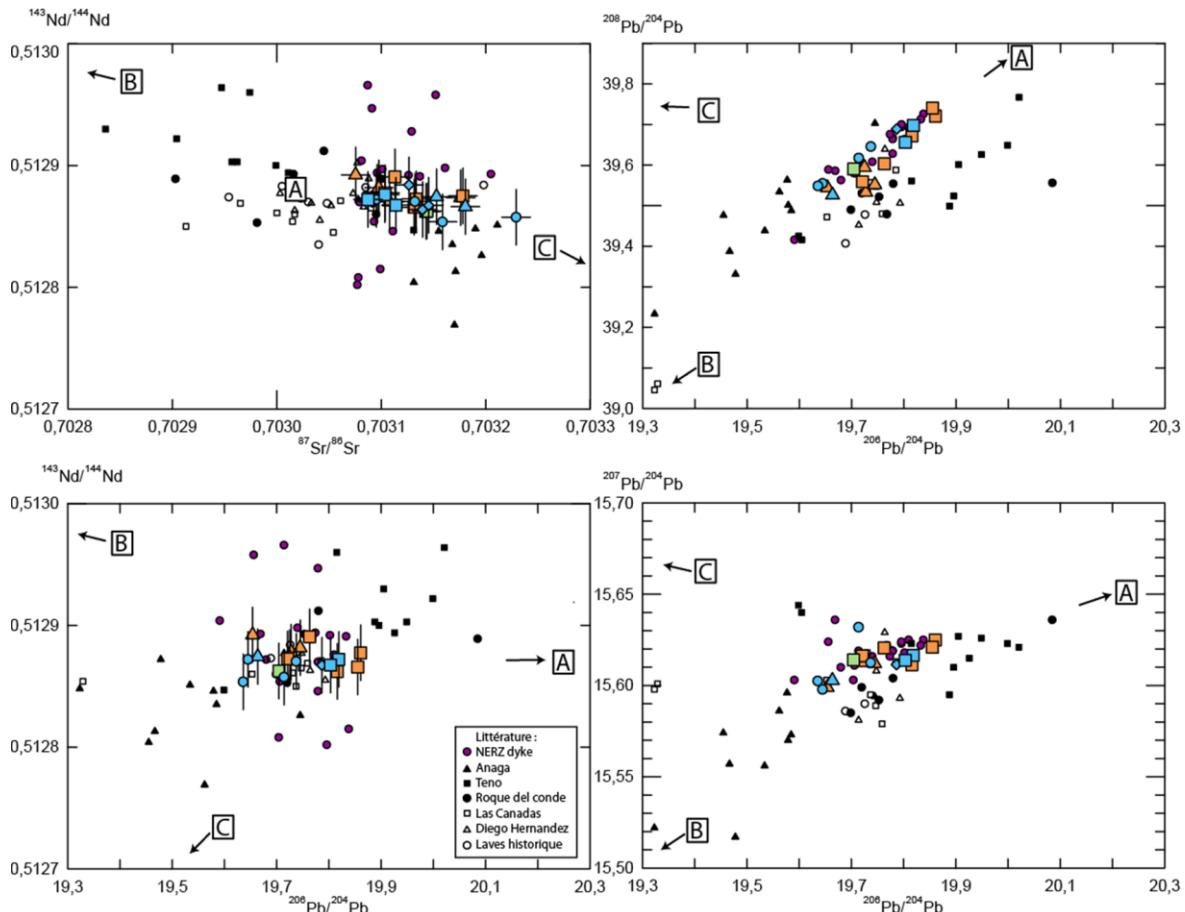


Figure 6.13 : Rapports isotopiques des basaltes de Tenerife. La légende des échantillons de cette étude est la même que pour la figure 5.4. Les données de la littérature proviennent de Simonsen *et al.* (2000), Gurenko *et al.* (2006) et Deegan *et al.* (2012). Les trois composants sont représentés par les lettres.

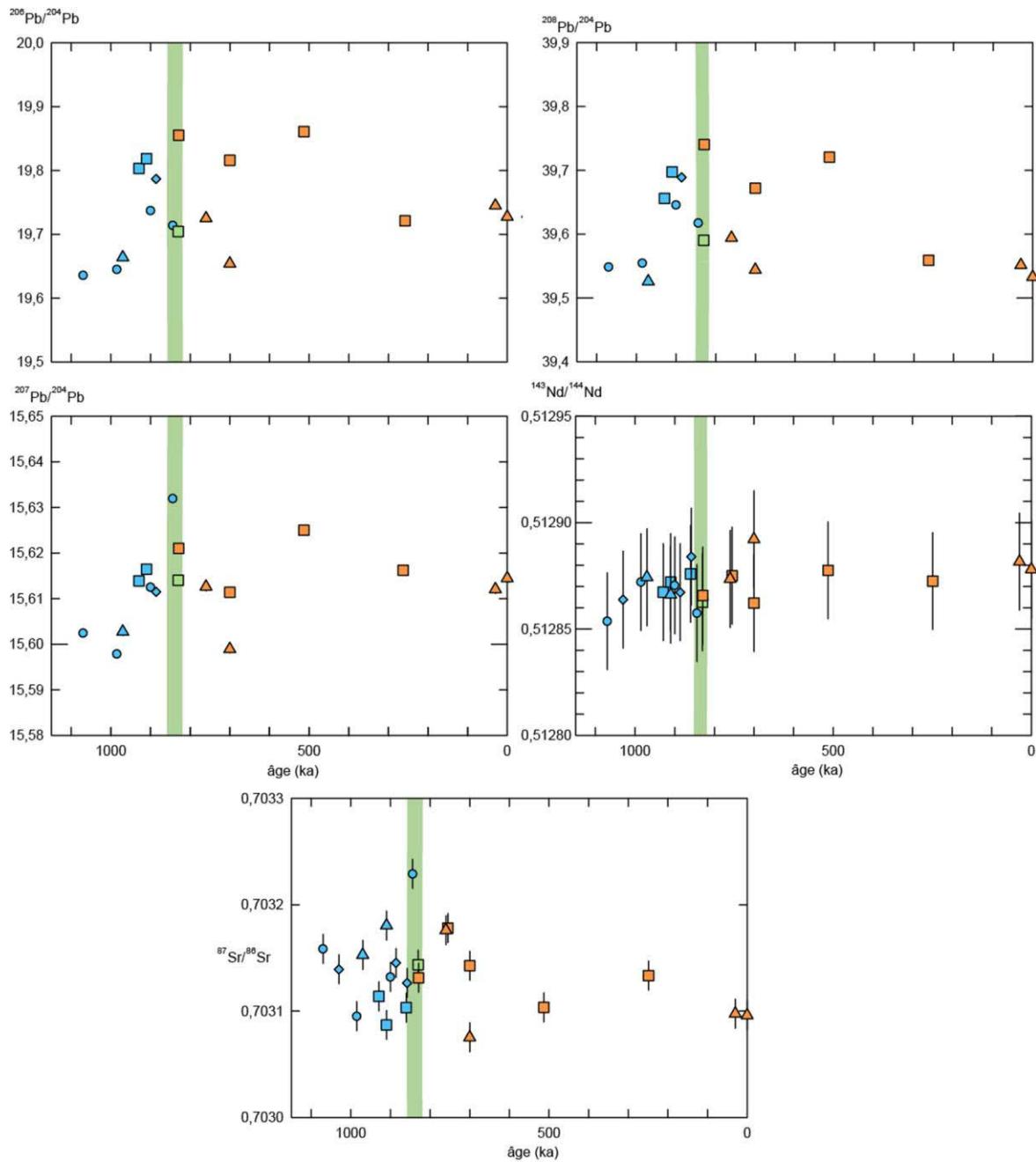


Figure 6.14 : Rapports isotopiques en fonction de l'âge des laves, ne montrant pas d'évolution temporelle en lien avec l'effondrement.

des rapports de Pb et Nd peu radiogéniques. Il semblerait que le composant A soit présent en différentes proportions pour toutes les laves, que le composant C est majoritairement présent pour les laves pré-effondrement, alors que le composant B a une plus grande influence sur les laves post-effondrement.

L'évolution temporelle des rapports isotopiques à Güímar ne montre pas de tendance particulière (Figure 6.14). Il est tout de même à noter que le diagramme présentant le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en fonction du rapport  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Figure 6.13) indique que les laves pré-effondrement sont plus radiogéniques en  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  par rapport aux laves post-effondrement.

## Conclusion

Les laves de Güímar montrent une histoire complexe avec de nombreux faciès de laves ainsi que des variations des éléments majeurs, traces et des rapports isotopiques. De fortes corrélations entre les concentrations des laves et les compositions modales sont visibles. Effectivement, de nombreux macrocristaux sont présents dans les laves. Les éléments traces montrent des variations multiples et non liées aux compositions modales. L'évolution temporelle montre une variabilité importante sur des échelles de temps courte, mais ne semble pas en lien avec l'effondrement de Güímar, bien que les laves pré-effondrement sont globalement moins riches en silice et plus radiogéniques en  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pour un même  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , que les laves post-effondrement.



## **Chapitre 7 :**

# **Le magmatisme et son évolution avant et après l'effondrement de Güímar**

## 7.1. Chronologie du volcanisme et rythme de construction.

La chronologie du volcanisme des îles Canaries est très bien documentée (plus de 500 datations radiométriques des roches de l'archipel ont été publiées), notamment sur Tenerife (cf. références citées dans le chapitre 2). Plusieurs campagnes ont été consacrées à la rift-zone Nord-Est de Tenerife, le principal secteur d'investigation étant la paroi septentrionale (Figure 2.7: secteurs du Barranco de Badajoz et de la Ladera). Outre les premières datations d'Abdel-Monem *et al.* (1972), une vingtaine d'échantillons ont été datés sur les parois de Güímar : quatre âges publiés dans Ancochea *et al.* (1990), deux dans Carracedo *et al.* (2007), neuf dans Carracedo *et al.* (2011), sept dans Kissel *et al.* (2014) et deux nouveaux âges dans le cadre de ce travail. Le Barranco de Badajoz est très bien documenté car il présente une succession de laves enregistrant la transition du Jaramillo Supérieur (Kissel *et al.*, 2014).

Ancochea *et al.* (1990) ont daté deux échantillons de part et d'autre de la discontinuité liée à l'effondrement de Güímar, permettant de situer celui-ci entre 870 et 840 ka. Carracedo *et al.* (2011) ont ensuite légèrement affiné cet âge à 860-831 ka. Le nouvel âge à  $855 \pm 14$  ka sur la dernière coulée pré-effondrement de la paroi Nord concorde parfaitement avec ces estimations.

Au niveau de la rift zone Nord-Est de Tenerife, Carracedo *et al.* (2011) ont estimé un taux de croissance pré-effondrement de  $2,5 \text{ km}^3/\text{ka}$ , surpassant largement le taux de croissance post-effondrement de  $0,25 \text{ km}^3/\text{ka}$  par remplissage des cicatrices des effondrements de Micheque (830 ka) et Güímar (860-831 ka). Ce taux pré-effondrement est comparable aux taux supérieurs à  $1 \text{ km}^3/\text{ka}$  estimés par Paris (2002) pour les volcans boucliers d'El Hierro (El Tiñor), La Palma (Cumbre Vieja) et Gran Canaria (Guigui-Horgazales), tandis que les taux post-effondrement s'inscrivent dans la lignée des boucliers du Teno et de l'Anaga à Tenerife.

Tous ces taux de construction sont calculés à partir de reconstructions paléotopographiques et ne peuvent rendre compte de la variabilité des taux d'accumulation (vertical en  $\text{m}/\text{ka}$ ) d'un secteur à l'autre. A partir de toutes les datations désormais disponibles à Güímar, il est possible de recalculer des taux d'accumulation sur plusieurs sections stratigraphiques. Sur la paroi Sud-Ouest (secteurs Izaña et Barranco de Badajoz), le

taux d'accumulation pré-effondrement est de 1,7 m/ka (400 m de laves et intrusions accumulés en 240 ka), ce qui est similaire au taux de 2 m/ka (150 m en 70 ka) calculé pour la paroi Nord (secteurs Gocho et Risco Filabres). Les taux d'accumulation pré-effondrement sur les flancs de la rift-zone Nord-Est sont donc très similaires du Nord au Sud de l'effondrement de Güímar. Guillou *et al.* (1996, 1998) et Paris (2002) ont mis en évidence des taux d'accumulation proches de 2 m/ka avant les effondrements d'El Golfo (El Hierro), de la Cumbre Nueva (La Palma) et de Garajonay (La Gomera).

A Güímar, les taux d'accumulation post-effondrement sont largement inférieurs : 0,5 m/ka (150 m en 320 ka) entre Gocho et Risco Filabres. Aucun taux de remplissage du fond de la cicatrice d'effondrement n'a pu être calculé à Güímar, mais il semblerait que le comblement de l'effondrement de Micheque (Figure 2.7) ait été nettement plus rapide (>10 m/ka dans la Galeria de los Dornajos, Carracedo *et al.*, 2011). Les taux d'accumulation de lave dans les cicatrices d'effondrement des Canaries sont très variés, allant de valeurs très faibles comme à Güímar (0,5 m/ka) et La Gomera (0,2 m/ka), à des valeurs très rapides comme à Micheque (>10 m/ka) et La Palma (5 m/ka au Bejenado, suite à l'effondrement de la Cumbre Nueva).

## 7.2. Le magmatisme de Güímar

### 7.2.1. Cristallisation fractionnée et accumulation

Les laves et intrusions de Güímar sont mafiques et alcalines. Ces caractéristiques sont généralement interprétées comme résultant du faible taux de fusion partielle de roches mantelliques. Le MgO est le constituant principal des olivines présentes en grande proportion dans le manteau supérieur terrestre. La teneur élevée en MgO d'une lave suggère ainsi que le magma à partir duquel elle a cristallisé était « primitif », n'ayant que peu (si ce n'est pas du tout) expérimenté de processus physico-chimiques en mesure de faire diminuer sa concentration en MgO. Une telle diminution peut résulter notamment de la cristallisation fractionnée de minéraux riches en MgO, tels que l'olivine ou le pyroxène. Ces derniers incorporent, lors de leur cristallisation, du magnésium, appauvrissant par là même le magma résiduel. Alternativement, des teneurs fortes en MgO peuvent témoigner de l'enrichissement des laves en cristaux riches en magnésium. Effectivement, si olivines et

pyroxènes, qui ont cristallisé au sein de la zone de stockage, sont incorporés au magma lors de sa remontée, ce dernier présentera des teneurs plus élevées que celle du magma « primitif » si la quantité d'antécristaux est suffisante. Ces deux processus, d'appauvrissement et d'enrichissement en MgO, ont affecté les laves de Güímar. Leur quantification a été établie par bilan de masse et est illustrée sur la Figure 7.1. Pour cela, l'échantillon AY-03, aphyrique (groupe 1) et riche en MgO, a été utilisé pour représenter le liquide le plus proche d'un liquide primitif, ayant peu été modifié par la cristallisation fractionnée et par l'accumulation de minéraux magnésiens, tandis que les compositions des minéraux correspondent aux moyennes des mesures des mégacristaux présents dans les laves de Güímar. Les résultats de nos calculs montrent un taux de cristallisation fractionnée maximal de 40%, correspondant à un cumulat composé de 80% de clinopyroxènes, 10% d'olivines et 10% d'oxydes de fer et de titane. La présence de plagioclase n'est pas nécessaire pour expliquer les compositions des laves. En ce qui concerne l'accumulation des antécristaux, un maximum de 70% de ces derniers, constitués de 60 à 40% de clinopyroxènes et 40 à 60% d'olivines, est à considérer. Cette valeur maximale, cependant, est questionnable. En effet, la détermination des compositions modales des roches montre une contribution maximale de 55% d'antécristaux. Les deux processus discutés, cristallisation fractionnée et accumulation d'antécristaux, ne permettent donc pas de rendre compte de l'ensemble des compositions des laves.

La cristallisation fractionnée et l'accumulation d'antécristaux affectent également les concentrations des éléments traces. Le Ni est un élément compatible vis-à-vis de l'olivine ; il se comporte donc de la même façon que le MgO. Les laves les plus pauvres en Ni sont les laves aphyriques qui reflètent un taux de cristallisation fractionnée important. Les laves riches en Ni, au contraire, sont les ankaramites (groupe 4), riches en mégacristaux (> 40 %).

Sept laves aphyriques échappent à ces caractéristiques et présentent à la fois une teneur en MgO proche de 5 pds.% (entre 4,8 et 5,1 ; moyenne égale à 4,95) et une teneur en Ni faible (entre 6 et 22 ppm, avec une moyenne à 13 ppm). Ces laves montrent de fortes variations de leurs concentrations dans les autres oxydes (ex : SiO<sub>2</sub> varie de 43,8 à 48,5 pds.%, CaO varie de 8,7 à 11 pds.%), ainsi que pour les éléments traces. Les processus de

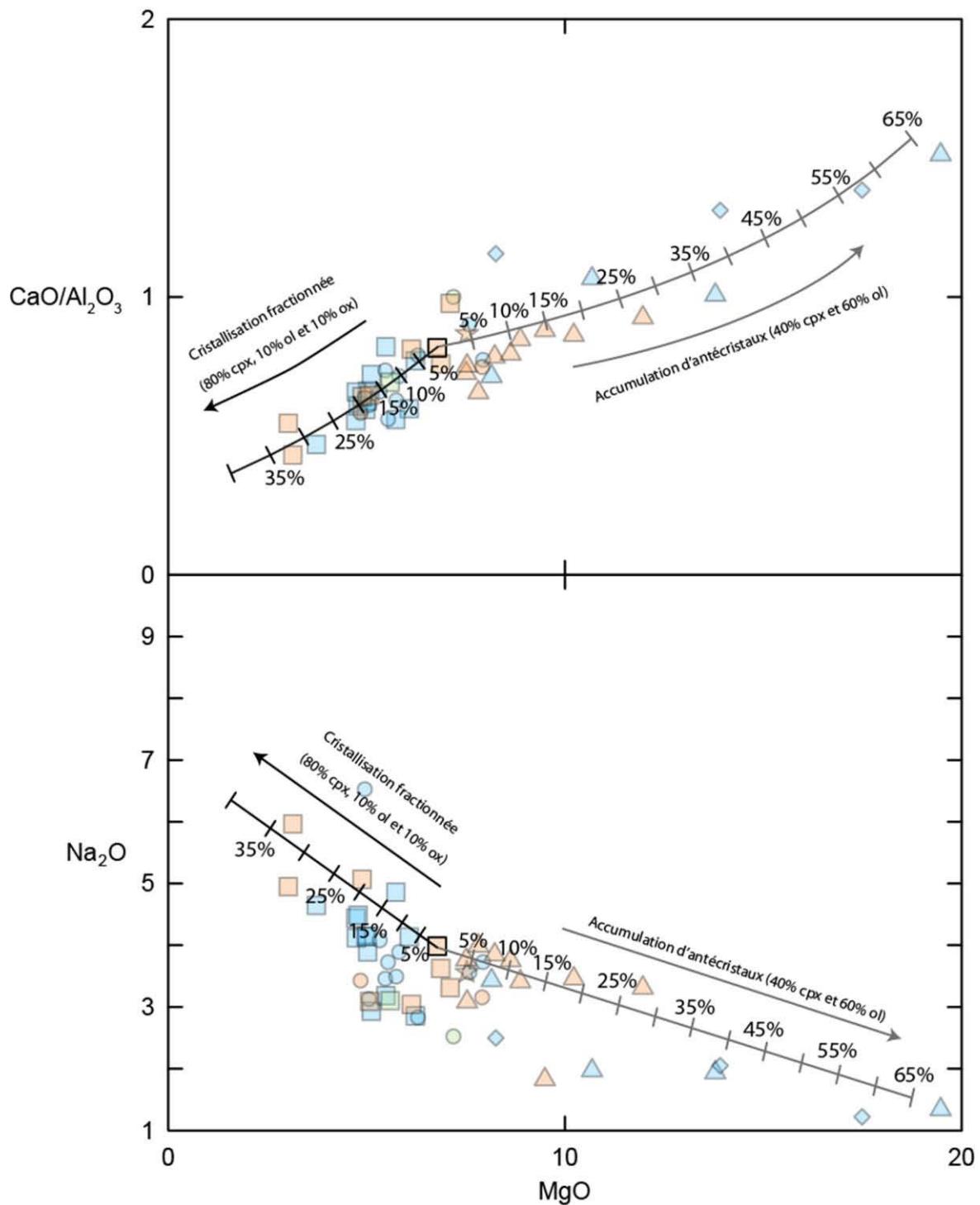


Figure 7.1 : Diagramme des rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  en fonction du  $\text{MgO}$  (en pds.%) des laves de Güímar. Les droites noires et grises représentent la cristallisation fractionnée et de l'accumulation de cristaux dans le magma. Les pourcentages indiquent la proportion de cristaux nécessaires afin de reproduire les concentrations des laves.

cristallisation fractionnée et d'accumulation d'antécristaux ne permettent pas d'expliquer ces variations.

### 7.2.2. Assimilation et fusion partielle

Les caractéristiques chimiques de ces sept laves à MgO constant et aphyriques peuvent traduire la variation du taux de fusion partielle ou représenter l'hétérogénéité de la composition du liquide primitif. Effectivement, pour de faibles taux de fusion partielle d'une source, les liquides seront enrichis en éléments incompatibles (tels que les alcalins). Lorsque ce taux de fusion partielle augmente, les éléments moins incompatibles vont être impliqués dans la fusion et diluer les éléments plus incompatibles, qui seront moins concentrés dans les liquides. Les éléments compatibles (tel que le calcium) suivent le raisonnement inverse. Des variations de taux de fusion induisent donc des changements de concentration des éléments majeurs et traces permettant d'expliquer les variations des sept laves précédemment citées.

En ce qui concerne l'hétérogénéité de la source, deux possibilités sont à envisager. La première repose sur une source hétérogène, composée d'au moins deux constituants, qui présente des caractéristiques de fusion contrastées. L'influence d'un composant varie alors grandement en influençant les compositions chimiques des laves. La seconde possibilité comprend deux sources distinctes, dont la seconde est incorporée par assimilation de l'encaissant par les magmas primitifs résultant de la fusion de la première source, plus profonde.

Toutes ces possibilités entraînent les mêmes variations de compositions chimiques des magmas émis. Il est donc difficile de favoriser une hypothèse plutôt qu'une autre sur la base des teneurs en éléments majeurs et traces. Certains rapports d'éléments traces peuvent cependant permettre de répondre à ces questions.

Hofmann *et al.* (1986) ont défini le rapport moyen Nb/U pour les MORB et OIB comme étant  $47 \pm 10$ . Ceci reflète un comportement identique de ces deux éléments pendant la fusion du manteau donnant naissance aux basaltes océaniques. Dans le cas des laves de Güímar, ce rapport est compris entre 51 et 113. Les valeurs élevées sont associées à des valeurs élevées des rapports Ba/U et Zr/U (Figure 7.2). Ces valeurs, liées au fait que

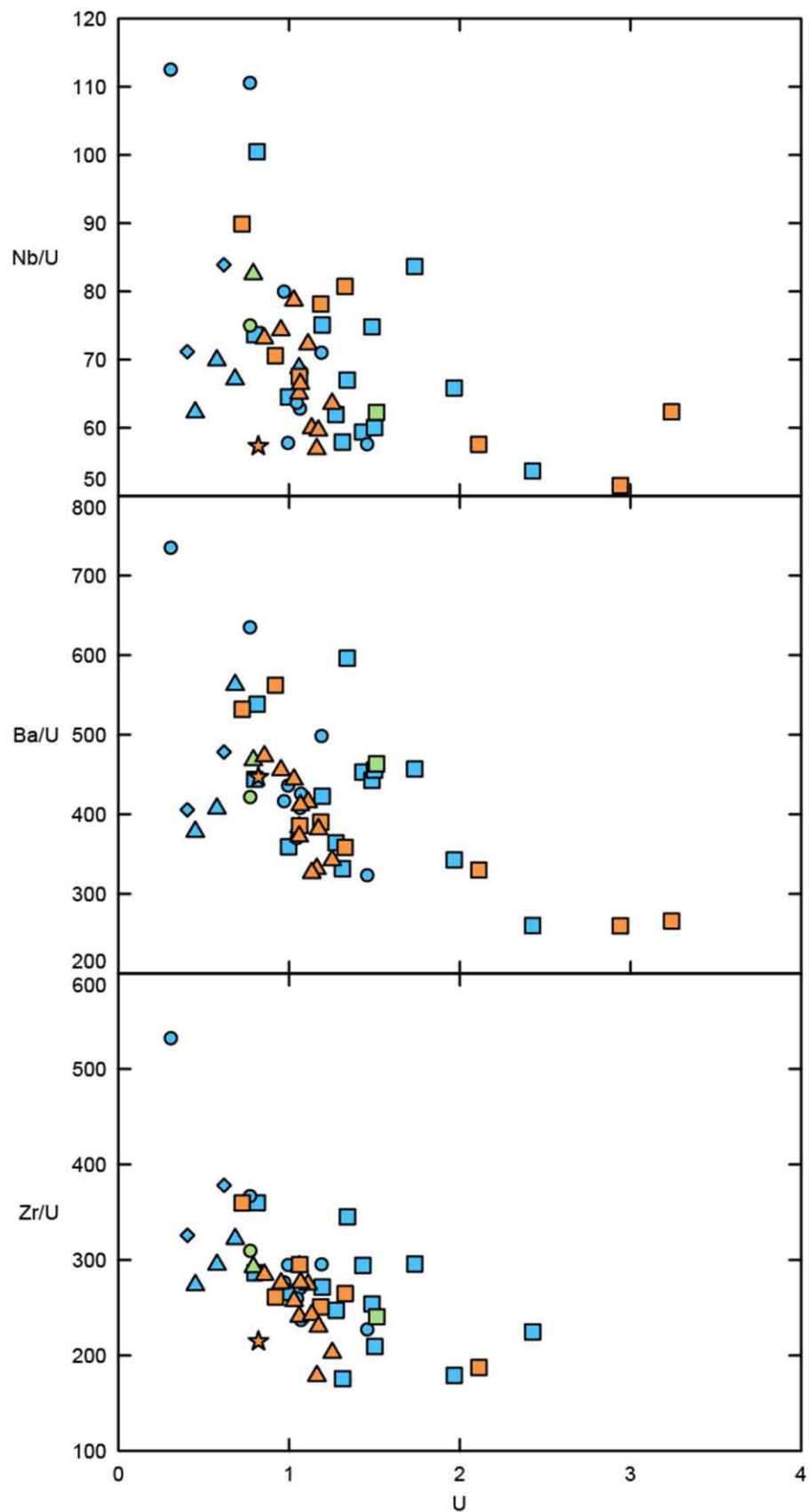


Figure 7.2 : Diagramme des rapports Nb/U, Ba/U et Zr/U en fonction de U (en ppm) indiquant un enrichissement du rapport Nb/U par rapport aux MORB et OIB dont la moyenne est de  $47 \pm 10$  (Hofmann *et al.*, 1986).

les concentrations en Ba, Nb et Zr soient corrélées aux teneurs en U, peuvent être liées à la présence d'amphibole et de phlogopite dans la source des magmas. Ces deux minéraux ont une affinité pour le Ba, Nb et Zr (Halliday *et al.*, 1995 ; LaTourrette *et al.*, 1995). La présence de ces minéraux peut être due à différentes sources et phénomènes. Une des hypothèses consiste en la formation de veines d'amphibole et de phlogopite par métasomatisme de la lithosphère (Lundstrom *et al.*, 2003 ; Pilet, 2015). Une seconde hypothèse propose que cette signature provienne de la lithosphère océanique recyclée (Gurenko *et al.*, 2006). Cette signature proviendrait alors de reliquats d'amphiboles et phlogopites et le rapport Nb/U serait un traceur de source. Cependant, aucune co-variation entre le rapport Nb/U et les compositions isotopiques n'est visible (Figure 7.3), ce qui implique que cette signature n'est pas liée à la source profonde du magmatisme de Güímar, mais serait plutôt due à l'assimilation de cumulats d'amphiboles et de phlogopites présents au sein de la lithosphère océanique métasomatisée, dont le degré de fusion est variable.

Le fractionnement des Terres rares légères (LREE) par rapport aux Terres rares lourdes (HREE) n'est pas (ou de manière non significative) influencé par la cristallisation fractionnée d'olivines et/ou de pyroxènes. Effectivement, ces deux minéraux n'incorporent que très peu de Terres rares. La Figure 6.10 présente les variations des rapports La/Sm, La/Yb et Sm/Yb (normalisés aux chondrites) enregistrées dans nos échantillons. Deux laves présentent un fractionnement relativement plus faible des LREE par rapport aux HREE, associé à un fractionnement moindre des LREE par rapport au MREE (Terres rares intermédiaires). Cette caractéristique (fractionnement faible des REE) marque l'absence (ou une très faible quantité) de grenat résiduel dans la source. Le faible fractionnement des LREE par rapport aux HREE de ces deux laves peut également révéler un taux de fusion partielle plus élevé que celui des autres échantillons. Les LREE sont plus incompatibles que les HREE. Par conséquent, si le taux de fusion partielle augmente, le rapport La/Yb diminue. Cette variation du rapport La/Yb s'accompagne, de plus, d'une diminution des teneurs en REE par effet de dilution des autres éléments chimiques. Un tel scénario est, à priori, contredit par les variations de concentrations en REE de nos échantillons : notamment la lave présentant le rapport La/Yb le plus faible est une des plus riches en REE.

Les échantillons dont le fractionnement des LREE par rapport aux HREE est élevé présentent également un fort rapport La/Sm. Ceci reflète un appauvrissement en HREE du

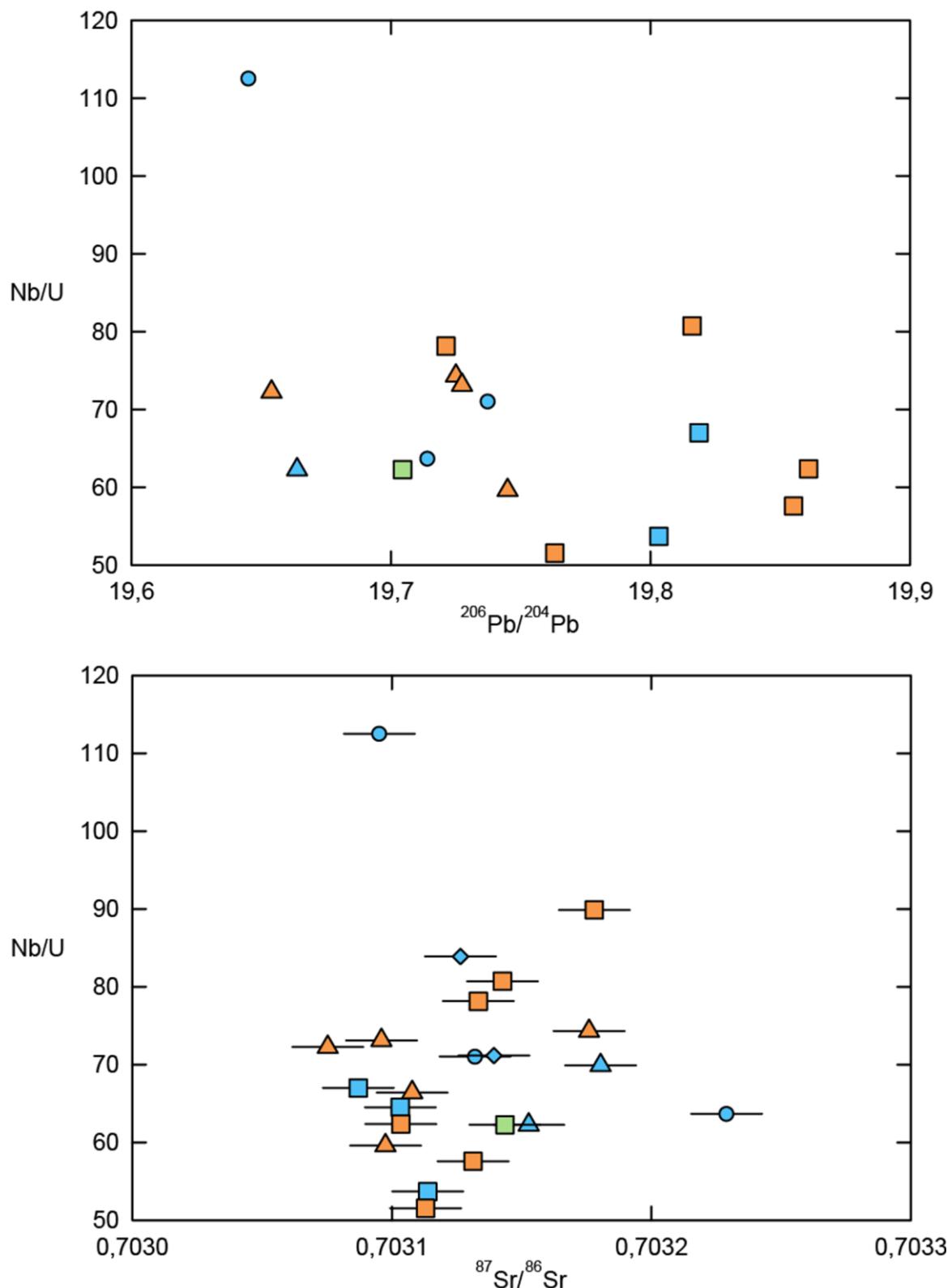


Figure 7.3 : Diagrammes Nb/U en fonction du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  montrant une absence de corrélation entre le rapport Nb/U et les compositions isotopiques. La signature de ce rapport n'est pas liée à la source profonde du magmatisme de Güímar.

magma, qui suggère soit la présence de grenat résiduel dans la source, soit un taux de fusion partielle faible. Dans le cas des laves de Güímar, les laves présentant un fort fractionnement des REE ne sont pas les laves les plus riches en La. Ceci exclut donc l'hypothèse d'un taux de fusion partielle plus faible pour ces échantillons. Les teneurs en REE traduisent donc la présence de grenat au résidu de fusion partielle. Plus la quantité de grenat au résidu de fusion est importante, plus les REE seront fractionnées. La majorité des laves présente un fractionnement moyen, mais un groupe de laves aphyriques montre un fractionnement fort, dû à la présence d'une quantité importante de grenat au résidu de fusion.

### 7.2.3. La source hétérogène du magmatisme de Güímar

Les compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb des îles Canaries ont été interprétées comme reflétant la fusion de croûte océanique recyclée, additionnée à deux autres composants de signature respective DMM et EM-I (Hoernle *et al.*, 1991, 1995 ; Marcantonio *et al.*, 1995 ; Widom *et al.*, 1999 ; Simonsen *et al.*, 2000 ; Geldmacher *et al.*, 2001 ; Abratis *et al.*, 2002 ; Demény *et al.*, 2004 ; Gurenko. *et al.*, 2006, 2009 ; Day *et al.*, 2009 ; Deegan *et al.*, 2012). Le magmatisme de l'île de Tenerife est également généré par ces trois mêmes composants, comme le montrent les données isotopiques de la littérature et des laves de Güímar (Figure 6.13). Le composant DMM présente une signature similaire à la composition des MORB Atlantique (Simonsen *et al.*, 2000 ; Gurenko *et al.*, 2006 ; Deegan *et al.*, 2012). La participation du composant EM-I est suggérée par l'étude de Simonsen *et al.* (2000), qui proposent que ce composant faiblement radiogénique en Pb et Nd est également présent dans la source des laves de Gran Canaria (Hoernle *et al.*, 1991). Cependant, le composant EM-I ne permet pas d'expliquer les valeurs isotopiques les moins radiogéniques pour le Pb et le Nd des laves de Tenerife. Ces laves font partie du massif d'Anaga, situé au Nord-Est de Güímar. Afin d'expliquer les différentes variations isotopiques, la contamination des magmas lors de leur remontée au sein de la croûte océanique et de l'édifice est discutée par de nombreux auteurs (Simonsen *et al.*, 2000 ; Gurenko *et al.*, 2006 ; Deegan *et al.*, 2012). Les sédiments marins présents sur le plancher océanique montrent des compositions isotopiques peu radiogéniques pour les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Deegan *et al.* (2012) interprètent certaines des variations

isotopiques du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en termes de contamination des liquides à l'origine des dykes de la NERZ par un constituant semblable aux tufs présents à Gran Canaria. Ces tufs montrent une importante altération hydrothermale de faible température (Troll, 2001). En revanche, les échantillons documentés par Deegan *et al.* (2012) n'ont pas été «lessivés» durant leur préparation et les compositions isotopiques mesurées sont possiblement affectées par l'eau de mer (interaction syn- ou post-éruptive avec l'eau de mer, dont le rapport isotopique de Sr est relativement élevé :  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7092$ ).

Les laves de Güímar présentent des compositions isotopiques en accord avec celles mesurées sur les autres formations de Tenerife (e.g. Simonsen *et al.*, 2000). Elles se situent majoritairement dans le champ de variation du volcanisme central, ancien comme récent (Figure 6.13) et elles suggèrent la présence de trois composants dans leur source. Le premier de ces composants (noté 1, cf. Figure 7.4) correspond à de la croûte océanique, recyclée par subduction au sein du manteau et ré-échantillonnée par le panache des Canaries. La composition de cette dernière est calculée suivant un modèle à deux stades (Chauvel *et al.*, 1992), à partir de la composition du plomb primordial (Tatsumoto *et al.*, 1973), en utilisant les paramètres ci-après:  $\mu_1 (= (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_1) = 8.1$  ;  $\mu_2 = 22$  ;  $\kappa_1 (= (^{232}\text{Th}/^{238}\text{U})_1) = 3.9$ , et  $\kappa_2 = 3.5$ . L'âge de la croûte est fixé à 1,15 Ga (Thirlwall, 1997). Le second composant (noté 2) montre des compositions isotopiques similaires à celles des MORB de l'océan Atlantique aux latitudes de l'archipel des Canaries (Ito *et al.*, 1987 ; Debaille *et al.*, 2006). Ce composant représente la lithosphère océanique de type DMM où se produit l'assimilation de phlogopites et amphiboles. Les compositions en éléments traces de cette lithosphère sont estimées d'après l'étude de Workman et Hart (2005). Le troisième composant (noté 3), quant à lui, présente de fortes similitudes avec les sédiments marins qui ont été échantillonnés, d'une part au Sud de l'archipel (forage DSDP 397 ; Hoernle *et al.*, 1991), et d'autre part, sur Fuerteventura (sédiments d'âge Crétacé à l'affleurement : Deegan *et al.*, 2012 ; Wiesmaier *et al.*, 2012). Le mélange en proportions variables de ces composants est présenté sur la Figure 7.4 (le détail des calculs est reporté en annexe B10). Les compositions isotopiques des laves de Güímar sont reproduites, à condition que la proportion de sédiments soit faible (< 5 % au total). Les compositions isotopiques des sédiments sont très différentes de celles des laves (Simonsen *et al.*, 2000) et leurs teneurs sont relativement élevées en éléments traces, notamment en Pb. Par conséquent, une faible quantité de sédiments dans le mélange entraîne une variation

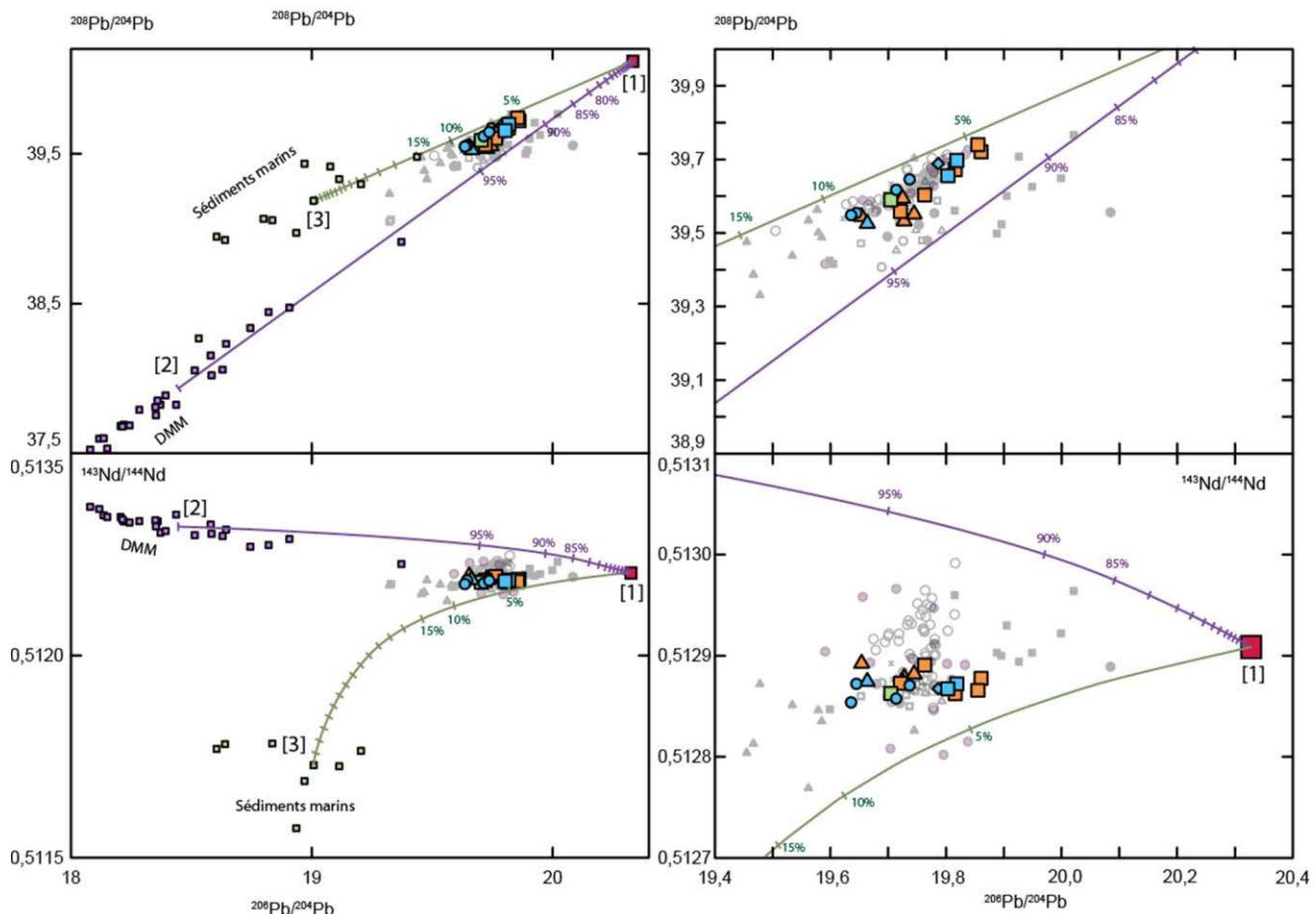


Figure 7.4 : Modèles de mélanges isotopiques illustrant les sources de la variabilité des laves de Güímar. Les données de la littérature sont représentées par les petits symboles suivant la même légende que la figure 6.13. Le composant DMM est symbolisé par les carrés violets. Le mélange entre ROC (carré rouge [1]) et DMM [2] est représenté en violet également. Il en est de même pour les sédiments marins [3] qui adoptent la couleur verte.

importante des compositions isotopiques. La proportion de mélange du composant de composition DMM est relativement importante (de 30 à 90 % au total). Cette proportion correspond néanmoins à un maximum et ces taux d'assimilation sont vraisemblablement trop importants. En effet, ce modèle considère une fusion totale du composant DMM, alors que l'assimilation d'encaissant peut être plutôt représentée par de faibles taux de fusion partielle de DMM (Millet *et al.*, 2008). De faible taux de fusion partielle engendrent un liquide enrichi en éléments incompatibles (comme le Pb et le Nd). Plus ce taux est faible et plus le liquide sera enrichi. Ceci a pour conséquence de diminuer la proportion du composant DMM dans le mélange final. Un taux d'assimilation plus faible est plus réaliste.

Aussi, il est important de noter que ce modèle est proposé à titre indicatif uniquement et que c'est la variation des proportions des différents composants qui nous intéresse avant tout ; nous en rediscuterons dans la section 7.3. Par ailleurs, les sédiments marins analysés montrent une variabilité importante de leur composition isotopique et de leur concentration en éléments incompatibles. Cette hétérogénéité isotopique et chimique n'est pas prise en compte dans le modèle, puisque le composant 3 est considéré comme identique pour toutes les laves.

Le magmatisme de Güímar est expliqué par un faible taux de fusion partielle d'une source mantellique plus ou moins riche en grenat et dont les compositions isotopiques suggèrent la présence de trois constituants dont le principal est un constituant de type croûte océanique recyclée. Lors de sa remontée, le magma interagit avec les roches lithosphériques environnantes de signature isotopique de type DMM et avec des veines d'amphiboles et de phlogopites. Le magma se stocke ensuite en profondeur, où se produisent les processus de cristallisation fractionnée. Lors de son ascension, le magma entraîne avec lui une partie des cristaux alors formés. Le magma rencontre une seconde zone de stockage, sûrement située juste au-dessus du plancher océanique où reposent les sédiments marins qui sont incorporés en faibles proportions avant l'ascension finale du magma.

### 7.3. Evolution temporelle et relation avec l'effondrement de Güímar

Afin de mieux comprendre le magmatisme de Güímar, il est nécessaire de s'intéresser à son évolution temporelle. Comme nous l'avons vu précédemment (cf chapitre 6), les compositions chimiques montrent quelques variations temporelles (Figure 6.6, Figure 6.11 et Figure 6.14). Les laves pré-effondrement montrent une grande variabilité des concentrations en éléments majeurs et traces, variation qui est corrélée à la composition modale des laves. Celles-ci sont généralement plus riches en mégacristaux que les laves post-effondrement, indiquant un taux d'accumulation d'antécristaux plus élevé (seul 1/3 des laves contenant plus de 20 % de mégacristaux sont post-effondrement). Les laves post-effondrement montrent en moyenne une plus grande teneur en MgO que les laves pré-effondrement (Figure 6.4). Compte tenu du fait qu'elles renferment généralement peu d'antécristaux, cela suggère qu'elles ont subi un taux de cristallisation fractionnée plus faible.

De faibles variations chimiques (éléments majeurs et traces) temporelles sont visibles sur trois principaux secteurs d'échantillonnage (Figure 6.7 et Figure 6.12). Cependant, ces trois secteurs ne montrent pas la même évolution. Alors que pour les laves du secteur du Barranco de Badajoz, on peut noter une augmentation des teneurs en Zr et en La avec le temps (âge décroissant des laves), pour les laves des secteurs de Ladera et de Gocho une diminution de ces concentrations au cours du temps est observée. Ces tendances sont peu marquées et contradictoires. Les variations entre chaque secteur sont plus faibles que les variations au sein d'un seul secteur. De plus, les secteurs du Barranco de Badajoz et de Ladera sont tous les deux situés sur la paroi Sud-Ouest de l'effondrement et correspondent aux mêmes événements volcaniques. Les variations temporelles propres à chacun de ces secteurs ne sont que peu significatifs au regard de l'évolution des toutes les laves de Güímar. Il est nécessaire de regarder les variations associées à l'ensemble des laves pour mieux caractériser les évolutions temporelles des laves de Güímar.

Les rapports isotopiques des laves ne montrent pas d'évolution temporelle à proprement parler. Cependant, sur un diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en fonction de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Figure 7.5), on constate que pour une même valeur du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  les laves post-effondrement sont globalement moins radiogéniques en  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  que les laves pré-

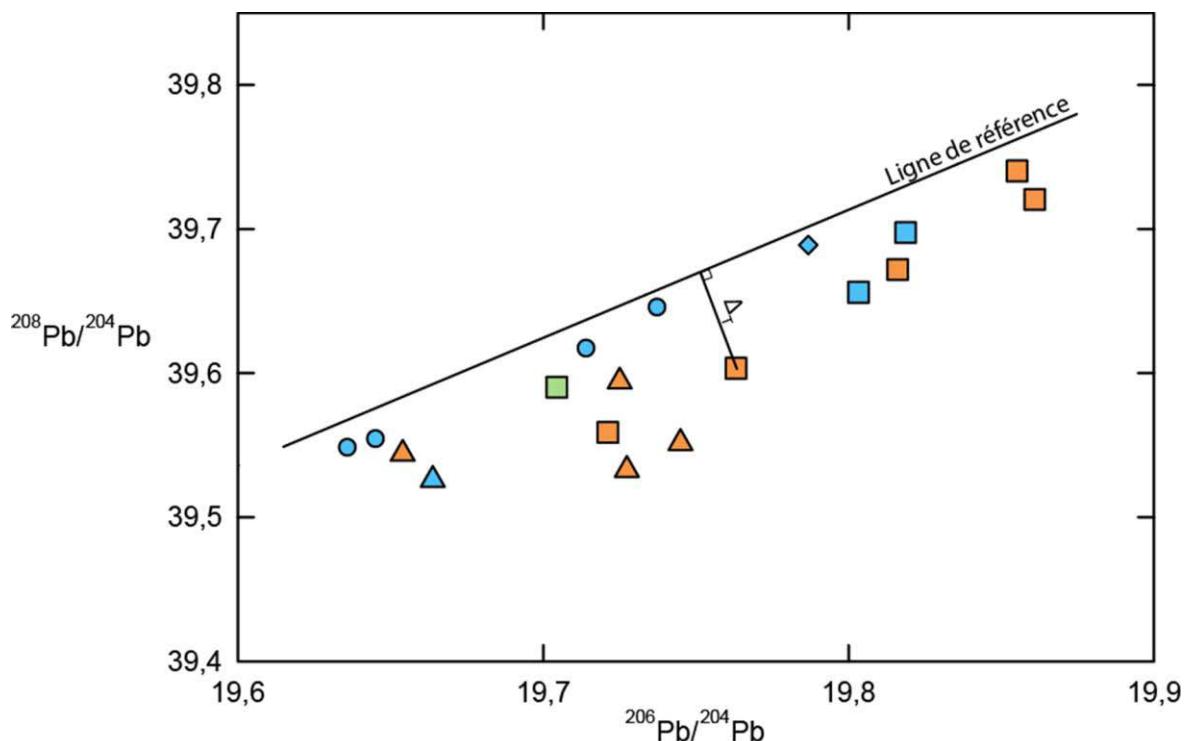


Figure 7.5 : Diagramme du rapport  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en fonction du  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  illustrant le calcul du paramètre  $\Delta_T$ , qui représente la distance la plus courte entre la ligne de référence et un échantillon. La ligne de référence représente une droite de mélange entre ROC, DMM et 2 % de sédiments marins.

effondrement. Afin de quantifier cette observation, nous avons calculé la distance isotopique  $\Delta_T$  (Millet *et al.*, 2009) qui sépare chaque lave de Güímar de la droite représentant l'enveloppe supérieure de ces dernières (2 % du composant 3-sédiments et 98 % de l'ensemble composant 1 + composant 2) dans le diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Ce paramètre permet d'illustrer les variations de proportions des trois composants en un seul paramètre. L'évolution de  $\Delta_T$  en fonction du temps est reportée sur la Figure 7.6. L'augmentation de la valeur de ce paramètre traduit une diminution des proportions de sédiments (3) dans le mélange, et donc une augmentation des proportions des composants 1 et 2. L'ensemble des échantillons, sauf deux parmi les laves pré-effondrement, définit une corrélation positive qui traduit la diminution avec le temps des proportions de sédiments dans la source des laves ROC/DMM/Sédiments. Les deux échantillons (BA-14 et RF-03) qui sortent de la corrélation ne présentent aucun critère permettant de les caractériser de laves anomales et suggèrent une certaine variabilité de la proportion de sédiments incorporés par les laves avant l'effondrement. La variation quasi continue de la proportion de sédiments marins à la source des laves, bien que moins marquée, est également mise en valeur par les variations isotopiques systématiques pour Sr-Nd. Cette évolution semble débuter avant l'effondrement de Güímar et ne montre pas de perturbation en lien avec cet événement. Elle peut être en lien avec l'histoire magmatique de la rift-zone, voire de l'île.

Néanmoins, peu d'études isotopiques et géochronologiques portent sur les mêmes échantillons, ne permettant pas de reconstruire l'évolution du paramètre  $\Delta_T$  à l'échelle de l'île. Les massifs d'Anaga (~5-4 Ma), Teno (~6.5-5 Ma) et Roque del Conde (12-8.7 Ma) sont bien documentés, mais ces édifices prédatent la rift-zone Nord-Est et l'effondrement de Güímar de plusieurs millions d'années (Guillou *et al.*, 2004). Ces phases de boucliers anciens présentent des valeurs de  $\Delta_T$  extrêmes, allant de 8 à 30 pour Roque del Conde et Teno et de 7 à 1 pour l'Anaga. Le volcanisme central de Las Cañadas (< 3.5 Ma) et des rift-zones (< 2 Ma) représentent la phase de régénérescence, après plus de 6 Ma d'années de hiatus volcanique au centre de l'île. Les études sur les laves historiques, d'âge « nul » (Simonsen *et al.*, 2000 ; Wiesmaier *et al.*, 2011, 2012) ainsi que sur les dépôts de ponce de Granadilla (Palacz et Wolff, 1989) datés à  $600 \pm 9$  ka (Brown *et al.*, 2003) permettent de compléter nos analyses isotopiques (Figure 7.6), qui couvrent la période du dernier million d'années. Les laves historiques présentent une large gamme du paramètre  $\Delta_T$ , mais une

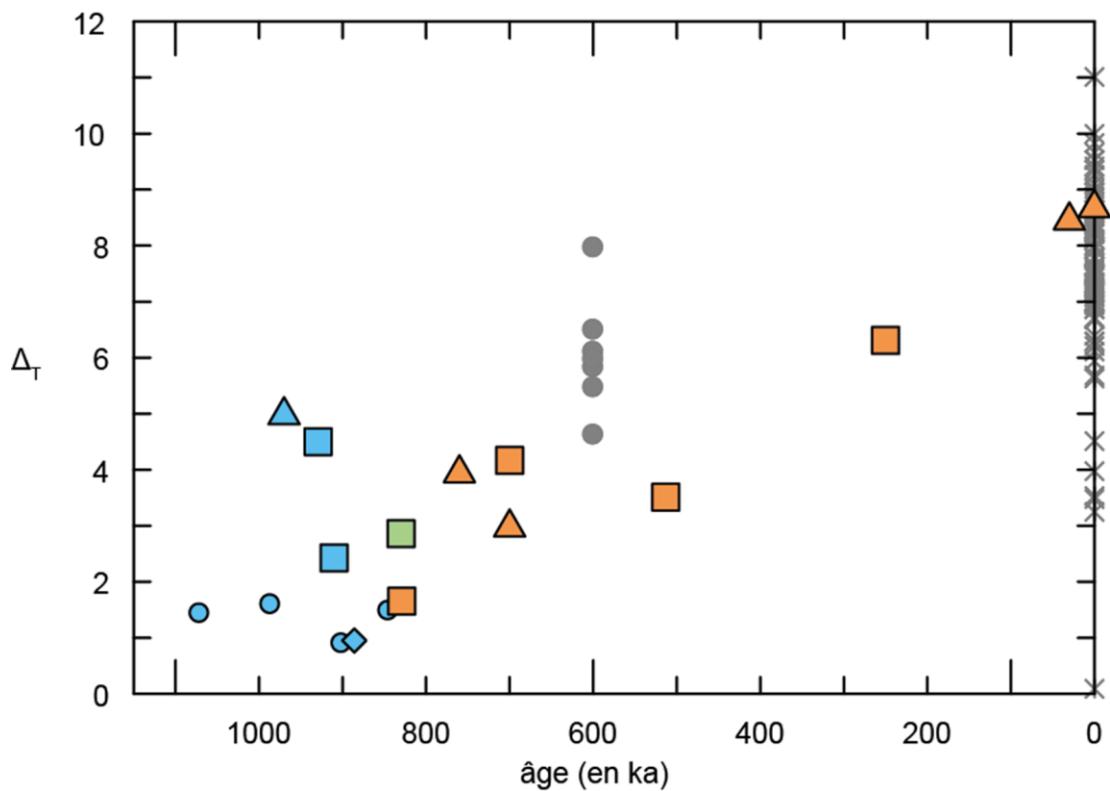


Figure 7.6 : Diagramme du paramètre  $\Delta_T$  en fonction de l'âge des échantillons. Les données en gris proviennent de la littérature : les ronds sont les pences de Granadilla (Palacz et Wolf, 1989) et les croix sont les laves historiques (Simonsen *et al.*, 2000; Wiesmaier *et al.*, 2011; 2012). L'augmentation progressive du paramètre  $\Delta_T$  avec le temps est en lien avec l'histoire magmatique de la rift-zone Nord-Ouest, sans qu'aucune perturbation liée à l'effondrement de Güímar ne soit perceptible.

large majorité de valeurs se rapprochent de 8 (qui correspond à la valeur moyenne), tout comme nos laves historiques. Les ponces de Granadilla présentent une large gamme de valeur de  $\Delta_T$  allant de 4 à 8, légèrement supérieure aux laves de Güímar et confirmant l'augmentation de  $\Delta_T$  avec le temps. Bien que peu de données permettent de reconstruire l'histoire récente (<1,1 Ma) de l'île, l'évolution du paramètre  $\Delta_T$  semble montrer une diminution avec le temps, impliquant la décroissance de l'assimilation de sédiments marins.

La vallée de Güímar est située sur la rift-zone NE de Tenerife, dont le magmatisme est semblable au volcanisme central de l'île (d'un point de vue isotopique). De nombreux exemples d'édifices volcaniques montrent que les rift-zones sont des structures permettant de conduire les magmas depuis la zone centrale du volcan vers les flancs (Tilling et Dvorak, 1993 ; Bachelery et Villeneuve, 2013). Il est donc envisageable que la(es) zone(s) de stockage superficielle(s) ou profonde(s) ne soient pas situées directement à l'aplomb de la zone d'effondrement, mais proche du centre de l'édifice. Les études de gravimétrie sur l'île de Tenerife ont montré la présence de corps magmatiques sous l'édifice du Teide, se prolongeant à l'Est à seulement quelques kilomètres de Güímar (Arana *et al.*, 2000 ; Gottsmann *et al.*, 2008). La présence de phonolite, roche différenciée, au centre de l'édifice nécessite l'existence de zones de stockage superficiel, par lesquelles les laves de Güímar, très peu différenciées, n'ont pas transité (Figure 7.7). La déviation que subissent les magmas de la rift-zone résulte de la présence de complexes intrusifs sous l'édifice central, actif depuis 12 Ma.

Les études sur les mécanismes et les effets des déstabilisations massives de flancs volcaniques considèrent généralement un système magmatique simple, avec une ou plusieurs zones de stockage situées sous la zone centrale du volcan (Manconi *et al.*, 2009 ; Pinel et Albino, 2013). Les déstabilisations de flancs se développent fréquemment latéralement par rapport à la zone axiale du volcan et sont bordées par une ou plusieurs rift-zones (Walter et Troll, 2003). Dans cette situation structurale, il est difficile d'envisager que les effets d'un effondrement latéral puissent fortement influer sur une zone de stockage magmatique qui n'est pas localisée directement sous l'effondrement, comme cela semble être le cas à Güímar.

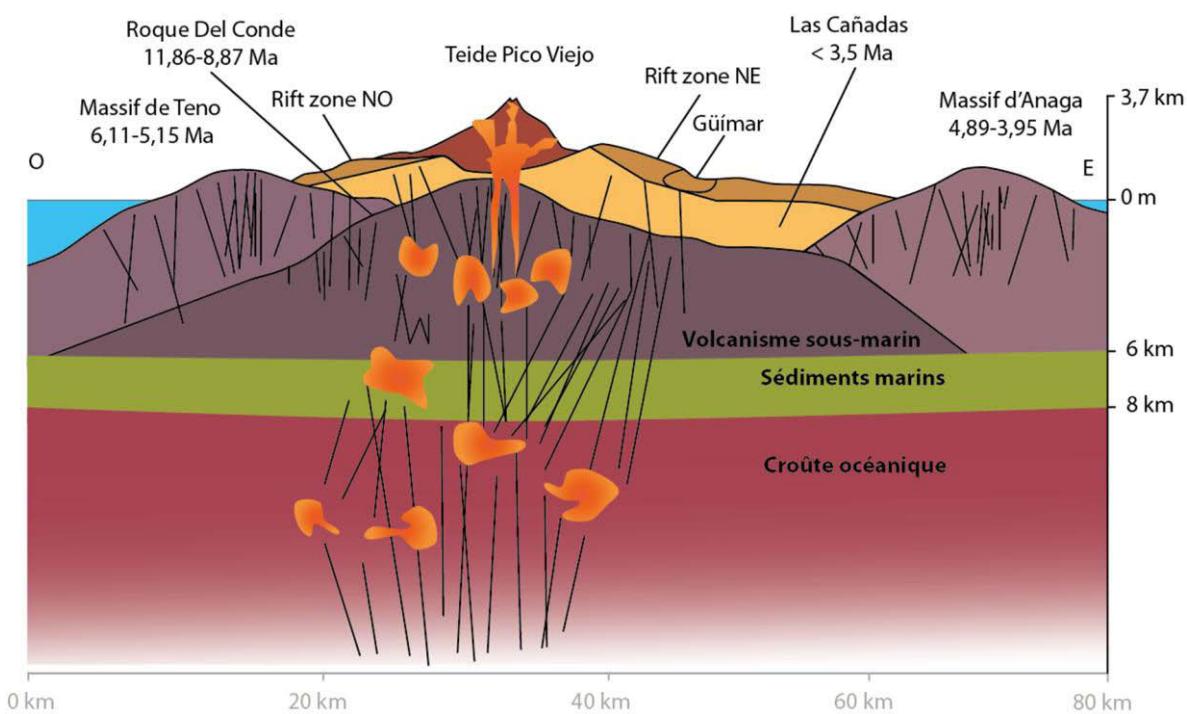


Figure 7.7 : Schéma du système magmatique de l'île de Tenerife. Les dykes sont représentés par les lignes noires et les zones de stockages par les zones orange. Les laves de Güímar (rift-zone Nord-Est) sont issues de zones de stockages profondes sous le volcanisme central sans transiter par les chambres les plus superficielles à l'origine des produits différenciés du volcanisme central (phonolites et trachytes des séries Las Cañadas).

Néanmoins, Carracedo *et al.* (2011) indiquent, en s'appuyant sur des données géologiques et géochronologiques, que le taux de productivité magmatique est fortement réduit après l'effondrement de Güímar. Ceci peut résulter d'un temps de stockage plus long ou d'une diminution des taux de fusion partielle en profondeur. Un temps de résidence en profondeur plus long favorise la différenciation des magmas. Or, les teneurs en MgO élevées après l'effondrement ne plaident pas en faveur d'un taux de cristallisation important. Par ailleurs, aucun élément ne permet d'identifier des variations de taux de fusion partielle, mais cette hypothèse ne peut pas être totalement réfutée. Maccaferri *et al.* (2017) ont montré que la géométrie des conduits magmatiques, permettant la remontée des magmas depuis une profondeur de 10 km, est fortement modifiée après un effondrement de flanc. Ce phénomène peut être à l'origine de la diminution importante du taux de production magmatique post-effondrement.

## Conclusion

Le magmatisme de Güímar est sous-saturé en silice et alcalin. Les éléments traces et les compositions isotopiques sont contrôlées par de faibles taux de fusion partielle d'une croûte océanique recyclée il y a environ 1,15 Ga. Ce magma traverse la lithosphère océanique où il rencontre des veines métasomatisées contenant des amphiboles et des phlogopites qui fondent à son contact. La transition lithosphère/croûte océanique est une barrière à l'ascension du magma, où il se stocke. Au sein de cette zone, le magma cristallise différentes phases minérales, telles que des clinopyroxènes, des olivines, ainsi que quelques plagioclases et oxydes de fer-titane. Les cristaux formés sont remobilisés dans le magma lors de la remontée ou lors de mouvements convectifs au sein d'une zone de stockage. Ce magma, enrichi en cristaux, continue son ascension et traverse les sédiments marins reposant sur le plancher océanique, avant d'arriver en surface. Lorsque l'effondrement de Güímar survient, le système magmatique est perturbé en surface, à l'aplomb de l'effondrement, ce qui crée une déstabilisation des conduits magmatiques superficiels. La proportion de sédiments marins incorporés dans les produits de fusion diminue progressivement, alors que les zones de stockage ne se situent pas directement sous le secteur effondré. Si l'effondrement peut engendrer des déformations verticales et latérales, il est envisageable que le système magmatique superficiel soit perturbé, et ce sur

plusieurs dizaines voire centaines de milliers d'années. Cela ne semble pas être le cas et la diminution des proportions de sédiments incorporés pourrait être en lien avec l'évolution du magmatisme central de l'île.



---

# Conclusion générale

---

## 1. Deux cas d'étude similaires...

Les archipels des Canaries et du Cap Vert sont localisés au large de l'Afrique, dans l'océan Atlantique, non loin de la marge continentale. Ces îles volcaniques résultent de l'activité d'un panache mantellique et du déplacement relatif de ce dernier vis-à-vis de la plaque africaine. Les laves à l'affleurement font partie de la série alcaline. Une grande partie de celles-ci sont également sous-saturées en silice, les laves du Cap Vert étant globalement plus sous-saturées que les laves des Canaries. L'activité magmatique est également marquée par la présence de carbonatites (Allegre *et al.*, 1971 ; Doucelance *et al.*, 2010) sur chacun des archipels. Le volcanisme, toujours actif, a débuté simultanément, avec un âge minimum de 25 Ma pour le Cap Vert et de 21 Ma pour les Canaries (Abdel-Monem *et al.*, 1971 ; Mitchell *et al.*, 1983 ; Cantagrel *et al.*, 1984 ; Ancochea *et al.*, 1990; Holm *et al.*, 2008). La présence de basaltes alcalins sous-saturés en silice souligne le rôle important de la lithosphère dans la genèse des magmas. Notamment, les rapports Nb/U élevés, qui ont été mesurés dans de nombreuses laves des archipels, traduisent l'assimilation de veines métasomatisées, constituées d'amphiboles et de phlogopites, au sein de la lithosphère océanique. Le contexte géodynamique et le magmatisme de ces deux archipels présentent donc de nombreuses similitudes.

Tenerife, archipel des Canaries, et Fogo, archipel du Cap Vert, sont deux îles volcaniques actives, dont les dernières éruptions datent respectivement de 1909 et de 2014-2015. Elles présentent toutes deux un stratovolcan central, qui constitue le point culminant de chacun des archipels, avec des altitudes maximales de 3718 m pour le Teide et de 2829 m pour le Pico de Fogo. Leurs morphologies sont très semblables : dans les deux cas, le stratovolcan central est localisé dans une caldera ouverte sur la mer, suite à un effondrement de flanc latéral. La localisation des rifts-zones est également similaire, bien que ces dernières soient moins développées sur Fogo. Cette différence est en partie liée à l'âge des îles. La construction de Tenerife a commencé il y a 12 Ma, et le bouclier central de l'île est dans un stade de régénérescence depuis 3,5 Ma, tandis que Fogo s'est formée il y a 4,5 Ma et est encore au stade de bouclier. Les rifts-zones de Tenerife, d'âge Quaternaire,

sont largement plus développées que celles de Fogo. Elles sont marquées par plusieurs effondrements latéraux, dont celui de Güímar.

L'effondrement de Güímar (830 ka) présente plusieurs similitudes avec celui du Monte Amarelo (70 ka) sur Fogo. Les volumes déposés au large, compris entre 120 et 80 km<sup>3</sup> pour Güímar (Masson *et al.*, 2002 ; Krastel *et al.*, 2001), et entre 130 et 160 km<sup>3</sup> pour Fogo (Masson *et al.*, 2008), sont comparables. Les deux effondrements ont déclenché un tsunami dont la vague a atteint plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 188 m aux Canaries et 270 m au Cap Vert). Les produits volcaniques de Fogo et du secteur de Güímar sont également proches de par leur pétrologie (présence d'ankaramites, de laves à clinopyroxènes calciques et à olivines) et leur composition chimique (majeurs et traces).

De plus, les taux d'accumulation des produits magmatiques sont réduits après les deux effondrements. Ils passent respectivement de 2,5 km<sup>3</sup>/ka à 0,25 km<sup>3</sup>/ka pour Güímar et de 1,8 km<sup>3</sup>/ka à 1 km<sup>3</sup>/ka pour Fogo.

## 2 ... mais pas identiques

Malgré de nombreuses similitudes, ces deux effondrements ne sont pas identiques. Les études sur les dépôts de tsunamis indiquent deux scénarios différents. L'effondrement de Güímar s'est vraisemblablement produit en plusieurs phases, avec au moins deux tsunamis distincts (Giachetti *et al.*, 2011 ; Paris *et al.*, 2018), alors que l'effondrement du Monte Amarelo semble avoir eu lieu en une seule fois (Ramalho *et al.*, 2015 ; Omira *et al.*, 2017). Les dépôts en mer occupent également une surface plus grande pour Güímar (1500 km<sup>2</sup>) que pour Fogo (650 km<sup>2</sup>). Toutefois, la différence la plus marquante concerne les cicatrices d'effondrement et plus particulièrement leur localisation par rapport à l'édifice central. L'effondrement de Güímar est situé sur la rift-zone Nord-Est de Tenerife, en bordure de l'édifice trachy-phonolitique central de Las Cañadas, alors que l'effondrement du Monte Amarelo affecte directement le centre de l'édifice volcanique et tout son flanc oriental.

L'évolution magmatique de l'île de Fogo est complexe. Nous avons proposé des liens entre l'augmentation progressive de la participation du pôle EM-1 dans le mélange à la source, l'augmentation du taux de cristallisation fractionnée avec le temps, la mise en place de réservoirs superficiels (avec notamment des complexes intrusifs de syénites) et l'émission

en surface d'ignimbrites phonolitiques peu de temps avant l'effondrement du Monte Amarelo. Après l'effondrement, la zone de stockage superficielle est rapidement remaniée (quelques ka) alors que l'effet de l'effondrement est visible en profondeur (lithosphère) avec un délai plus long (plusieurs dizaines de ka, d'après nos datations), entraînant une diminution de la proportion du pôle EM-1 dans le mélange, qui est assimilé durant la remontée des magmas au sein de la lithosphère.

Notre étude confirme l'importance de l'effondrement du Monte Amarelo dans l'histoire de l'île de Fogo, en introduisant toutefois des aspects qui n'avaient pas été envisagés auparavant. La morphologie de l'île est profondément bouleversée par l'effondrement, qui survient lors de sa phase bouclier mature. Maccaferri *et al.*, (2017) proposent que suite à un tel effondrement les conduits permettant aux magmas d'atteindre la surface soient modifiés. Ces changements superficiels ont pour effet de déplacer les principaux centres éruptifs de plusieurs kilomètres, dans la même direction que l'effondrement. Cet effet n'est pas immédiat et les premières éruptions post-effondrement sont plutôt localisées en haut de la bordure de la cicatrice, le long du plan de détachement. L'effondrement est également à l'origine d'un léger changement de proportions de mélange à la source des laves, et par conséquent du changement de composition des magmas. Il n'affecte donc pas seulement les zones de stockage superficiel, mais il a également des répercussions à un niveau lithosphérique, où se produisent les processus d'assimilation. Le délai de répercussion de l'effondrement, par contre, augmente avec la profondeur. L'étude de l'effondrement du Monte Amarelo a montré que ce dernier réorganise rapidement (en quelques ka) le système magmatique localisé à des profondeurs de quelques kilomètres, mais également à des profondeurs plus importantes (plusieurs dizaines de kilomètres) avec une inertie importante et une réponse plus tardive du système magmatique profond. Les études de modélisation numérique sur l'effet des déstabilisations montrent effectivement une réorganisation du système magmatique superficiel (Manconi *et al.*, 2009 ; Pinel et Albino, 2013 ; Maccaferri *et al.*, 2017). Cependant ces modélisations ne permettent pas de contraindre les effets à long terme (plusieurs dizaines de ka) sur le système magmatique profond.

Au contraire, l'effondrement de Güímar semble ne pas affecter les compositions chimiques des laves, ni leurs caractéristiques pétrologiques. Seule une diminution de la proportion d'antécristaux pour les laves post-effondrement est observée. L'évolution

temporelle des compositions chimiques qui est observée traduit le changement des proportions de mélange des différents composants à la source des basaltes de l'île (ce changement est illustré par l'augmentation du paramètre  $\Delta_T$ ) ; elle s'inscrit vraisemblablement dans un processus plus général affectant l'ensemble de l'île de Tenerife au cours du Quaternaire. Ainsi, bien que la morphologie de l'île soit affectée par l'effondrement de Güímar, seuls les taux de production sont considérablement réduits après l'effondrement. Contrairement à l'effondrement du Monte Amarelo, celui de Güímar n'affecte pas le système magmatique de la rift-zone Nord-Est en profondeur. Le volcanisme de la rift-zone Nord-Est possède des compositions isotopiques de Pb, Sr et Nd similaires aux laves de l'édifice central de Tenerife (Roque del Conde, Las Cañadas). Les études de gravimétrie suggèrent la présence de corps magmatiques massifs sous l'édifice central ainsi qu'à quelques kilomètres à l'Ouest de la cicatrice d'effondrement de Güímar. De nombreux exemples d'édifices volcaniques océaniques montrent que les rifts zones sont en effet alimentées par le volcanisme central des îles. Ceci induit que les zones de stockage des magmas ne sont pas situées directement à l'aplomb de Güímar et ne peuvent donc pas être impactées par l'effondrement, aussi volumineux soit-il.

### **3. Perspectives sur les relations de cause à effet entre le magmatisme et les effondrements**

Les deux cas d'étude nous montrent une réponse distincte aux déstabilisations massives et leurs liens avec l'histoire des îles océaniques. Ces deux cas suggèrent que les effondrements de flanc de volcan océanique n'ont pas le même effet sur le magmatisme, notamment suivant leur localisation par rapport au système d'alimentation magmatique. Les relations de cause à effet entre le magmatisme et les effondrements sont étroites dans certains cas, comme pour l'effondrement du Monte Amarelo, et faibles dans d'autres, comme l'effondrement de Güímar. Cette différence est liée à la position de la zone effondrée par rapport au système magmatique. L'effet d'un effondrement peut être important si l'effondrement est situé à l'aplomb du système magmatique, mais il est bien plus faible, si ce n'est inexistant, si le système magmatique est positionné latéralement par rapport à la zone effondrée. Dans le cas favorable, il influe sur le système magmatique

profond (lithosphère) et modifie les modalités des processus d'assimilation lors de la remontée des magmas.

L'évolution du système magmatique joue également un rôle sur les déstabilisations, tel que le montre le cas de l'île de Fogo. L'évolution des compositions des magmas suggère une augmentation des temps de stockage et la formation de zones de stockage superficielles avant l'effondrement. Ces zones de stockage peuvent être sous forme de sills, d'essaim de dykes ou de tout réservoir où le magma évoluera. La présence d'ignimbrite dans l'histoire pré-effondrement de l'île, et notamment juste avant l'effondrement, montre l'importance de la formation de ces zones de stockage superficiel dans l'histoire et la dynamique éruptive d'un volcan bouclier réputé « peu explosif ». La formation de telles zones de stockage influe sur la stabilité de l'édifice. Il serait intéressant de confronter ces résultats avec d'autres exemples d'effondrements sur des volcans boucliers tels que La Réunion ou d'autres îles des Canaries et du Cap Vert.

Par ailleurs, l'analyse des inclusions magmatiques d'un échantillon légèrement plus vieux (plusieurs ka) que l'effondrement révèle une teneur très élevée en CO<sub>2</sub>. La présence de CO<sub>2</sub> dissous dans les magmas alcalins sous-saturés en silice favorise la polymérisation des liquides et l'augmentation de leur viscosité (Morizet *et al.*, 2014b), rendant les éruptions plus explosives et accentuant la fragilité des zones sommitales de l'édifice. Ceci concorde avec la présence d'ignimbrites phonolitiques, dont deux dépôts figurent parmi les derniers produits volcaniques pré-effondrement. Le lien entre effondrement et événements explosifs sur les volcans boucliers océaniques, tel que l'ont récemment montré Paris *et al.* (2017) sur le flanc Nord de Tenerife, représente une thématique de recherche à approfondir.

Les modélisations numériques ou analogiques permettent de reproduire les effets d'un effondrement de flanc sur le système magmatique peu profond (une vingtaine de kilomètres). En ce qui concerne le système magmatique plus profond, seule notre approche permet d'envisager les effets de l'effondrement à long terme. Aucune modélisation n'a permis de reproduire ce résultat, notamment parce que les processus physiques modélisés s'inscrivent dans des échelles de temps courtes. L'intégration de paramètres physiques permettant de reproduire l'effet de l'effondrement à long terme permettrait une meilleure compréhension de ces effets. De même, modéliser différents effondrements localisés à différentes positions du système magmatique permettrait de mieux contraindre l'influence de ce paramètre et de proposer des modèles d'évolution.

Nous avons montré que la position relative d'un grand glissement de flanc par rapport au système magmatique principal d'un volcan peut déterminer l'influence de la déstabilisation sur ce dernier. L'effondrement de Güímar est excentré par rapport au système magmatique central de Las Cañadas, qui est caractérisé par trois cicatrices d'effondrement (Martí *et al.*, 1994). La fragilité récurrente des zones superficielles de stockage, qui migrent vers l'Est après chaque effondrement de caldera (Martí et Gudmundsson, 2000), n'est sans doute pas déconnectée de l'instabilité de flanc et de la formation de la rift-zone Nord-Est. L'île de Tenerife est nettement plus âgée ( $>12$  Ma) et son système magmatique (et intrusif) plus développé que celui de Fogo ( $\sim 4,5$  Ma). Afin de contraindre si l'âge des îles est un paramètre influant sur l'effet que peut avoir un effondrement de flanc, une étude des produits éruptifs de Las Cañadas pré et post-effondrements permettrait de répondre à cette interrogation. Si les produits éruptifs de Las Cañadas ne montrent pas de perturbation liée à l'effondrement, malgré la localisation centrale du système magmatique et de la zone effondrée, cela pourrait signifier que le développement du système intrusif avec le temps influe sur la stabilité de l'île et sa réponse face à un nouvel effondrement. Si, au contraire, les compositions chimiques montrent une influence de l'effondrement similaire à celle observée pour Fogo, la position de la zone effondrée par rapport au système magmatique pourrait être un paramètre essentiel.

Les évènements explosifs occasionnels de l'île de Fogo sont peu documentés mais les plus récents d'entre eux pourraient bien avoir un lien avec l'effondrement du Monte Amarelo. Ils coïncident avec une augmentation du temps de stockage des magmas (augmentation du taux de cristallisation fractionnée) et la présence d'inclusions magmatiques riches en CO<sub>2</sub> (dans des dépôts stromboliens proches de l'effondrement). Néanmoins, seules les inclusions magmatiques d'un échantillon ont pu être analysées. Il serait intéressant de reconstruire l'évolution temporelle des teneurs en CO<sub>2</sub> des inclusions magmatiques le long des séries stratigraphiques de la Bordeira. Les teneurs en CO<sub>2</sub> sont-elles constantes ou augmentent-elles avant l'effondrement ? Ont-elles un rôle sur l'évolution des zones superficielles de stockage et sur l'effondrement du Monte Amarelo ? L'étude des compositions chimiques (majeurs, traces) des inclusions magmatiques permettrait de s'affranchir des processus de cristallisation fractionnée, qui influent sur les compositions des éléments majeurs et traces des roches totales.

---

# Bibliographie

---

## A

Abdel-Monem, A., Watkins, N. D. et Gast, P. W. (1972). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands; Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *American Journal of Science*, 271(5), 490-521.

Ablay, G. J., Carroll, M. R., Palmer, M. R., et al. (1998). Basanite-Phonolite Lineages of the Teide-Pico Viejo Volcanic Complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39(5), 905-936.

Ablay, G. J., Carroll, M. R., Palmer, M. R., et al. (1998). Basanite-Phonolite Lineages of the Teide-Pico Viejo Volcanic Complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39(5), 905-936.

Ablay, G. J. et Kearey, P. (2000). Gravity constraints on the structure and volcanic evolution of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5783-5796.

Abratis, M., Schmincke, H.-U. et Hansteen, T. (2002). Composition and evolution of submarine volcanic rocks from the central and western Canary Islands. *International Journal of Earth Sciences*, 91(4), 562-582.

Albarède, F. et van der Hilst, R. D. (2002). Zoned Mantle Convection. *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Royal Society.

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(1-2), 1-6.

Allegre, C. J., Pineau, F., Bernat, M., et al. (1971). Evidence for the Occurrence of Carbonatites on the Cape Verde and Canary Islands. *Nature*, 233(40), 103.

Amelung, F. et Day, S. (2002). InSAR observations of the 1995 Fogo, Cape Verde, eruption: Implications for the effects of collapse events upon island volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 29(12).

Ancochea, E., Fuster, M., Ibarrola, E., et al. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and*

*Geothermal Research Elsevier Science Publishers B.V, 44, 231-249.*

Ancochea, E., Huertas, M. J., Cantagrel, J. M., et al. (1999). Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88*(3), 177-199.

Ancochea, E., Hernán, F., Huertas, M. J., et al. (2006). A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: Implications for the overall evolution of the Canarian Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 157*(4), 271-293.

Ancochea, E., Huertas, M. J., Hernán, F., et al. (2010). Volcanic evolution of São Vicente, Cape Verde Islands: The Praia Grande landslide. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 198*(1-2), 143-157.

Andújar, J., Costa, F., Martí, J., et al. (2008). Experimental constraints on pre-eruptive conditions of phonolitic magma from the caldera-forming El Abrigo eruption, Tenerife (Canary Islands). *Chemical Geology, 257*(3-4), 173-191.

Annen, C., Lénat, J.-F. et Provost, A. (2001). The long-term growth of volcanic edifices: numerical modelling of the role of dyke intrusion and lava-flow emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 105*(4), 263-289.

Arana, V., Camacho, A. G., Garcia, A., et al. (2000). Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 103*(1-4), 43-64.

## B

Bachelery, P. et Villeneuve, N. (2013). 5 . 9 Hot Spots and Large Igneous Provinces. Dans *Treatise on Geomorphology, 5* (p. 193-233).

Barker, A. K., Holm, P. M., Peate, D. W., et al. (2009). Geochemical stratigraphy of submarine lavas (3-5 Ma) from the Flamengos Valley, Santiago, Southern Cape Verde Islands. *Journal of Petrology, 50*(1), 169-193.

Barker, A. K., Holm, P. M., Peate, D. W., et al. (2010). A 5 million year record of compositional variations in mantle sources to magmatism on Santiago, southern Cape Verde archipelago. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 160*(1), 133-154.

Belousov, A. (1996). Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano,

Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 57(8), 649-662.

Berthod, C., Famin, V., Bascou, J., et al. (2016). Evidence of sheared sills related to flank destabilization in a basaltic volcano. *Tectonophysics*, 674, 195-209.

Bonadiman, C., Baccaluva, L., Coltorti, M., et al. (2005). Kimberlite-like Metasomatism and 'Garnet Signature' in Spinel-peridotite Xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a Subcontinental Mantle Domain within the Atlantic Oceanic Lithosphere? *Journal of Petrology*, 46(12), 2465-2493.

Bonadiman, C., Coltorti, M., Siena, F., et al. (2006). Archean to Proterozoic depletion in Cape Verde lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18), A58.

Boudon, G., Villemant, B., Friant, A. Le, et al. (2013). Role of large flank-collapse events on magma evolution of volcanoes. Insights from the Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 263, 224-237.

Brousse, R. et Léotot, C. (1988). Modèle d'édification de l'archipel de la Société (Polynésie Française). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 307(5), 533-536.

Brown, R. J., Barry, T. L., Branney, M. J., et al. (2003). The Quaternary pyroclastic succession of southeast Tenerife, Canary Islands: explosive eruptions, related caldera subsidence, and sector collapse. *Geological Magazine*, 140(3), 265-288.

## C

Campbell, H. et Davies, G. F. (2006). Do mantle plumes exist? *Episodes*, 29(3), 162-168.

Cantagrel, J. M., Fuster, J. M., Pin, C., et al. (1984). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série II, Mécanique, physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre.*, 316. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*. Gauthier-Villars.

Cantagrel, F. et Pin, C. (1994). Major, minor and rare-earth element determinations in 25 rock standards by icp-atomic emission spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 18(1), 123-138.

Carracedo, J. C. (1994). The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60(3-4), 225-241.

Carracedo, J. C., Day, S., Guillou, H., et al. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5), 591-604.

Carracedo, J. C., Day, S. J., Guillou, H., et al. (1999). Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 169-190.

Carracedo, J. C., Badiola, E. R., Guillou, H., et al. (2001). Geología y vulcanología de La Palma y El Hierro, Canarias Occidentales. *Estudios Geológicos*, 57(5-6), 175-273.

Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., et al. (2007). Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of the Geological Society of America*, 119(9-10), 1027-1051.

Carracedo, J. C., Guillou, H., Nomade, S., et al. (2011). Evolution of ocean-island rifts: The northeast rift zone of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4), 562-584.

Carracedo, J. C. et Pérez-Torrado, F. J. (2013). Geological and Geodynamic Context of the Teide Volcanic Complex (p. 23-36). Springer, Berlin, Heidelberg.

Carracedo, J.-C., Pérez-Torrado, F. J., Rodriguez-Gonzalez, A., et al. (2015). Volcanic and structural evolution of Pico do Fogo, Cape Verde. *Geology Today*, 31(4), 146-152.

Cassignol, C. et Gillot, P. Y. (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. *Numerical dating in stratigraphy*, 1, 159-179.

Cayol, V., Catry, T., Michon, L., et al. (2014). Sheared sheet intrusions as mechanism for lateral flank displacement on basaltic volcanoes: Applications to Réunion Island volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10), 7607-7635.

Chaput, M., Famin, V. et Michon, L. (2014a). Deformation of basaltic shield volcanoes under cointrusive stress permutations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 274-301.

Chaput, M., Pinel, V., Famin, V., et al. (2014b). Cointrusive shear displacement by sill intrusion in a detachment: A numerical approach. *Geophysical Research Letters*, 41(6), 1937-1943.

Chauvel, C., Hofmann, A. W. et Vidal, P. (1992). himu-em : The French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 110(1-4), 99-119.

Chen, C.-Y., Frey, F. A., Garcia, M. O., et al. (1991). The tholeiite to alkalic basalt transition at Haleakala Volcano, Maui, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(2), 183-200.

Christensen, B. P., Holm, P. M., Jambon, a, et al. (2001). Helium, argon and lead isotopic composition of volcanics from Santo Antao and Fogo, Cape Verde Islands. *Chemical Geology*, 178(1-4), 127-142.

Clague, D. A. et Denlinger, R. P. (1994). Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 56(6-7), 425-434.

Clague, D. A. et Dixon, J. E. (2000). Extrinsic controls on the evolution of Hawaiian ocean island volcanoes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(4).

Clague, D. A. et Sherrod, D. R. (2014). Growth and Degradation of Hawaiian Volcanoes. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1801, 97-146.

Class, C. et Goldstein, S. L. (1997). Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 245-260.

Condamine, P. (2015). *Rôle du phlogopite sur la genèse de magmas riches en potassium : approche expérimentale*. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

Cooke, R. J. (1981). Eruptive history of the volcano at Ritter Island. *Geological Survey of Papua New Guinea Memoir*, 10, 115-123.

Coombs, M. L., Clague, D. A., Moore, G. F., et al. (2004). Growth and collapse of Waianae Volcano, Hawaii, as revealed by exploration of its submarine flanks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(8).

Cornu, M.-N. (2014). *Evolution magmatique et instabilité d'un volcan bouclier océanique : Fogo, Cap Vert*. Master, Université Blaise Pascal.

Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., et al. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle TL - 205. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 295-308.

Courtney, R. C. et White, R. S. (1986). Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle. *Geophysical Journal International*, 87(3), 815-867.

Coussens, M., Wall-Palmer, D., Talling, P. J., et al. (2016). The relationship between eruptive activity, flank collapse, and sea level at volcanic islands: A long-term (<1 Ma) record

offshore Montserrat, Lesser Antilles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(7), 2591-2611.

## D

Dalrymple, G. B. et Lanphere, M. A. (1969). Potassium-argon dating: principles, techniques and applications to geochronology. Dans *Freeman* (p. 258). San Francisco, California.

Dasgupta, R., Hirschmann, M. M. et Stalker, K. (2006). Immiscible transition from carbonate-rich to silicate-rich melts in the 3 GPa melting interval of eclogite + CO<sub>2</sub> and genesis of silica-undersaturated ocean island lavas. *Journal of Petrology*, 47(4), 647-671.

Dash, B. P., Ball, M. M., King, G. A., et al. (1976). Geophysical investigation of the Cape Verde Archipelago. *Journal of Geophysical Research*, 81(29), 5249-5259.

Davies, G. R., Norry, M. J., Gerlach, D. C., et al. (1989). A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hot-spots: the geodynamic implications. *Geological Society Special Publication*, 42(1), 231-255.

Day, S. J., Heleno Da Silva, S. I. N. et Fonseca, J. F. B. D. (1999). A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 191-218.

Day, S. J., Carracedo, J. C., Guillou, H., et al. (2000). Comparison and cross-checking of historical, archaeological and geological evidence for the location and type of historical and sub-historical eruptions of multiple-vent oceanic island volcanoes. *Geological Society, London, Special Publications*, 171(1), 281-306.

Day, J. M. D., Pearson, D. G., Macpherson, C. G., et al. (2009). Pyroxenite-rich mantle formed by recycled oceanic lithosphere: Oxygen-osmium isotope evidence from Canary Island lavas. *Geology*, 37(6), 555-558.

Day, S., Llanes, P., Silver, E., et al. (2015). Submarine landslide deposits of the historical lateral collapse of Ritter Island, Papua New Guinea. *Marine and Petroleum Geology*, 67, 419-438.

Debaille, V., Blichert-Toft, J., Agranier, A., et al. (2006). Geochemical component relationships in MORB from the Mid-Atlantic Ridge, 22–35°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4), 844-862.

Debeuf, D. (2004). *Étude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte*,

*Archipel des Comores, océan Indien : approches structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique.* Université de la Réunion.

Deegan, F. M., Troll, V. R., Barker, A. K., et al. (2012). Crustal versus source processes recorded in dykes from the Northeast volcanic rift zone of Tenerife, Canary Islands. *Chemical Geology*, 334, 324-344.

Delcamp, A., Petronis, M. S., Troll, V. R., et al. (2010). Vertical axis rotation of the upper portions of the north-east rift of Tenerife Island inferred from paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 492(1-4), 40-59.

Delcamp, A., Troll, V. R., van Wyk de Vries, B., et al. (2012). Dykes and structures of the NE rift of Tenerife, Canary Islands: A record of stabilisation and destabilisation of ocean island rift zones. *Bulletin of Volcanology*, 74(5), 963-980.

Demény, A., Vennemann, T. W., Hegner, E., et al. (2004). H, O, Sr, Nd, and Pb isotopic evidence for recycled oceanic crust in the Transitional Volcanic Group of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Chemical Geology*, 205(1-2), 37-54.

Dieterich, J. H. (1988). Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4258-4270.

Dosso, L., Jean-louis, H. B., De, S., et al. (1993). Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10°-24°N: Trace element-isotope complementarity. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 443-462.

Doucelance, R., Escrig, S., Moreira, M., et al. (2003). Pb-Sr-He isotope and trace element geochemistry of the Cape Verde Archipelago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(19), 3717-3733.

Doucelance, R., Hammouda, T., Moreira, M., et al. (2010). Geochemical constraints on depth of origin of oceanic carbonatites: The Cape Verde case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(24), 7261-7282.

Duncan, R. A. et McDougall, I. (1974). Migration of volcanism with time in the Marquesas Islands, French Polynesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 21(4), 414-420.

Duprat, H. I., Friis, J., Holm, P. M., et al. (2007). The volcanic and geochemical development of São Nicolau, Cape Verde Islands: Constraints from field and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(1-2), 1-19.

Dyhr, C. T. et Holm, P. M. (2010). A volcanological and geochemical investigation of Boa

Vista, Cape Verde Islands;  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  geochronology and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(1-2), 19-32.

## E

Edgar, C. J., Wolff, J. A., Olin, P. H., et al. (2007). The late Quaternary Diego Hernandez Formation, Tenerife: Volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1-2), 59-85.

Edwards, B. R. et Russell, J. K. (1998). Time scales of magmatic processes: New insights from dynamic models for magmatic assimilation. *Geology*, 26(12), 1103.

Escriv, S., Doucelance, R., Moreira, M., et al. (2005). Os isotope systematics in Fogo Island: Evidence for lower continental crust fragments under the Cape Verde Southern Islands. *Chemical Geology*, 219(1-4), 93-113.

## F

Famin, V. et Michon, L. (2010). Volcano destabilization by magma injections in a detachment. *Geology*, 38(3), 219-222.

Felton, A. E., Crook, K. A. W., Keating, B. H., et al. (2006). Sedimentology of rocky shorelines: 4. Coarse gravel lithofacies, molluscan biofacies, and the stratigraphic and eustatic records in the type area of the Pleistocene Hulopoe Gravel, Lanai, Hawaii. *Sedimentary Geology*, 184(1-2), 1-76.

Foeken, J., Stuart, F., Day, S., et al. (2007). Carbonatite seamount formation and first subaerial exposure of Fogo (Cape Verde Islands): results from apatite and pyrochlore (U-Th)/He dating. Dans *Geophysical Reserach Abstracts*.

Foeken, J. P. T., Day, S. et Stuart, F. M. (2009). Cosmogenic  $3\text{He}$  exposure dating of the Quaternary basalts from Fogo, Cape Verdes: Implications for rift zone and magmatic reorganisation. *Quaternary Geochronology*, 4(1), 37-49.

Foulger, G. R. (2005). Mantle plumes: Why the current skepticism? *Chinese Science Bulletin*, 50(15), 1555.

Fraser, K. J., Hawkesworth, C. J., Erlank, A. J., et al. (1985). Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth and Planetary Science Letters Elsevier Science Publishers B.V*, 76(1-2), 57-70.

Frey, F. A., Wise, W. S., Garcia, M. O., et al. (1990). Evolution of Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 95(B2), 1271.

## G

Gast, W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(10), 1057-1086.

Geldmacher, J., Hoernle, N., Van Den Bogaard, P., et al. (2001). Earlier history of the 70-Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagem Archipelago and neighbouring seamounts in the eastern North-Africa. *J Volcanol Geoth Res*, 111.

Geldmacher, J., Hoernle, K., Bogaard, P. v. d., et al. (2005). New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2), 85-101.

Gerbode, C. et Dasgupta, R. (2010). Carbonate-fluxed Melting of MORB-like Pyroxenite at 2.9 GPa and Genesis of HIMU Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology*, 51(10), 2067-2088.

Gerlach, D. C., Cliff, R. A., Davies, G. R., et al. (1988). Magma sources of the Cape Verdes archipelago: Isotopic and trace element constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), 2979-2992.

Ghiorso, M. S. et Gualda, G. A. R. (2015). An  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169(6), 53.

Giachetti, T., Paris, R., Kelfoun, K., et al. (2011). Numerical modelling of the tsunami triggered by the Güímar debris avalanche, Tenerife (Canary Islands): Comparison with field-based data. *Marine Geology*, 284(1-4), 189-202.

González, P. J., Bagnardi, M., Hooper, A. J., et al. (2015). The 2014-2015 eruption of Fogo volcano: Geodetic modeling of Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophysical Research Letters*, 42(21), 9239-9246.

Gorshkov, G. S. (1959). Gigantic eruption of the volcano bezymianny. *Bulletin Volcanologique*, 20(1), 77-109.

Gottsmann, J., Camacho, A. G., Martí, J., et al. (2008). Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168(3-4), 212-230.

Green, D. H. (1973). Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 17(2), 456-465.

Greenough, J., Dostal, J. et Mallory, L.-N. (2005). Igneous Rock Associations 5. Oceanic island volcanism II: mantle processes. *Geoscience Canada*, 32(2).

Griffiths, R. W. et Campbell, I. H. (1991). Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection. *Journal of Geophysical Research*, 96(B11), 18295.

Grigg, R. W. et Jones, A. T. (1997). Uplift caused by lithospheric flexure in the Hawaiian Archipelago as revealed by elevated coral deposits. *Marine Geology*, 141(1-4), 11-25.

Guillou, H., Carracedo, J. C., Torrado, F. P., et al. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(1-2), 141-155.

Guillou, H., Carracedo, J. C. et Day, S. J. (1998). Dating of the Upper Pleistocene – Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K – Ar technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86, 137-149.

Guillou, H., Garcia, M. O. et Turpin, L. (1997). Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot seamounts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 78(3-4), 239-249.

Guillou, H., Guille, G., Brousse, R., et al. (1990). Evolution de basaltes tholeiitiques vers des basaltes alcalins dans le substratum volcanique de Fangataufa (Polynésie française). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(3), 537-549.

Guillou, H., Carracedo, J. C., Paris, R., et al. (2004). Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2), 599-614.

Guillou, H., Nomade, S., Carracedo, J. C., et al. (2011). Effectiveness of combined unspiked K–Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating methods in the 14C age range. *Quaternary Geochronology*, 6(6), 530-538.

Gurenko, A. A., Hoernle, K. A., Hauff, F., et al. (2006). Major, trace element and Nd-Sr-Pb-O-He-Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: Insights into mantle and crustal processes. *Chemical Geology*, 233(1-2), 75-112.

Gurenko, A. A., Sobolev, A. V., Hoernle, K. A., et al. (2009). Enriched, HIMU-type peridotite and depleted recycled pyroxenite in the Canary plume: A mixed-up mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3-4), 514-524.

## H

Halliday, A. N., Lee, D.-C., Tommasini, S., et al. (1995). Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3-4), 379-395.

Hammer, J., Jacob, S., Welsch, B., et al. (2016). Clinopyroxene in postshield Haleakala ankaramite: 1. Efficacy of thermobarometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(1), 7.

Hardarson, B. S. et Fitton, J. G. (1991). Increased mantle melting beneath Snaefellsjökull volcano during Late Pleistocene deglaciation. *Nature*, 353(6339), 62-64.

Hart, S. R. (1984). A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309(5971), 753-757.

Hernández-Pacheco, A. et Ibarrola, E. (1973). Geochemical variation trends between the different Canary Islands in relation to their geological position. *Lithos*, 6(4), 389-402.

Herzberg, C. (2011). Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins. *Journal of Petrology*, 52(1), 113-146.

Hildenbrand, A., Gillot, P.-Y. et Le Roy, I. (2004). Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters*, 217(3-4), 349-365.

Hildner, E., Klügel, A. et Hauff, F. (2011). Magma storage and ascent during the 1995 eruption of Fogo, Cape Verde Archipelago. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(4), 751-772.

Hildner, E., Klügel, A. et Hansteen, T. H. (2012). Barometry of lavas from the 1951 eruption of Fogo, Cape Verde Islands: Implications for historic and prehistoric magma plumbing

systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217-218, 73-90.

Hirschmann, M. M., Kogiso, T., Baker, M. B., et al. (2003). Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology*, 31(6), 481.

Hoernle, K., Tilton, G. et Schmincke, H.-U. U. (1991). SrNdPb isotopic evolution of Gran Canaria: Evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 106(1-4), 44-63.

Hoernle, K., Zhang, Y.-S. et Graham, D. (1995). Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374(6517), 34-39.

Hofmann, A. W. et White, W. M. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2), 421-436.

Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M., et al. (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1-2), 33-45.

Hofmann, A. W. (2003). Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. Dans *Treatise on Geochemistry*, 2 (p. 1-44). Elsevier.

Holcomb, R. T. et Searle, R. C. (1991). Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*, 10(1-2), 19-32.

Holm, P. M., Wilson, J. R., Christensen, B. P., et al. (2006). Sampling the Cape Verde Mantle Plume: Evolution of melt compositions on Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Petrology*, 47(1), 145-189.

Holm, P. M., Grandvoinet, T., Friis, J., et al. (2008). An 40Ar- 39Ar study of the Cape Verde hot spot: Temporal evolution in a semistationary plate environment. *Journal of Geophysical Research*, 113(B8).

Huertas, M. ., Arnaud, N. ., Ancochea, E., et al. (2002). 40 Ar/ 39 Ar stratigraphy of pyroclastic units from the Cañadas Volcanic Edifice (Tenerife, Canary Islands) and their bearing on the structural evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3-4), 351-365.

Humphreys, E. R. et Niu, Y. (2009). On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*, 112(1-2), 118-136.

Hunt, J. E., Wynn, R. B., Masson, D. G., et al. (2011). Sedimentological and geochemical

evidence for multistage failure of volcanic island landslides: A case study from Icod landslide on north Tenerife, Canary Islands. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12).

Hunt, J. E., Wynn, R. B., Talling, P. J., et al. (2013). Multistage collapse of eight western Canary Island landslides in the last 1.5 Ma: Sedimentological and geochemical evidence from subunits in submarine flow deposits. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(7), 2159-2181.

## I

Inoue, K. (2000). Shimabara-Shigatusaku Earthquake and topographic changes by Shimabara Catastrophe in 1792.

Ito, E., White, W. M. et Göpel, C. (1987). The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chemical Geology*, 62(3-4), 157-176.

## J

Jackson, M. G. et Dasgupta, R. (2008). Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1-2), 175-186.

Johnson, R. (1987). Large-scale volcanic cone collapse: the 1888 slope failure of Ritter volcano, and other examples from Papua New Guinea. *Bulletin of Volcanology*, 49, 669-679.

Jondot, T. (2016). *Caractérisation pétrologique d'un complexe de syénite sur l'île de Fogo, Cap Vert*. Master 1, Université Blaise Pascal.

Julian, B. R. (2005). What can seismology say about hot spots? *Geological Society of America Special Papers*, 388, 155-169.

## K

Keating, B. H. et McGuire, W. J. (2000). Island Edifice Failures and Associated Tsunami Hazards. *Pure and Applied Geophysics*, 157(6-8), 899-955.

Keresztsuri, G., Jordan, G., Németh, K., et al. (2012). Syn-eruptive morphometric variability of

monogenetic scoria cones. *Bulletin of Volcanology*, 74(9), 2171-2185.

King, S. D. et Ritsema, J. (2000). African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons. *Science*, 290(5494), 1137-1140.

King, S. D. (2007). Hotspots and edge-driven convection. *Geology*, 35(3), 223.

Kissel, C., Guillou, H., Laj, C., et al. (2014). A combined paleomagnetic/dating investigation of the upper Jaramillo transition from a volcanic section at Tenerife (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 406, 59-71.

Klügel, A., Hansteen, T. H. et Schmincke, H.-U. (1997). Rates of magma ascent and depths of magma reservoirs beneath La Palma (Canary Islands). *Terra Nova*, 9(3), 117-121.

Klügel, A., Walter, T. R., Schwarz, S., et al. (2005). Gravitational spreading causes en-echelon diking along a rift zone of Madeira Archipelago: An experimental approach and implications for magma transport. *Bulletin of Volcanology*, 68(1), 37-46.

Klügel, A., Longpré, M.-A., García-Cañada, L., et al. (2015). Deep intrusions, lateral magma transport and related uplift at ocean island volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 140-149.

Kogarko, L. N. (2008). Characteristics of alkali magma differentiation at the Cape Verde Islands. *Geochemistry International*, 46(11), 1071-1080.

Kogiso, T., Tatsumi, Y., Shimoda, G., et al. (1997). High  $\mu$  (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: New evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B4), 8085-8103.

Kokfelt, T. F., Holm, P. M., Hawkesworth, C. J., et al. (1998). A lithospheric mantle source for the Cape Verde Island magmatism: Trace element and isotopic evidence from the Island of Fogo. Dans *Goldschmidt conference* (Vol. 62, p. 801-802). Toulouse.

Krastel, S., Schmincke, H.-U., Jacobs, C. L., et al. (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B3), 3977-3997.

## L

Labazuy, P. (1996). Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1), 295-306.

Lagmay, A. M. F., van Wyk de Vries, B., Kerle, N., et al. (2000). Volcano instability induced by

strike-slip faulting. *Bulletin of Volcanology*, 62(4-5), 331-346.

Laj, C., Guillou, H. et Kissel, C. (2014). Dynamics of the earth magnetic field in the 10–75 kyr period comprising the Laschamp and Mono Lake excursions: New results from the French Chaîne des Puys in a global perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 387, 184-197.

LaTourrette, T., Hervig, R. L. et Holloway, J. R. (1995). Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), 13-30.

Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous rocks: A classification and glossary of terms*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.

Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J. P., et al. (2006). A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17), 4507-4512.

Lénat, J.-F. et Gibert-Malengreau, B. (2001). A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research*, 106(B6), 8645-8663.

Leonhardt, R. et Soffel, H. C. (2006). The growth, collapse and quiescence of Teno volcano, Tenerife: new constraints from paleomagnetic data. *International Journal of Earth Sciences*, 95(6), 1053-1064.

Lodge, A. et Helffrich, G. (2006). Depleted swell root beneath the Cape Verde Islands. *Geology*, 34(6), 449-452.

Longpré, M.-A., Troll, V. R., Walter, T. R., et al. (2009). Volcanic and geochemical evolution of the Teno massif, Tenerife, Canary Islands: Some repercussions of giant landslides on ocean island magmatism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(12).

Longpré, M.-A., Klügel, A., Diehl, A., et al. (2014). Mixing in mantle magma reservoirs prior to and during the 2011-2012 eruption at El Hierro, Canary Islands. *Geology*, 42(4), 315-318.

Lundstrom, C. C., Hoernle, K. et Gill, J. (2003). U-series disequilibria in volcanic rocks from the Canary Islands: Plume versus lithospheric melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(21), 4153-4177.

## M

Maccaferri, F., Richter, N. et Walter, T. (2017). The effect of giant flank collapses on magma

pathways and location of volcanic vents. *Nature Communications*, 8, 1097.

Madeira, J., Mata, J., Mourão, C., et al. (2010). Volcano-stratigraphic and structural evolution of Brava Island (Cape Verde) based on  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ , U–Th and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 196(3–4), 219–235.

Manconi, A., Longpé, M. A., Walter, T. R., et al. (2009). The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geology*, 37(12), 1099–1102.

Manhès, G., Minster, J. F. et Allègre, C. J. (1978). Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Séverin amphoteric: consequences for early solar system chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(1), 14–24.

Marcantonio, F., Zindler, A., Elliott, T., et al. (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(3–4), 397–410.

Martí, J., Mitjavila, J. et Araña, V. (1994). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geological Magazine*, 131(6), 715.

Martí, J. et Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): An overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1–4), 161–173.

Martins, S., Mata, J., Munhá, J., et al. (2010). Chemical and mineralogical evidence of the occurrence of mantle metasomatism by carbonate-rich melts in an oceanic environment (Santiago Island, Cape Verde). *Mineralogy and Petrology*, 99(1–2), 43–65.

Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., et al. (2002). Slope failures on the flanks of the Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57, 1–35.

Masson, D. G., Le Bas, T. P., Grevemeyer, I., et al. (2008). Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(7), 1–16.

Mata, J., Martins, S., Mattielli, N., et al. (2017). The 2014–15 eruption and the short-term geochemical evolution of the Fogo volcano (Cape Verde): Evidence for small-scale mantle heterogeneity. *Lithos*, 288–289, 91–107.

McDougall, I. et Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and thermochronology by the  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  method*. Oxford University Press.

McKenzie, D. et O’Nions, R. K. (1983). Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature*,

301(5897), 229-231.

McMurtry, G. M., Fryer, G. J., Tappin, D. R., et al. (2004). Megatsunami deposits on Kohala volcano, Hawaii, from flank collapse of Mauna Loa. *Geology*, 32(9), 741.

McNutt, M. et Menard, H. W. (1978). Lithospheric flexure and uplifted atolls. *Journal of Geophysical Research*, 83(B3), 1206.

McNutt, M. (1988). Thermal and mechanical properties of the Cape Verde Rise. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4), 2784.

Merle, O., Mairine, P., Michon, L., et al. (2010). Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(1-2), 131-142.

Millet, M.-A., Doucelance, R., Schiano, P., et al. (2008). Mantle plume heterogeneity versus shallow-level interactions: A case study, the São Nicolau Island, Cape Verde archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(2), 265-276.

Millet, M.-A., Doucelance, R., Baker, J. A., et al. (2009). Reconsidering the origins of isotopic variations in Ocean Island Basalts: Insights from fine-scale study of São Jorge Island, Azores archipelago. *Chemical Geology*, 265(3-4), 289-302.

Mishiue, M., Hinokidani, O. et Miyamoto, K. (1999). Study on the Mayuyama tsunami disaster in 1792. Dans *Proceedings of the 28th congress of IAHR*. CD.

Mitchell, J. G., Le Bas, M. J., Zielonka, J., et al. (1983). On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(1), 61-76.

Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., et al. (2006). A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(11).

Moore, J. G., Clague, D. a., Holcomb, R. T., et al. (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12), 17465.

Moore, J. G. et Clague, D. A. (1992). Volcano growth and evolution of the island of Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 104(11), 1471-1484.

Moore, J. G., Bryan, W. B. et Ludwig, K. R. (1994). Chaotic deposition by a giant wave, Molokai, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 106(7), 962-967.

Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230(5288), 42-43.

Morizet, Y., Paris, M., Gaillard, F., et al. (2014a). Carbon dioxide in silica-undersaturated

melt. Part I: The effect of mixed alkalis (K and Na) on CO<sub>2</sub> solubility and speciation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141, 45-61.

Morizet, Y., Paris, M., Gaillard, F., et al. (2014b). Carbon dioxide in silica-undersaturated melt Part II: Effect of CO<sub>2</sub> on quenched glass structure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 144, 202-216.

Mourão, C., Mata, J., Doucelance, R., et al. (2010). Quaternary extrusive calciocarbonatite volcanism on Brava Island (Cape Verde): A nephelinite-carbonatite immiscibility product. *Journal of African Earth Sciences*, 56(2-3), 59-74.

Murray, R. W., Miller, D. J. et 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).

## N

Navarro, J. M. et Coello, J. (1989). Depressions originated by landslide processes in Tenerife. Dans *ESF meeting on Canarian volcanism* (p. 150-152). Lanzarote.

Neumann, E.-R., Wulff-Pedersen, E., Simonsen, S. L., et al. (1999). Evidence for Fractional Crystallization of Periodically Refilled Magma Chambers in Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 40(7), 1089-1123.

Nomade, S., Renne, P. R., Vogel, N., et al. (2005). Alder Creek sanidine (ACs-2): A Quaternary 40Ar/39Ar dating standard tied to the Cobb Mountain geomagnetic event. *Chemical Geology*, 218(3-4), 315-338.

## O

Oehler, J.-F., Labazuy, P. et Lénat, J.-F. (2004). Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bulletin of Volcanology*, 66(7), 585-598.

Olin, H. (2007). *Magma dynamics of the phonolitic Diego Hernández Formation, Tenerife, Canary Islands*. Washington State University.

Omira, R., Ramalho, R. S., Quartau, R., Ramalho, I., Madeira, J., & Baptista, M. A. (2017). The Fogo's Collapse-triggered Megatsunami: Evidence-calibrated Numerical Simulations of Tsunamigenic Potential and Coastal Impact. Dans EGU General Assembly Conference Abstracts (dir.), (p. 16431). EGU General Assembly Conference Abstracts.

## P

Palacz, Z. A. et Wolff, J. A. (1989). Strontium, neodymium and lead isotope characteristics of the Granadilla Pumice, Tenerife: a study of the causes of strontium isotope disequilibrium in felsic pyroclastic deposits. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 147-159.

Paris, R. et Carracedo, J. C. (2001). Formation d'une caldera d'érosion et instabilité récurrente d'une île de point chaud : la caldera de Taburiente, La Palma, îles Canaries. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 7(2), 93-105.

Paris, R. (2002). Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud : l'exemple des îles Canaries (Espagne). *Laboratoire de Géographie Physique UMR 8591 CNRS Meudon, Ph.D.*, 388.

Paris, R., Carracedo, J. C., Torrado, F. J. P., et al. (2004). Les volcans des îles Canaries. *Mémoires de l'Association Volcanologique Européenne*, 4, 35.

Paris, R., Pérez Torrado, F. J. et Carracedo, J. C. (2005a). Massive flank failures and tsunamis in the Canary Islands: past, present, future. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 140, 37-54.

Paris, R., Guillou, H., Carracedo, J. C., et al. (2005b). Volcanic and morphological evolution of La Gomera (Canary Islands), based on new K-Ar ages and magnetic stratigraphy: implications for oceanic island evolution. *Journal of the Geological Society*, 162(3), 501-512.

Paris, R., Giachetti, T., Chevalier, J., et al. (2011). Tsunami deposits in Santiago Island (Cape Verde archipelago) as possible evidence of a massive flank failure of Fogos volcano. *Sedimentary Geology*, 239(3-4), 129-145.

Paris, R., Kelfoun, K. et Giachetti, T. (2013). Marine conglomerate and reef megaclasts at Mauritius island : Evidences of a tsunami generated by a flank collapse of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island? *Journal of Tsunami Society International*, 32(4).

Paris, R., Bravo, J. J. C., González, M. E. M., et al. (2017). Explosive eruption, flank collapse and megatsunami at Tenerife ca. 170 ka. *Nature Communications*, 8(May 2016), 15246.

Paris, R., Ramalho, R. S., Madeira, J., et al. (2018). Mega-tsunami conglomerates and flank collapses of ocean island volcanoes. *Marine Geology*, 395(May 2017), 168-187.

Pelleter, A.-A., Caroff, M., Cordier, C., et al. (2014). Melilite-bearing lavas in Mayotte

(France): An insight into the mantle source below the Comores. *Lithos*, 208-209, 281-297.

Pérez-Torrado, F. J., Paris, R., Cabrera, M. C., et al. (2006). Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology*, 227(1-2), 135-149.

Pérez-Torrado, F. J., Paris, R. et Rodriguez-Gonzalez, A. Carracedo, J. C. (2017). Geologia da ilha do Fogo/Geology of Fogo Island. Dans *Guia de espécies da ilha do Fogo/Guide to Fogo island species* (p. 28-45). Portugal.

Pilet, S. (2015). Generation of low-silica alkaline lavas: Petrological constraints, models, and thermal implications. *Geological Society of America Special Papers*, 514(17), SPE514-17.

Pim, J., Peirce, C., Watts, A. B., et al. (2008). Crustal structure and origin of the Cape Verde Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), 422-428.

Pin, C., Gannoun, A. et 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. *J. Anal. At. Spectrom.*, 29(10), 1858-1870.

Pinel, V. et Albino, F. (2013). Consequences of volcano sector collapse on magmatic storage zones: Insights from numerical modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 29-37.

Plesner, S., Holm, P. . et Wilson, J. . (2003). 40Ar-39Ar geochronology of Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120(1-2), 103-121.

Presley, T. K., Sinton, J. M. et Pringle, M. (1997). Postshield volcanism and catastrophic mass wasting of the Waianae Volcano, Oahu, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 58(8), 597-616.

Prudencio, J., Ibáñez, J. M., Del Pezzo, E., et al. (2015). 3D Attenuation Tomography of the Volcanic Island of Tenerife (Canary Islands). *Surveys in Geophysics*, 36(5), 693-716.

Prytulak, J. et Elliott, T. (2007). TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3-4), 388-403.

Putirka, K. (1999). Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2), 151-163.

Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., et al. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American*

*Mineralogist*, 88, 1542-1554.

## Q

Quidelleur, X., Hildenbrand, A. et Samper, A. (2008). Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters*, 35(2), 1-5.

## R

Ramalho, R. A. S. (2011). *Building the Cape Verde Islands*. Springer.

Ramalho, R. S., Winckler, G., Madeira, J., et al. (2015). Hazard potential of volcanic flank collapses raised by new megatsunami evidence. *Science Advances*, 1(9), e1500456-e1500456.

Ramalho, R. S., Winckler, G., Madeira, J., et al. (2015). Hazard potential of volcanic flank collapses raised by new megatsunami evidence. *Science Advances*, 1(9).

Ribeiro, O. (1997). *A Ilha do Fogo e as suas erupções*. Ministerio do Ultramar, Lisboa, Portugal.

Risby, O. (2017). *Crystallization and Emplacement of the Monte Amarelo Dikes : Magma Storage Assessment on Fogo , Cape Verde Islands*. Uppsala University.

Romagnoli, C., Casalbore, D., Chiocci, F. L., et al. (2009). Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability. *Marine Geology*, 262(1-4), 1-13.

Russell, W. A., Papanastassiou, D. A. et Tombrello, T. A. (1978). Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1075-1090.

## S

Schwarz, W. H. et Trieloff, M. (2007). Intercalibration of 40Ar-39Ar age standards NL-25, HB3gr hornblende, GA1550, SB-3, HD-B1 biotite and BMus/2 muscovite. *Chemical Geology*, 242(1-2), 218-231.

Sekiya, S. et Kikuchi, Y. (1890). The eruption of Bandai-san.

Seleznev, B. V., Dvigalo, V. N. et Gusev, N. A. (1984). Evolution of Bezymianny volcano from stereoscopic plotting of aerial photographs of 1950, 1967, 1976–1981. *Volcanology and Seismology*, 5, 53-66.

Sharp, W. D., Turrin, B. D., Renne, P. R., et al. (1996). The  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  and K/Ar dating of lavas from the Hilo 1-km core hole, Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B5), 11607-11616.

Sharp, W. D. et Renne, P. R. (2005). The  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  dating of core recovered by the Hawaii Scientific Drilling Project (phase 2), Hilo, Hawaii. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(4).

Shishkina, T. A., Botcharnikov, R. E., Holtz, F., et al. (2010). Solubility of  $\text{H}_2\text{O}$ - and  $\text{CO}_2$ -bearing fluids in tholeiitic basalts at pressures up to 500MPa. *Chemical Geology*, 277(1-2), 115-125.

Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4), 163-197.

Siebert, L., Glicken, H. et Ui, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 49(1), 435-459.

Simonsen, S. L., Neumann, E.-R. et Seim, K. (2000). Sr–Nd–Pb isotope and trace-element geochemistry evidence for a young HIMU source and assimilation at Tenerife (Canary Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 299-312.

Sleep, N. H. (1990). Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *Journal of Geophysical Research*, 95(B5), 6715.

Smith, J. R., Malahoff, A. et Shor, A. N. (1999). Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 59-88.

Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V., et al. (2005). An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434(7033), 590-597.

Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Kuzmin, D. V., et al. (2007). The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science*, 329(5823), 1466-1468.

Solana, M. C. (1996). La erupción de 1704-1705 en Tenerife, Islas Canarias. Reconstrucción, peligros asociados y su mitigación.

Spath, A., Roex, A. P. LE et Duncan, R. A. (1996). The Geochemistry of Lavas from the Gomores Archipelago, Western Indian Ocean: Petrogenesis and Mantle Source Region Characteristics. *Journal of Petrology*, 37(4), 961-991.

Staudigel, H. (1984). The Pliocene Seamount Series of La Palma / Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11195-11215.

Staudigel, H. et Schmincke, H.-U. (1984). The Pliocene Seamount Series of La Palma / Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11195-11215.

Staudigel, H., Feraud, G. et Giannerini, G. (1986). The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27(3-4), 299-322.

Stearns, H. T. (1946). *Geology of the Hawaiian islands. Bulletin*.

Stillman, C. J., Bennell-Baker, M. J., Smewing, J. D., et al. (1975). Basal complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. *Nature*, 257(5526), 469-471.

Stroncik, N. A., Klügel, A. et Hansteen, T. H. (2009). The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(5), 593-607.

Sun, S. -s. et McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

## T

Tatsumoto, M., Knight, R. J. et Allegre, C. J. (1973). Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science (New York, N.Y.)*, 180(4092), 1279-83.

Thirlwall, M. F. (1997). Pb isotopic and elemental evidence for OIB derivation from young HIMU mantle. *Chemical Geology*, 139(1-4), 51-74.

Thirlwall, M. ., Singer, B. . et Marriner, G. . (2000). 39 Ar- 40 Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 247-297.

Tibaldi, A. (2001). Multiple sector collapses at stromboli volcano, Italy: how they work. *Bulletin of Volcanology*, 63(2-3), 112-125.

Tilling, R. I., Topinka, L. J. et Swanson, D. A. (1990). Eruptions of Mount St. Helens : Past, present, and future. *US Geological Survey*.

Tilling, R. I. et Dvorak, J. J. (1993). Anatomy of a basaltic volcano. *Nature*, 363.

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(1), 22-39.

Torres, P. C., Madeira, J., Silva, L. C., et al. (1997). Carta geológica das erupções históricas da ilha do Fogo: revisão e actualização. Dans C. V. A Erupção Vulcanica de 1995 na Ilha do Fogo (dir.), *Reffega, A. (Ed.)* (p. 119-132). Lisbone.

Troll, V. R. (2001). *Evolution of large peralkaline silicic magma chambers and associated caldera systems: a case study from Gran Canaria, Canary Islands*.

Tsuji, Y. et Hino, T. (1993). (1993). Damage and inundation height of the 1792 Shimabara landslide tsunami along the coast of Kumamoto prefecture. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 68(2), 91-176.

Turner, G., Miller, J. A. et Grasty, R. L. (1966). The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*, 1(4), 155-157.

## V

Valer, M. (2016). *Origine et évolution des magmas de l'île de La Réunion: apports de la pétro-géochimie et des inclusions magmatiques*. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

Valer, M., Bachélery, P. et Schiano, P. (2017). The Petrogenesis of Plagioclase-ultraphyric Basalts from La Réunion Island. *Journal of Petrology*, 58(4), 675-698.

van den Bogaard, P. (2013). The origin of the Canary Island Seamount Province - New ages of old seamounts. *Scientific Reports*, 3(1), 2107.

van Wyk de Vries, B. et Francis, P. . (1997). Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*, 387(6631), 387-390.

Voight, B. (1981). Time scale for the first moments of the May 18 eruption. Dans P. W. Lipman et D. R. Mullineaux (dir.), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington* (US Geol Su, p. 69-92).

## W

Walker, G. P. L. (1992). « Coherent intrusion complexes » in large basaltic volcanoes — a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50(1-2), 41-54.

Walter, T. et Schmincke, H.-U. (2002). Rifting, recurrent landsliding and Miocene structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands). *International Journal of Earth Sciences*, 91(4), 615-628.

Walter, T. R. et Troll, V. R. (2003). Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(1-2), 107-120.

Walter, T. R. (2005). Feedback processes between magmatic events and flank movement at Mount Etna (Italy) during the 2002–2003 eruption. *Journal of Geophysical Research*, 110(B10).

Ward, S. N. et Day, S. (2003). Ritter Island Volcano—lateral collapse and the tsunami of 1888. *Geophys. J. Int*, 154, 891-902. Wasylenki, L. E., Baker, M. B., Kent, A. J. R., et al. (2003). Near-solidus melting of the shallow upper mantle: Partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology*, 44(7), 1163-1191.

Wasylenki, L. E., Baker, M. B., Kent, A. J. R., et al. (2003). Near-solidus melting of the shallow upper mantle: Partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology*, 44(7), 1163-1191.

Watts, A. B. et Masson, D. G. (1995). A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24487-24498.

Watts, A. B. et Masson, D. G. (2001). New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 63(1), 8-19.

Weaver, B. L. (1991). The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 381-397.

Welsch, B., Faure, F., Famin, V., et al. (2013). Dendritic Crystallization: A Single Process for all the Textures of Olivine in Basalts? *Journal of Petrology*, 54(3), 539-574.

Welsch, B., Hammer, J., Baronnet, A., et al. (2016). Clinopyroxene in postshield Haleakala ankaramite: 2. Texture, compositional zoning and supersaturation in the magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(1), 6.

Widom, E., Hoernle, K. A., Shirey, S. B., et al. (1999). Os Isotope Systematics in the Canary

Islands and Madeira: Lithospheric Contamination and Mantle Plume Signatures. *Journal of Petrology*, 40(2), 279-296.

Wiesmaier, S., Deegan, F. M., Troll, V. R., et al. (2011). Magma mixing in the 1100 AD Montaña Reventada composite lava flow, Tenerife, Canary Islands: Interaction between rift zone and central volcano plumbing systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(3), 651-669.

Wiesmaier, S., Troll, V. R., Carracedo, J. C., et al. (2012). Bimodality of lavas in the teide-pico viejo succession in tenerife-the role of crustal melting in the origin of recent phonolites. *Journal of Petrology*, 53(12), 2465-2495.

Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41(6), 863-870.

Wolff, J. ., Grandy, J. . et Larson, P. . (2000). Interaction of mantle-derived magma with island crust? Trace element and oxygen isotope data from the Diego Hernandez Formation, Las Cañadas, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 343-366.

Workman, R. K. et Hart, S. R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2), 53-72.

## Z

Zartman, R. E. et Haines, S. M. (1988). The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs a case for bi-directional transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(6), 1327-1339.

Zindler, A. et Hart, S. (1986). Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1), 493-571.

# Table des Figures

Figure 1.1 : Exemples de dépôts détritiques sous-marins issus de déstabilisations massives de flancs de volcans boucliers océaniques à Hawaï et aux Canaries	10
Figure 1.2 : Hauteur de chute initiale (H) et distance de propagation (L) de déstabilisations massives de flancs de volcans	12
Figure 1.3 : Altitude de dépôts de mégatsunami sur la côte Ouest de Gran Canaria.	12
Figure 1.4 : Simulations numériques du tsunami généré par le glissement de Güímar.	14
Figure 1.5 : Schéma représentatif des trois types de point-chaud	14
Figure 1.6 : Nb/Y versus SiO <sub>2</sub> dans les OIB	16
Figure 1.7 : Rapports isotopiques Pb, Sr, Nd des OIB..	16
Figure 1.8 : Schémas des facteurs contrôlant l'évolution morphologique d'une île volcanique	18
Figure 1.9 : Modèle d'évolution des volcans boucliers océaniques d'Hawaï	20
Figure 1.10 : Exemple de volcan bouclier à trois rift-zones séparées par des déstabilisations massives de flancs	22
Figure 1.11 : Simulation numérique des déplacements induits par une déstabilisation massive de flanc d'un volcan bouclier	23
Figure 1.12 : Modélisations numériques des déplacements engendrés par différents types d'intrusions sous un volcan bouclier.	25
Figure 1.13 : Composition en éléments majeurs des laves du Piton du Carbet, Martinique et de la Soufrière de Sainte Lucie	27
Figure 1.14 : Modèle d'évolution du volcan bouclier du Teno	28
Figure 2.1 : Carte de localisation des archipels de point chaud des Canaries et du Cap Vert.	33
Figure 2.2 : Traces des points chauds de Madère et des Canaries	33
Figure 2.3 : Les différentes étapes de la construction de l'île de Tenerife	34
Figure 2.4 : Carte géologique de la rift-zone Nord-Est de Tenerife (Carracedo <i>et al.</i> , 2011).	36
Figure 2.5 : Diagramme TAS des dykes de la rift-zone Nord-Est	37
Figure 2.6 : Rapports isotopiques de plomb à Tenerife	37
Figure 2.7 : Carte en relief ombré de la rift-zone Nord-Est de Tenerife	40
Figure 2.8 : Evolution de la rift-zone Nord-Est de Tenerife en terme de volume cumulé	40
Figure 2.9 : Exemple de colonne stratigraphique avec échantillonnage exhaustif des laves pré-effondrement et post-effondrement dans le Barranco de Badajoz	42
Figure 2.10 : Carte des îles du Cap Vert	44
Figure 2.11 : Carte morpho-structurale schématique de l'île de Fogo	44
Figure 2.12 : Chronologie relative des séries volcaniques de Fogo	45
Figure 2.13 : Reconstruction de la déstabilisation massive du flanc Est de l'édifice Monte Amarelo à Fogo	47
Figure 2.14 : Dépôts de l'avalanche de débris générée par la déstabilisation massive du flanc Est du Monte Amarelo à Fogo	48
Figure 2.15 : Evolution de la pression calculée par barométrie clinopyroxène-liquide dans les laves de Fogo en fonction du temps	48
Figure 2.16 : Carte de l'échantillonnage dans la caldera de Fogo	50

Figure 2.17 : Echantillonnage dans la partie Nord de la Bordeira.	51
Figure 2.18 : Stratigraphie et échantillonnage sur la paroi Ouest de la Bordeira.	51
Figure 2.19 : Stratigraphie et échantillonnage sur la paroi Sud de la Bordeira.	52
Figure 3.1 : Schéma du protocole de séparation du Sr, Pb et des Terres Rares Légères	68
Figure 3.2 : Schéma du protocole de séparation du Nd	69
Figure 3.3 : Profil de calibration d'une colonne Ln	69
Figure 3.4 : Comparaison du protocole de Manhès <i>et al.</i> (1978) et Pin <i>et al.</i> (2014)	71
Figure 3.5 : Diagrammes des différents rapports isotopiques de Pb	74
Figure 4.1 : Spectres d'âges et courbes isochrones de l'échantillon FO-01	81
Figure 4.2 : Photos au microscope optique des différents faciès des échantillons de Fogo	85
Figure 4.3 : Profil d'un macrocristal de clinopyroxène de la lave FO-24	87
Figure 4.4 : Diagramme TAS des laves de Fogo	88
Figure 4.5 : Variation des teneurs des oxydes en fonction du MgO	90
Figure 4.6 : Diagrammes des différents oxydes en fonction de l'âge estimé des laves de Fogo..	91
Figure 4.7 : Diagrammes des différents oxydes en fonction de l'âge estimé des laves du secteur Ouest (via-ferrata) de Fogo.	93
Figure 4.8 : A : Spectre des terres rares des échantillons de Fogo. B : Rapport Sm/Yb et La/Yb normalisé aux chondrites.	95
Figure 4.9 : Teneurs de différents éléments en traces en fonction de la proportion de mégacristaux.	96
Figure 4.10 : Diagrammes des concentrations de différents éléments incompatibles en fonction de l'âge estimé des laves de Fogo	98
Figure 4.11 : Diagrammes des concentrations de différents éléments incompatibles en fonction de l'âge estimé des laves du secteur Ouest (via ferrata) de Fogo.	99
Figure 4.12 : Diagrammes isotopiques présentant les rapports isotopiques des laves du Cap Vert	100
Figure 4.13 : Diagrammes présentant les rapports isotopiques en fonctions de la chronologie relative des échantillons.	102
Figure 4.14 : Diagrammes présentant les rapports isotopiques des laves constituant le secteur Ouest (via-ferrata) en fonction de la chronologie relative des échantillons.	102
Figure 4.15 : Diagrammes présentant les différentes analyses chimiques des roches totales.	103
Figure 5.1 : Variation du rapport CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (A), des teneurs en Na <sub>2</sub> O (B) et en SiO <sub>2</sub> (C, D) en fonction de MgO.	110
Figure 5.2 : Variation des teneurs en Ba, U, Nb, Hf, La et Sm (ppm) en fonction de MgO	112
Figure 5.3 : Diagrammes Nb/U vs. U, Ba/U et Zr/U des échantillons de l'île de Fogo.	114
Figure 5.4 : A-Diagramme du Mg# des cpx en fonction du Mg# du liquide (roche totale) de l'échantillon FO-17. B-Diagramme Mg# des cpx en fonction du Mg# du liquide pour les cpx à l'équilibre avec le liquide. C-Diagramme comparant les concentrations d'un cation individuel dans le cristal et dans le liquide dans lequel le cristal s'est formé. D-Résultats du calcul de thermo-barométrie de l'échantillon FO-17	118

Figure 5.5 : Mobilisations des mélanges isotopiques ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) de la source des laves de Fogo..	123
Figure 5.6 : Variation de différents éléments, ou rapport isotopiques, en fonction du temps.	125
Figure 5.7 : Variation de différents éléments ou rapports isotopique en fonction de l'âge des échantillons	127
Figure 5.8 : Variation de différents éléments, ou rapport isotopiques, en fonction du temps	132
Figure 5.9 : Schéma représentatif du calcul de compensation isostatique liée à l'effondrement de flanc du Monte Amarelo	135
Figure 6.1 : Photos au microscope optique des différents faciès laviques des échantillons de Güímar.	141
Figure 6.2 : Images en électrons rétrodiffusés (BSEI) de pyroxènes	142
Figure 6.3 : Diagramme TAS des laves de Güímar	144
Figure 6.4 : Diagramme présentant les différents oxydes en fonction du MgO des laves de Güímar	145
Figure 6.5 : Diagramme montrant des différents oxydes (en pds.%) en fonction de la proportion de mégacristaux	147
Figure 6.6 : Diagramme présentant les différents oxydes en fonction du temps des laves de Güímar	148
Figure 6.7 : Diagramme des concentrations des différents oxydes (pds.%) en fonction du temps de trois secteurs de Güímar (BA, LA et GO).	150
Figure 6.8 : Diagramme de différents éléments traces (en ppm) en fonction du Ni (ppm) des laves de Güímar	151
Figure 6.9 : Concentration de différents éléments traces en fonction de la proportion de mégacristaux présents dans les laves.	153
Figure 6.10 : $(\text{Sm}/\text{Yb})\text{N}$ et $(\text{Sm}/\text{Yb})\text{N}$ vs. $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ des laves de Güímar	154
Figure 6.11 : Evolution temporelle des concentrations de différents éléments traces des échantillons de Güímar	156
Figure 6.12 : Diagramme des concentrations des différents oxydes en fonction du temps de trois secteurs de Güímar (BA, LA et GO)	157
Figure 6.13 : Rapports isotopiques des basaltes de Tenerife	158
Figure 6.14 : Rapports isotopiques en fonction de l'âge des laves	159
Figure 7.1 : Diagramme des rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Na}_2\text{O}$ en fonction du MgO des laves de Güímar	166
Figure 7.2 : Diagramme des rapports $\text{Nb}/\text{U}$ , $\text{Ba}/\text{U}$ et $\text{Zr}/\text{U}$ en fonction de $\text{U}$	168
Figure 7.3 : Diagrammes $\text{Nb}/\text{U}$ en fonction du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .	170
Figure 7.4 : Modèles de mélanges isotopiques illustrant les sources de la variabilité des laves de Güímar..	173
Figure 7.5 : Diagramme du rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction du $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ illustrant le calcul du paramètre $\Delta_T$	176
Figure 7.6 : Diagramme du paramètre $\Delta_T$ en fonction de l'âge des échantillons.	178
Figure 7.7 : Schéma du système magmatique de l'île de Tenerife	180

---

# Table des Tableaux

---

Tableau 3.1 Concentration en K <sub>2</sub> O de cinq échantillons au SARM et au LMV.....	58
Tableau 3.2 : Reproductibilité du standard BHVO-1 mesuré à l'ICP-AES au LMV.....	63
Tableau 3.3 : Comparaison du protocole 1 (P1) et du protocole 2 (P2) d'attaque des éléments traces .....	65
Tableau 3.4 : Reproductibilité du standard BCR-2 mesuré à l'ICP-MS au LMV .....	66
Tableau 3.5 : Concentrations des blancs de traces des 9 séries d'analyses et la moyenne.....	66
Tableau 3.6 : Rendements en % des séparations de Pb pour les deux protocoles testés.....	71
Tableau 3.7: Concentration des blancs des huit séries de séparations chromatographiques pour l'analyse des isotopes .....	74
Tableau 5.1 : Synthèse des différentes profondeurs de stockage estimées pour les laves de Fogo via différentes méthodes.....	113

## **Annexes**

- Annexe A : Tableaux de données des analyses de Fogo.
- Annexe B : Tableaux de données des analyses de Tenerife



## Annexe A1 : Localisation et description des échantillons de Fogo.

Ech.	Lat	Long	Alt	Effondrem	Observations
FO-01	783606	1650879	2285	post	Coulée de lave post-effondrement, sommet Bordera
FO-02	791734	1650172	105	post	Coulée de lave post-effondrement, intracanyon vers la mer
FO-03	791737	1650098	133	pré	Coulée de lave pré-effondrement
FO-04	791099	1650485	464	pré	Ankaramite pré-effondrement
FO-05	780572	1652898	2190	pré	Dépôt strombolien
FO-06	780549	1652924	2217	pré	Dépôt strombolien
FO-07	780543	1652930	2242	pré	Coulée de lave
FO-08	780510	1652954	2278	pré	Coulée de lave
FO-09	780487	1652967	2305	pré	Brèche
FO-10	780482	1652980	2323	pré	Brèche
FO-11	780450	1653020	2340	pré	Dépôt strombolien
FO-12	780432	1653023	2350	pré	Brèche
FO-13	780395	1653002	2345	pré	Coulée de lave sur FO-12
FO-14	780656	1652580	2296	pré	Coulée de lave pré-effondrement au sommet de la Bordera
FO-15	780985	1652193	2300	pré	Coulée de lavve
FO-16	781012	1652050	2346	pré	Coulée pahoehoe
FO-17	781409	1651627	2419	post	Coulée de lave au sommet de la Bordeira
FO-18	785110	1659440	1622	pré	Coulée de lave, base de la Bordeira
FO-19	785476	1659501	1611	pré	Coulée de lave massive à la base de la Bordeira
FO-20	785544	1659487	1620	pré	Coulée de lave ankaramite sur Fo-19
FO-21	785559	1659497	1620	pré	Picon post-effondrement sur Fo-20
FO-22	781065	1654895	1763	nd	Brèche à la base de la Bordeira
FO-23	781188	1652370	1765	nd	Brèche à la base de la Bordeira (épaisseur > 50 m)
FO-24	781226	1652373	1775	pré	Ankaramite sur Fo-23
FO-25	781168	1652358	1781	pré	Coulée de lave sur Fo-24
FO-26	781161	1652357	1782	pré	Dépôt ponce de 3m de haut, sur Fo-25
FO-27	781001	1652702	1773	pré	Coulée de lavesous Fo-23
FO-28	784751	1659738	1719	post	Cône et coulée de lave Bordeira
FO-29	784922	1659686	1806	pré	Ankaramite
FO-31	784919	1659658	1801	pré	Coulée de lave, secteur NW
FO-32	784873	1659653	1652	pré	Coulée de lave, secteur NW
FO-33	784885	1659638	1649	pré	Coulée de lave, secteur NW
FO-34	784882	1659592	1742	pré	Coulée de lave, secteur NW
FO-35	784866	1659558	1720	pré	Coulée de lave, secteur NW
FO-36	784841	1659534	1692	pré	Coulée de lave, secteur NW
FO-37	784789	1659453	1652	pré	Coulée de lave, secteur NW
FO-38	783018	1658498	1653	post	Dyke dans un cône post-effondrement à la base de la Bordeira
FO-39	780530	1652899	2181	pré	Dyke dans la brèche Fo-09
FO-40	780593	1652979	2094	pré	Coulée de lave
FO-41	780595	1653210	2008	pré	Coulée de lave pahoehoe
FO-42	780714	1653164	2010	pré	Coulée de lave
FO-43	780698	1653196	1950	pré	Coulée de lave
FO-44	781200	1655509	1740	post	Coulée de lave pahoehoe
FO-45	781200	1655509	1740	post	Coulée de lave, avec quelques enclaves
FO-46	782734	1656589	1749	nd	Bloc de lave avec néphelines
FO-47	783492	1656523	1718	post	Coulée de lave post-effondrement
FO-48	785474	1651077	1841	pré	Coulée de lave chevauchant l'ignimbrite Fo-49
FO-49	785444	1651091	1836	pré	Ignimbrite avec fiammes
FO-50	785444	1651091	1836	pré	Dépôt strombolien
FO-51	785444	1651129	1824	pré	Brèche
FO-52	785437	1651133	1796	pré	Coulée de lave sous Fo-51
FO-53	785448	1651169	1827	pré	Brèche
FO-54	785894	1650753	1782	post	Coulée de lave d'un cône post-effondrement
FO-55	785465	1651025	1850	nd	Brèche
FO-56	785457	1650993	1861	nd	Coulée de lave sous la brèche Fo-55

Ech.	Lat	Long	Alt	Effondrem	Observations
FO-57	785569	1650901	1825	post	Coulée de lave
FO-58	785552	1650834	1855	post	Coulée de lave
FO-59	785148	1651392	1807	pré	Coulée de lave
FO-60	783878	1651374	1796	post	Coulée de lave post-effondrement chevauchant la Bordaera
FO-61	783878	1651374	1796	pré	Dyke à la base de la Bordaera
FO-62	784235	1651525	1777	pré	Brèche
FO-63	782805	1656580	1752	pré	Syenite
FO-64	782952	1656670	1754	pré	Dyke rich en anclave
FO-65	782873	1656765	1806	pré	Enclaves
FO-66	782816	1656856	1817	pré	Dyke
FO-67	782672	1656954	2064	pré	Syenite
FO-68	782736	1656769	1808	pré	Enclaves
FO-69	782544	1656889	1870	pré	Gabbro
FO-70	790702	1653634	280	post	Coulée de lave
FO-71	790775	1653658	226	post	Coulée de lave
FO-72	790404	1660091	57	post	Coulée de lave
FO-73	790381	1660180	74	post	Coulée de lave
FO-74	790361	1660211	93	post	Coulée de lave
FO-75	790312	1660241	109	post	Coulée de lave

Annexe A2 : Ages K-Ar des échantillons de Fogo. Les âges sont calculés sur la base des constants de désintégration de d'abondance de Steiger and Jäger (1977). Chaque échantillon est analysé deux ou trois fois.

Ech. ID <i>Experience</i> <i>n°</i>	Masse fondu (g)	K* (pds.%)	40Ar* (%)	40Ar* (10 <sup>-13</sup> mol/g)	40Ar* moyenne pondérée ±1σ	Age ± 2σ ka
<b>FO-36</b>						
0231	1.00814	1.717 ± 0.017	5.014	4.753		
0233	1.02539	“.....”	5.520	4.683	4.711 ± 0.072	158 ± 4
<b>FO-43</b>						
0230	0.98774	1.838 ± 0.018	8.283	4.237		
0235	1.51286	“.....”	7.286	4.427	4.335 ± 0.068	136 ± 4
<b>FO-48</b>						
0172	0.98855	3.248 ± 0.032	3.495	3.870		
0189	2.16991	“.....”	3.306	3.803	3.841 ± 0.055	68 ± 2
<b>FO-28</b>						
0189	1.00320	2.075 ± 0.021	2.657	-	2.122 ± 0.177	59 ± 10
<b>FO-44</b>						
0219	0.98205	2.218 ± 0.022	0.638	0.787		
0227	2.00768	“.....”	0.809	0.941		
0243	2.00914	“.....”	0.646	0.717	0.815 ± 0.041	21 ± 2
<b>FO-60</b>						
0229	2.03916	1.397 ± 0.014	0.641	0.647		
0244	2.01890	“.....”	0.570	0.506	0.567 ± 0.032	20 ± 2
<b>FO-54</b>						
0234	2.01468	1.743 ± 0.017	0.064	0.041		
0241	2.49553	“.....”	0.228	0.140	0.117 ± 0.035	4 ± 2

### Annexe A3: Données des deux mesures $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées par chauffage incremental

Annexe A4 : Compositions modales des échantillons de Fogo. Les échantillons sont classés par ordre chronologique, du plus ancien au plus jeune. Les échantillons notés CVF proviennent de Doucelance et al. (2003).

Ech.	Alt (m)	Type d'échantillon	% cpx	% ol	% amph	% feld	Total
Fo-37	1652	Coulée de lave aphyrique	3,3	1,1			4,4
Fo-03	133	Coulée de lave à pyroxène et olivine					
Fo-27	1773	Coulée de lave à pyroxène et olivine	17,4	8,4			25,8
Fo-36	1692	Coulée de lave à pyroxène et olivine	23,3	11,3			34,7
Fo-24	1775	Coulée de lave à pyroxène	32,7	0,8			33,6
Fo-35	1720	Coulée de lave à pyroxène et olivine	19,0	6,2		2,0	27,1
Fo-25	1781	Coulée de lave aphyrique					
Fo-43	1950	Coulée de lave aphyrique					
Fo-34	1742	Coulée de lave à pyroxène et olivine	13,7	2,5		0,1	16,3
Fo-42	2010	Coulée de lave aphyrique	3,7	0,1			3,8
Fo-33	1649	Coulée de lave à pyroxène	34,4	2,3			36,7
Fo-41	2008	Coulée de lave à pyroxène	10,7			1,9	12,6
Fo-04	1652	Ankaramite	46,5	6,5			52,9
Fo-40	464	Coulée de lave à pyroxène	25,6			0,7	26,3
Fo-31	2094	Coulée de lave aphyrique					
Fo-07	1801	Coulée de lave à pyroxène	15,7	0,1			15,8
Fo-20	2242	Ankaramite	46,9	7,7			54,6
Fo-08	1620	Coulée de lave à pyroxène	19,9				19,9
Fo-15	2278	Coulée de lave à pyroxène	6,5	0,5			7,0
Fo-52	2300	Coulée de lave à pyroxène	13,8				13,8
Fo-14	1796	Coulée de lave à pyroxène et olivine	2,6		11,5		14,1
Fo-16	2296	Coulée de lave à pyroxène	24,6				24,6
Fo-29	2346	Coulée de lave à pyroxène	33,0	0,9			33,9
Fo-01	1806	Coulée de lave aphyrique					
Fo-48	2181	Coulée de lave à pyroxène	19,9				19,9
Fo-13	2285	Coulée de lave à pyroxène	13,3				13,3
Fo-17	1841	Coulée de lave aphyrique	2,7				2,7
Fo-57	2345	Coulée de lave aphyrique	4,7				4,7
Fo-28	2419	Coulée de lave aphyrique					
Fo-58	1825	pyroxene Coulée de lave	22,4	0,9			23,2
Fo-72	1719	Coulée de lave à pyroxène et olivine					
Fo-73	Alt	Coulée de lave à pyroxène et olivine					
Fo-74	226	Coulée de lave à pyroxène et olivine	0,4	11,3			11,7
Fo-75	57	Coulée de lave à pyroxène et olivine	4,6	13,9			18,5
Fo-44	74	Coulée de lave aphyrique					
Fo-60	93	Coulée de lave aphyrique					
Fo-02	1740	Coulée de lave à pyroxène et olivine	16,9	1,2			18,1
Fo-47	1807	Coulée de lave à pyroxène et olivine	22,8	2,9			25,7
Fo-70	105	Coulée de lave à pyroxène	17,1	1,7			18,7
Fo-71	1718	Coulée de lave à pyroxène et olivine	25,2	4,4			29,7
Fo-54	1870	Coulée de lave aphyrique					
CVF-06	280	Coulée de lave à pyroxène	6,6				6,6
CVF-08	1782	Coulée de lave à pyroxène	6,8				6,8

Annexe A5 : Compositions en éléments majeurs des clinopyroxènes des laves de Fogo.

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
FO-02	Phénocristal cœur	42 / 1 .	47,15	2,41	6,49	0,08	6,32	0,09	13,11	23,49	0,37		99,51	50,27	39,03	10,70
FO-02	Phénocristal cœur	45 / 1 .	47,68	2,44	5,50	0,03	6,90	0,16	13,34	23,27	0,35		99,67	49,16	39,20	11,64
FO-02	Phénocristal cœur	47 / 1 .	46,20	2,82	6,77	0,08	6,46	0,04	13,04	23,34	0,34		99,10	50,14	38,96	10,90
FO-02	Phénocristal cœur	50 / 1 .	47,74	2,42	5,41	0,01	6,50	0,08	13,41	23,60	0,33	0,01	99,52	49,79	39,37	10,83
FO-28	Phénocristal	1 / 1 .	50,31	1,97	3,57		6,88	0,22	13,19	23,80	0,47		100,41	49,90	38,48	11,62
FO-28	Phénocristal	8 / 1 .	45,37	3,79	6,72	0,01	7,72	0,18	12,45	23,10	0,42	0,01	99,77	49,58	37,18	13,24
FO-28	Phénocristal	9 / 1 .	42,36	5,12	9,59	0,01	7,68	0,09	11,07	23,33	0,48	0,03	99,75	52,09	34,38	13,53
FO-28	Phénocristal	10 / 1 .	47,39	2,92	5,38		6,33	0,11	13,32	23,78	0,36	0,01	99,60	50,23	39,15	10,63
FO-28	Phénocristal	11 / 1 .	45,72	3,75	6,54	0,00	7,30	0,13	12,48	23,64	0,39		99,94	50,50	37,10	12,39
FO-28	Phénocristal	12 / 1 .	39,53	6,97	11,30		7,89	0,20	9,68	22,76	0,54	0,02	98,89	53,50	31,65	14,85
FO-28	Phénocristal	13 / 1 .	48,12	5,66	10,91		5,64	0,10	10,28	18,38	1,69	1,59	102,37	49,47	38,48	12,06
FO-28	Phénocristal	14 / 1 .	40,41	6,09	11,25	0,06	7,98	0,11	10,14	23,20	0,43	0,03	99,69	53,18	32,35	14,48
FO-28	Phénocristal	15 / 1 .	46,92	3,22	6,01	0,01	6,70	0,11	12,96	23,38	0,39		99,70	50,02	38,59	11,39
FO-28	Phénocristal	16 / 1 .	50,09	1,98	3,33	0,03	7,22	0,25	13,25	22,91	0,49	0,15	99,70	48,56	39,08	12,36
FO-28	Phénocristal	29 / 1 .	37,57	7,47	12,34		8,82	0,17	9,02	22,89	0,56	0,10	98,94	53,91	29,55	16,53
FO-28	Phénocristal	30 / 1 .	43,42	4,58	8,25		8,01	0,15	11,37	22,83	0,47	0,09	99,16	50,71	35,14	14,15
FO-28	Phénocristal	31 / 1 .	39,92	6,68	10,82		8,10	0,14	9,72	22,75	0,56	0,07	98,76	53,26	31,68	15,06
FO-28	Phénocristal	36 / 1 .	50,24	2,11	3,88	0,02	7,14	0,26	13,36	23,08	0,52	0,03	100,63	48,64	39,18	12,19
FO-28	Phénocristal	37 / 1 .	47,20	2,21	4,30		6,57	0,24	12,55	24,79	0,46	0,04	98,36	52,12	36,71	11,18
FO-28	Phénocristal	38 / 1 .	42,15	4,87	10,17	0,03	7,68	0,08	10,45	22,80	0,52		98,74	52,55	33,49	13,96
FO-28	Phénocristal	39 / 1 .	43,98	4,34	7,61		8,01	0,19	11,53	23,06	0,43	0,03	99,19	50,67	35,26	14,07
FO-28	Phénocristal	40 / 1 .	44,29	4,61	7,99	0,03	7,55	0,14	11,15	23,20	0,57	0,02	99,55	51,89	34,69	13,42
FO-28	Phénocristal	41 / 1 .	45,74	3,89	7,17		7,24	0,24	11,52	23,43	0,53	0,07	99,82	51,72	35,37	12,91
FO-28	Phénocristal	42 / 1 .	40,06	6,64	10,97		7,82	0,14	9,50	22,73	0,64	0,05	98,56	53,90	31,35	14,75
FO-28	Phénocristal bord	43 / 1 .	49,80	2,14	4,09		6,73	0,19	13,00	23,43	0,50	0,01	99,89	49,94	38,56	11,51
FO-28	Phénocristal bord	44 / 1 .	44,21	4,08	7,31		7,76	0,14	11,82	23,41	0,45		99,18	50,87	35,74	13,39
FO-28	Phénocristal bord	45 / 1 .	45,98	3,20	5,89	0,03	6,99	0,13	12,58	23,22	0,44	0,02	98,48	50,17	37,82	12,01
FO-28	Phénocristal	46 / 1 .	40,76	5,51	10,07	0,05	7,60	0,13	10,55	23,12	0,48		98,26	52,75	33,48	13,77
FO-28	Phénocristal	47 / 1 .	42,88	4,61	9,48	0,01	7,88	0,11	11,05	23,09	0,51	0,01	99,62	51,65	34,38	13,97
FO-28	Phénocristal	48 / 1 .	41,47	5,28	9,95	0,00	7,64	0,13	10,75	23,42	0,49	0,02	99,15	52,69	33,65	13,66
FO-28	Phénocristal	49 / 1 .	50,18	1,72	3,46		6,83	0,20	12,95	23,60	0,47	0,03	99,44	50,10	38,25	11,65
FO-28	Phénocristal	50 / 1 .	48,70	2,58	4,68	0,01	6,75	0,15	12,89	23,60	0,43	0,12	99,91	50,29	38,23	11,48
FO-28	Phénocristal cœur	59 / 1 .	44,19	4,34	8,57		7,33	0,14	11,08	23,53	0,51	0,03	99,72	52,55	34,42	13,03
FO-28	Phénocristal cœur	60 / 1 .	38,88	7,14	11,37	0,00	8,59	0,12	9,54	23,00	0,53	0,02	99,19	53,40	30,81	15,79
FO-28	Phénocristal cœur	61 / 1 .	46,44	3,29	6,70		7,14	0,24	11,87	23,30	0,56	0,01	99,56	51,12	36,24	12,64
FO-28	Phénocristal bord	69 / 1 .	50,39	1,90	3,69		6,57	0,23	12,95	23,45	0,49	0,14	99,81	50,12	38,52	11,36

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
FO-28	Phénocristal cœur	70 / 1 .	42,34	4,60	9,29		8,35	0,13	11,00	23,02	0,50	0,04	99,27	51,23	34,05	14,72
FO-28	Phénocristal cœur	71 / 1 .	39,12	6,91	11,57		8,26	0,12	9,57	22,92	0,51	0,06	99,05	53,57	31,13	15,30
FO-28	Phénocristal cœur	72 / 1 .	46,15	3,29	6,09	0,02	6,81	0,12	12,98	23,51	0,33	0,02	99,31	50,05	38,43	11,52
FO-28	Phénocristal bord	73 / 1 .	40,71	6,08	10,11		12,00	0,23	10,50	21,95	0,47	0,06	102,13	47,60	31,69	20,71
FO-28	Phénocristal cœur	84 / 1 .	45,67	3,47	6,30		7,04	0,16	12,56	23,11	0,42	0,03	98,76	50,02	37,82	12,16
FO-28	Phénocristal bord	85 / 1 .	37,94	7,61	12,17		8,53	0,12	9,08	23,07	0,53	0,05	99,11	54,33	29,76	15,91
FO-28	Phénocristal cœur	86 / 1 .	46,24	3,21	6,41		7,07	0,11	13,01	23,24	0,39		99,67	49,50	38,57	11,93
FO-28	Phénocristal bord	87 / 1 .	48,32	2,69	5,20		7,54	0,22	12,18	23,19	0,62	0,04	100,00	50,20	36,68	13,12
FO-28	Phénocristal cœur	106 / 1 .	46,43	3,25	6,02	0,02	6,92	0,14	12,82	23,52	0,39	0,04	99,56	50,18	38,06	11,76
FO-28	Phénocristal bord	108 / 1 .	45,40	3,70	5,92	0,04	9,31	0,24	11,29	21,95	0,60	0,18	98,62	48,64	34,82	16,54
FO-28	Phénocristal bord	109 / 1 .	44,37	3,60	7,72	0,05	7,20	0,22	11,02	22,76	0,63	0,17	97,76	51,85	34,94	13,21
FO-28	Phénocristal bord	110 / 1 .	40,44	6,62	11,06		7,94	0,11	9,95	23,14	0,49	0,05	99,79	53,48	31,99	14,53
FO-28	Phénocristal cœur	111 / 1 .	44,25	4,10	7,28	0,02	7,66	0,12	12,05	23,33	0,45		99,26	50,54	36,31	13,15
FO-28	Phénocristal cœur	112 / 1 .	44,12	4,11	7,19	0,03	7,85	0,20	11,60	23,63	0,39	0,04	99,17	51,31	35,04	13,65
FO-28	Phénocristal bord	113 / 1 .	49,73	2,09	4,16	0,04	6,61	0,25	13,15	23,39	0,54	0,11	100,07	49,71	38,90	11,39
FO-28	Phénocristal cœur	114 / 1 .	44,23	4,05	7,57	0,01	7,62	0,13	11,50	23,33	0,45	0,04	98,93	51,41	35,25	13,34
FO-28	Phénocristal cœur	115 / 1 .	44,80	3,88	7,03	0,06	7,46	0,16	12,03	23,54	0,38	0,01	99,36	50,92	36,21	12,86
FO-28	Phénocristal bord	116 / 1 .	41,21	6,88	11,28	0,03	8,21	0,14	10,04	22,88	0,61	0,17	101,45	52,76	32,20	15,03
FO-28	Phénocristal bord	117 / 1 .	50,31	1,87	3,41	0,02	7,30	0,26	12,94	23,13	0,58	0,10	99,91	49,18	38,27	12,55
FO-28	Phénocristal cœur	118 / 1 .	45,10	3,70	6,63		7,25	0,18	12,16	23,51	0,41	0,06	98,99	50,86	36,59	12,55
FO-28	Phénocristal bord	119 / 1 .	39,74	6,61	11,39		7,94	0,15	9,64	22,70	0,58	0,08	98,82	53,51	31,61	14,89
FO-17	Phénocristal bord	34 / 1 .	46,29	3,22	5,73	0,01	7,34	0,16	12,39	23,56	0,51		99,21	50,50	36,95	12,56
FO-17	Phénocristal bord	34 / 2 .	46,41	3,03	5,94		6,39	0,18	12,67	23,77	0,51		98,90	51,08	37,89	11,02
FO-17	Phénocristal bord	34 / 3 .	47,37	2,78	5,54		6,54	0,11	13,17	23,78	0,46		99,75	50,27	38,74	10,99
FO-17	Phénocristal bord	34 / 43 .	45,67	3,42	6,69	0,02	6,83	0,11	12,11	23,68	0,61		99,14	51,54	36,67	11,79
FO-17	Phénocristal bord	34 / 44 .	45,31	3,42	5,98	0,00	7,54	0,17	11,77	23,89	0,59		98,67	51,61	35,39	13,00
FO-17	Phénocristal bord	34 / 45 .	45,58	3,63	6,07	0,01	7,88	0,20	11,71	23,47	0,57		99,12	50,93	35,37	13,70
FO-17	Phénocristal	38 / 7 .	46,85	2,48	4,89	0,02	8,86	0,22	11,44	23,11	0,87	0,01	98,74	50,12	34,51	15,37
FO-17	Phénocristal	38 / 8 .	45,19	3,05	6,85	0,02	7,72	0,11	11,67	23,47	0,58	0,00	98,65	51,23	35,43	13,34
FO-17	Phénocristal	38 / 9 .	47,59	2,57	5,19	0,04	6,63	0,03	12,92	23,67	0,54		99,19	50,53	38,37	11,10
FO-17	Phénocristal	38 / 15 .	44,12	4,11	7,93		7,32	0,18	11,63	23,66	0,63	0,01	99,60	51,77	35,41	12,82
FO-17	Phénocristal	38 / 16 .	43,78	4,31	8,16		7,48	0,09	11,45	23,38	0,53		99,18	51,70	35,23	13,06
FO-17	Phénocristal	38 / 17 .	43,80	4,32	7,99	0,02	7,57	0,13	11,56	23,63	0,58	0,02	99,62	51,69	35,17	13,14
FO-17	Phénocristal	39 / 8 .	45,98	2,98	6,42		6,43	0,11	12,31	23,76	0,49		98,48	51,67	37,24	11,09
FO-17	Phénocristal	39 / 9 .	45,80	3,17	6,08		6,56	0,21	12,30	23,68	0,56		98,35	51,40	37,14	11,47
FO-17	Phénocristal	39 / 10 .	44,74	3,66	6,84	0,00	6,99	0,14	11,69	23,53	0,63		98,23	51,87	35,85	12,29
FO-17	Phénocristal bord	40 / 31 .	45,76	3,45	6,54		6,94	0,25	12,12	23,29	0,62	0,01	98,98	50,89	36,85	12,26
FO-17	Phénocristal bord	40 / 32 .	45,94	3,44	6,72		7,21	0,07	11,93	23,43	0,65	0,01	99,38	51,25	36,32	12,43

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
FO-17	Phénocristal bord	40 / 33 .	45,95	3,43	5,95	0,00	7,38	0,18	11,80	23,66	0,50	0,01	98,85	51,45	35,70	12,85
FO-17	Phénocristal bord	40 / 34 .	47,60	3,00	4,53		8,23	0,32	11,71	23,19	0,66	0,02	99,26	50,23	35,31	14,46
FO-17	Phénocristal bord	42 / 26 .	43,33	4,44	8,61	0,00	7,58	0,14	11,38	23,34	0,52		99,35	51,63	35,03	13,34
FO-17	Phénocristal bord	42 / 27 .	43,78	4,23	8,20		7,23		11,63	23,44	0,48		98,99	51,78	35,75	12,47
FO-17	Phénocristal bord	42 / 28 .	45,02	3,76	7,45	0,01	6,90	0,18	11,98	23,60	0,50		99,40	51,53	36,39	12,08
FO-17	Phénocristal bord	42 / 29 .	44,46	3,82	7,43	0,01	7,14	0,25	11,95	23,46	0,58		99,09	51,17	36,25	12,58
FO-17	Phénocristal bord	42 / 30 .	44,49	4,03	7,89		7,28	0,07	11,76	23,40	0,49		99,41	51,43	35,96	12,60
FO-17	Phénocristal bord	42 / 31 .	44,60	3,89	7,77	0,02	7,21	0,07	11,87	23,22	0,56		99,22	51,12	36,37	12,51
FO-17	Phénocristal bord	42 / 33 .	41,31	5,10	8,69	0,01	8,13	0,25	10,07	23,96	0,75		98,26	53,83	31,48	14,69
FO-13	Phénocristal cœur	14 / 1 .	43,60	4,24	9,14		6,96	0,10	11,30	23,27	0,65		99,28	52,29	35,33	12,39
FO-13	Phénocristal bord	14 / 5 .	45,29	3,49	7,58	0,00	6,89	0,16	11,97	23,35	0,61		99,34	51,32	36,59	12,09
FO-13	Phénocristal bord	14 / 6 .	45,69	3,36	7,00		6,79	0,29	12,30	23,28	0,67	0,01	99,39	50,70	37,26	12,03
FO-13	Phénocristal cœur	15 / 1 .	44,75	3,70	8,21	0,00	6,88	0,14	11,79	22,95	0,63		99,04	51,18	36,60	12,22
FO-13	Phénocristal cœur	15 / 2 .	44,82	3,72	7,98		6,86	0,25	11,86	23,27	0,66		99,42	51,34	36,41	12,26
FO-13	Phénocristal bord	15 / 4 .	45,25	3,42	6,96		7,08	0,21	11,93	23,29	0,68		98,83	51,09	36,42	12,48
FO-13	Phénocristal bord	17 / 1 .	43,26	4,44	8,69	0,00	7,06	0,13	11,00	22,99	0,68		98,25	52,36	34,87	12,77
FO-13	Phénocristal cœur	17 / 3 .	47,38	2,94	5,26	0,01	6,54	0,10	12,70	23,44	0,61		98,98	50,63	38,16	11,20
FO-13	Phénocristal bord	17 / 5 .	46,75	3,17	5,91	0,03	6,98	0,14	12,79	23,41	0,51		99,69	50,06	38,05	11,89
FO-13	Phénocristal cœur	18 / 1 .	42,92	4,60	9,46		7,06	0,25	10,86	23,14	0,64		98,94	52,63	34,37	12,99
FO-13	Phénocristal bord	18 / 6 .	45,68	3,49	7,24	0,00	6,70	0,17	12,05	23,33	0,69		99,35	51,33	36,87	11,80
FO-48	Phénocristal bord	2 / 1 .	41,80	5,38	11,22		7,30	0,18	10,14	23,45	0,68		100,15	54,03	32,52	13,45
FO-48	Phénocristal bord	4 / 1 .	43,84	3,77	8,85		7,45	0,16	11,18	22,81	0,58		98,63	51,49	35,10	13,41
FO-48	Phénocristal cœur	5 / 1 .	43,20	4,45	10,30		7,47	0,11	10,56	22,99	0,62		99,69	52,72	33,70	13,57
FO-48	Phénocristal cœur	6 / 1 .	46,47	3,18	7,00		6,87	0,14	11,96	23,38	0,51		99,50	51,40	36,57	12,03
FO-48	Phénocristal cœur	7 / 1 .	42,69	4,90	10,45	0,01	7,01	0,15	10,53	23,39	0,68		99,83	53,61	33,58	12,81
FO-48	Phénocristal bord	8 / 1 .	44,34	3,84	8,71		6,95	0,15	11,24	23,09	0,70		99,03	52,16	35,32	12,52
FO-48	Phénocristal bord	9 / 1 .	42,61	4,78	10,34	0,01	7,53	0,14	10,50	22,98	0,66	0,02	99,57	52,74	33,51	13,75
FO-48	Phénocristal bord	10 / 1 .	42,35	4,91	10,35	0,07	7,49	0,19	10,69	22,85	0,61	0,01	99,53	52,26	34,02	13,72
FO-48	Phénocristal bord	11 / 1 .	46,24	3,37	7,37	0,00	6,71	0,17	11,93	23,16	0,61		99,55	51,33	36,77	11,90
FO-48	Phénocristal cœur	12 / 1 .	45,41	3,65	7,62	0,01	6,82	0,13	11,81	23,08	0,56	0,02	99,12	51,35	36,57	12,07
FO-48	Phénocristal bord	15 / 1 .	44,57	3,22	7,10		6,72	0,16	11,86	23,08	0,53		97,25	51,34	36,70	11,96
FO-48	Phénocristal bord	16 / 1 .	46,29	3,46	7,44	0,02	7,03	0,17	12,03	23,21	0,61		100,25	50,93	36,73	12,35
FO-48	Phénocristal bord	2 / 1 .	41,80	5,38	11,22		7,30	0,18	10,14	23,45	0,68		100,15	54,03	32,52	13,45
FO-48	Phénocristal cœur	26 / 1 .	44,25	3,72	9,50	0,03	7,19	0,18	10,73	23,15	0,65	0,03	99,43	52,81	34,06	13,13
FO-48	Phénocristal bord	27 / 1 .	45,82	3,42	7,72	0,08	7,01	0,21	11,45	23,21	0,62		99,55	51,83	35,59	12,58
FO-48	Phénocristal bord	28 / 1 .	43,98	3,87	9,44		7,38	0,20	10,74	23,03	0,66	0,05	99,36	52,46	34,05	13,48
FO-48	Phénocristal bord	29 / 1 .	43,90	4,41	9,74	0,01	7,45	0,09	10,62	23,20	0,63	0,01	100,07	52,90	33,68	13,42
FO-48	Phénocristal cœur	32 / 1 .	43,30	4,60	9,57		7,11	0,20	10,72	23,25	0,56		99,30	53,00	34,00	13,00

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
FO-48	Phénocristal bord	34 / 1 .	45,62	3,52	7,77	0,02	6,90	0,18	11,64	23,36	0,56	0,02	99,59	51,82	35,92	12,26
FO-48	Phénocristal bord	36 / 1 .	41,47	5,44	11,47	0,04	7,25	0,19	9,87	23,16	0,59		99,48	54,24	32,15	13,61
FO-16	Phénocristal	1 / 1 .	45,64	3,44	7,42	0,04	6,15	0,14	12,39	23,55	0,51		99,28	51,53	37,71	10,76
FO-16	Phénocristal	2 / 1 .	41,67	5,10	10,82		7,20	0,18	10,22	22,58	0,63	0,03	98,42	53,06	33,41	13,53
FO-16	Phénocristal	3 / 1 .	46,05	3,23	7,45		6,72	0,19	11,95	23,10	0,63		99,33	51,19	36,84	11,96
FO-16	Phénocristal	4 / 1 .	42,24	4,86	10,67	0,06	7,36	0,09	10,44	23,11	0,61	0,03	99,47	53,18	33,43	13,38
FO-16	Phénocristal	5 / 1 .	46,00	3,13	7,25		6,80	0,14	12,03	23,17	0,59	0,01	99,13	51,12	36,92	11,96
FO-16	Phénocristal	10 / 1 .	45,37	3,63	7,98		6,93	0,18	11,59	23,30	0,55		99,52	51,81	35,85	12,34
FO-16	Phénocristal cœur	11 / 1 .	46,16	3,12	7,59	0,01	6,63	0,22	11,83	23,56	0,65	0,02	99,80	51,93	36,28	11,79
FO-16	Phénocristal	12 / 1 .	44,21	3,55	9,07		6,91	0,17	10,88	22,58	0,71	0,02	98,11	52,21	35,00	12,79
FO-16	Phénocristal	13 / 1 .	42,57	4,51	10,40	0,02	7,14	0,12	10,35	22,94	0,65		98,69	53,34	33,48	13,18
FO-14	Phénocristal cœur	6 / 1 .	47,27	2,72	5,86	0,01	7,31	0,14	12,32	23,52	0,64		99,80	50,59	36,89	12,52
FO-14	Phénocristal cœur	6 / 2 .	46,89	3,01	6,23		7,39		12,25	23,37	0,70		99,82	50,60	36,91	12,48
FO-14	Phénocristal bord	6 / 6 .	47,67	2,54	5,60		7,04	0,18	12,71	23,27	0,66		99,67	49,94	37,96	12,10
FO-14	Phénocristal cœur	8 / 1 .	48,21	2,39	4,60		6,65	0,17	13,43	23,40	0,50		99,35	49,36	39,41	11,23
FO-14	Phénocristal bord	8 / 7 .	46,57	2,82	5,34	0,01	8,14	0,25	12,38	23,07	0,65		99,23	49,26	36,76	13,98
FO-15	Phénocristal cœur	17 / 1 .	48,14	1,85	6,22	0,37	5,78	0,11	13,94	23,31	0,41	0,01	100,16	49,28	40,99	9,73
FO-15	Phénocristal bord	18 / 1 .	43,11	4,68	10,09		7,42	0,12	10,61	23,25	0,60	0,02	99,91	52,97	33,62	13,40
FO-15	Phénocristal bord	19 / 1 .	47,13	2,90	6,81		6,72	0,19	12,25	23,70	0,61		100,32	51,36	36,94	11,70
FO-15	Phénocristal cœur	21 / 1 .	45,52	3,28	7,95	0,07	6,44	0,13	12,60	23,39	0,51	0,04	99,93	50,79	38,07	11,14
FO-15	Phénocristal	22 / 1 .	44,36	4,03	9,43		7,29	0,14	10,98	23,35	0,63	0,03	100,24	52,54	34,40	13,06
FO-15	Phénocristal cœur	23 / 1 .	44,12	3,93	9,62	0,01	7,29	0,13	10,85	23,34	0,62	0,03	99,93	52,76	34,13	13,10
FO-08	Phénocristal cœur	1 / 1 .	47,31	2,87	6,44	0,01	6,46	0,23	12,50	23,11	0,57		99,51	50,54	38,03	11,43
FO-08	Phénocristal cœur	3 / 1 .	47,38	2,21	6,63	0,46	6,18		13,60	22,84	0,49		99,78	49,03	40,62	10,35
FO-08	Phénocristal cœur	3 / 2 .	47,38	2,08	6,42	0,41	5,97	0,07	13,30	22,92	0,51		99,06	49,67	40,11	10,22
FO-08	Phénocristal	2 / 1 .	41,38	5,33	10,63	0,01	7,07	0,15	10,65	23,09	0,48		98,80	53,02	34,03	12,96
FO-08	Phénocristal	3 / 5 .	42,52	4,84	10,39	0,02	7,49	0,15	10,49	22,96	0,52		99,37	52,76	33,55	13,69
FO-07	Phénocristal	27 / 1 .	43,51	4,37	9,65	0,01	6,81	0,19	11,15	23,04	0,54		99,27	52,33	35,24	12,43
FO-07	Phénocristal	29 / 1 .	42,71	4,62	9,97	0,02	7,38	0,11	10,78	23,08	0,55		99,24	52,53	34,14	13,32
FO-07	Phénocristal bord	33 / 1 .	43,43	4,93	9,94	0,03	7,25	0,17	10,79	23,31	0,59	0,01	100,46	52,84	34,02	13,14
FO-07	Phénocristal	40 / 1 .	45,47	3,63	8,21		6,82	0,16	11,79	22,94	0,51		99,53	51,21	36,63	12,17
FO-20	Phénocristal cœur	23 / 1 .	51,01	0,54	1,20		12,31	0,55	10,50	21,82	1,29		99,22	46,96	31,43	21,61
FO-20	Phénocristal cœur	24 / 1 .	49,72	1,36	3,47	0,02	8,72	0,28	12,16	22,80	0,91		99,45	48,77	36,19	15,03
FO-20	Phénocristal cœur	25 / 1 .	51,22	0,52	1,73		11,87	0,33	10,04	20,56	2,08		98,34	46,66	31,71	21,63
FO-20	Phénocristal bord	26 / 1 .	45,72	3,15	7,19	0,00	7,08	0,17	12,53	23,44	0,43		99,71	50,37	37,47	12,16
FO-20	Phénocristal bord	32 / 5 .	43,83	5,35	10,28		7,63	0,12	10,57	23,20	0,40		101,38	52,79	33,45	13,76
FO-20	Phénocristal cœur	27 / 1 .	50,81	0,93	4,02	0,46	4,57	0,16	15,79	22,41	0,41		99,57	46,62	45,70	7,68
FO-20	Phénocristal cœur	27 / 2 .	51,21	0,97	4,13	0,42	4,52	0,11	15,70	22,46	0,36		99,86	46,88	45,59	7,54

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
FO-20	Phénocristal	27 / 4 .	40,58	5,53	10,78		7,87	0,15	10,20	23,22	0,45		98,78	53,16	32,49	14,35
FO-20	Phénocristal cœur	32 / 1 .	50,59	1,21	4,18	0,62	4,39	0,21	15,57	22,85	0,37		99,97	47,50	45,03	7,46
FO-20	Phénocristal cœur	32 / 2 .	50,29	1,29	4,37	0,56	4,72	0,02	14,94	22,90	0,42		99,50	48,33	43,87	7,81
FO-20	Phénocristal cœur	32 / 3 .	49,86	1,32	4,67	0,53	4,91	0,02	15,03	22,98	0,43		99,74	48,13	43,81	8,05
FO-20	Phénocristal bord	32 / 5 .	43,83	5,35	10,28		7,63	0,12	10,57	23,20	0,40		101,38	52,79	33,45	13,76
FO-04	Phénocristal cœur	11 / 1 .	51,88	0,76	3,54	0,84	4,03	0,09	16,11	22,32	0,41		99,98	46,55	46,73	6,71
FO-04	Phénocristal bord	12 / 1 .	46,11	3,24	7,39	0,01	7,28	0,05	12,20	23,41	0,39	0,03	100,10	50,77	36,82	12,41
FO-04	Phénocristal cœur	14 / 1 .	45,68	3,11	7,76		7,05	0,11	12,58	23,26	0,42		99,99	50,18	37,76	12,06
FO-04	Phénocristal bord	15 / 1 .	41,96	5,06	10,12		7,93	0,07	10,51	23,18	0,41		99,24	52,62	33,19	14,18
FO-04	Phénocristal cœur	19 / 1 .	48,36	2,03	5,81	0,40	6,00	0,08	13,81	23,18	0,45		100,13	49,17	40,76	10,07
FO-04	Phénocristal	20 / 1 .	51,13	0,98	4,13	0,52	4,64	0,10	15,95	22,63	0,44		100,52	46,63	45,74	7,63
FO-04	Phénocristal bord	21 / 1 .	46,02	2,93	7,15	0,13	6,92	0,09	12,94	23,75	0,39		100,32	50,29	38,11	11,59
FO-04	Phénocristal bord	22 / 1 .	39,92	5,85	11,20		8,95	0,08	9,68	22,97	0,40		99,05	52,82	30,96	16,23
FO-04	Phénocristal cœur	23 / 1 .	51,32	1,06	3,77	0,40	4,29	0,12	15,72	22,93	0,45		100,07	47,54	45,33	7,13
FO-04	Phénocristal bord	24 / 1 .	43,32	4,30	9,29		7,87	0,12	10,85	23,05	0,42	0,03	99,24	51,94	34,01	14,05
FO-04	Phénocristal cœur	26 / 1 .	51,78	0,88	3,46	0,43	4,34	0,10	15,87	22,85	0,38	0,02	100,10	47,21	45,63	7,16
FO-04	Phénocristal	27 / 1 .	46,07	2,96	7,67	0,05	7,02	0,07	12,49	23,30	0,43		100,05	50,42	37,61	11,96
FO-04	Phénocristal bord	28 / 1 .	44,97	3,68	8,83	0,03	7,64	0,09	11,63	23,11	0,40		100,39	50,98	35,71	13,31
FO-40	Phénocristal cœur	58 / 1 .	43,75	4,37	9,86		7,52	0,15	10,59	23,08	0,48	0,00	99,81	52,69	33,64	13,67
FO-40	Phénocristal cœur	59 / 1 .	43,22	4,58	9,79	0,01	7,56	0,14	10,68	22,69	0,51	0,00	99,18	52,09	34,11	13,80
FO-40	Phénocristal bord	1 / 1 .	44,17	4,18	9,58		7,69	0,14	10,78	22,81	0,47	0,02	99,86	51,92	34,15	13,92
FO-40	Phénocristal cœur	3 / 1 .	45,64	3,35	8,35	0,00	7,74	0,20	11,64	22,66	0,60	0,01	100,20	50,29	35,95	13,76
FO-40	Phénocristal cœur	4 / 1 .	45,69	3,49	8,67	0,03	7,56	0,13	11,65	22,79	0,55	0,01	100,58	50,64	36,02	13,34
FO-40	Phénocristal cœur	8 / 1 .	46,04	2,50	7,39	0,08	6,77	0,07	12,67	23,03	0,33		98,87	50,08	38,32	11,60
FO-40	Phénocristal cœur	11 / 1 .	45,50	3,60	7,32	0,01	7,49	0,19	11,75	22,66	0,59		99,10	50,36	36,32	13,32
FO-40	Phénocristal bord	13 / 1 .	43,19	4,37	9,71		7,62	0,15	10,33	22,45	0,59		98,42	52,34	33,51	14,15
FO-32	Phénocristal cœur	18 / 1 .	45,26	3,57	8,43	0,04	6,57	0,16	11,69	23,36	0,69		99,77	52,06	36,24	11,70
FO-32	Phénocristal bord	19 / 1 .	46,75	3,10	6,25		7,33	0,14	12,99	23,36	0,36	0,01	100,29	49,42	38,24	12,34
FO-32	Phénocristal bord	21 / 1 .	39,17	6,33	12,16		8,45	0,13	9,71	22,86	0,47	0,02	99,31	53,08	31,36	15,56
FO-32	Phénocristal cœur	31 / 1 .	51,01	1,15	4,63	0,70	4,53	0,09	15,24	22,20	0,52		100,07	47,23	45,10	7,67
FO-32	Phénocristal cœur	32 / 1 .	44,93	3,39	8,01	0,10	7,39	0,14	11,50	23,72	0,65		99,84	52,01	35,08	12,90
FO-32	Phénocristal bord	33 / 1 .	47,61	2,68	5,56		6,42	0,11	13,51	23,96	0,44	0,02	100,31	50,07	39,29	10,65
FO-32	Phénocristal cœur	34 / 1 .	44,70	3,74	8,56	0,01	7,93	0,13	11,19	23,18	0,64		100,07	51,46	34,57	13,97
FO-32	Phénocristal bord	35 / 1 .	41,93	5,31	10,63	0,09	7,24	0,12	10,84	23,26	0,37		99,80	52,75	34,22	13,04
FO-32	Phénocristal cœur	51 / 1 .	45,07	2,43	7,58		13,10	0,54	8,10	22,17	0,89		99,87	50,29	25,55	24,16
FO-32	Phénocristal cœur	52 / 1 .	39,38	4,13	10,83	0,01	13,92	0,48	6,41	22,00	1,04		98,21	52,18	21,14	26,68
FO-32	Phénocristal bord	54 / 1 .	42,31	4,66	9,54		7,89	0,09	10,93	23,16	0,41		99,00	51,92	34,10	13,98
FO-32	Phénocristal bord	55 / 1 .	46,89	3,04	6,14	0,03	7,05	0,15	12,73	22,78	0,36	0,01	99,18	49,40	38,40	12,20

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
FO-32	Phénocristal bord	56 / 1 .	46,66	3,15	6,98		7,07	0,14	12,54	22,84	0,40	0,01	99,79	49,73	38,01	12,26
FO-32	Phénocristal	16 / 1 .	43,43	4,07	9,88		7,71	0,14	10,95	22,85	0,45		99,48	51,68	34,46	13,86
FO-32	Phénocristal	16 / 2 .	43,99	3,94	9,60		7,69	0,12	11,40	22,73	0,51		99,99	50,85	35,49	13,66
FO-32	Phénocristal cœur	16 / 21 .	46,41	3,15	6,44		7,11	0,17	12,13	23,15	0,59		99,14	50,64	36,93	12,43
FO-32	Phénocristal cœur	16 / 22 .	46,22	3,20	6,52	0,07	7,52	0,18	11,57	23,64	0,58	0,02	99,54	51,67	35,19	13,14
FO-32	Phénocristal	16 / 23 .	43,73	3,94	8,36	0,03	8,79	0,22	10,43	23,07	0,68	0,02	99,26	51,71	32,54	15,75
FO-32	Phénocristal	16 / 24 .	44,12	3,68	8,33	0,02	8,67	0,24	10,30	23,22	0,71	0,02	99,31	52,16	32,21	15,63
FO-32	Phénocristal	16 / 25 .	45,21	3,18	7,08	0,03	8,23	0,23	11,37	23,24	0,71		99,26	50,91	34,64	14,45
FO-32	Phénocristal	16 / 26 .	46,29	3,24	6,69		7,29	0,20	11,97	23,38	0,58		99,64	50,96	36,30	12,75
FO-32	Phénocristal	16 / 27 .	45,19	3,63	7,39		7,95	0,20	11,51	23,50	0,59		99,96	51,23	34,90	13,87
FO-32	Phénocristal	16 / 28 .	44,82	3,59	7,76	0,00	8,32	0,22	11,10	23,24	0,70	0,01	99,74	51,25	34,06	14,69
FO-32	Phénocristal	16 / 29 .	41,48	3,73	8,22	0,01	8,86	0,22	9,72	22,32	0,88	0,03	95,48	51,99	31,50	16,51
FO-32	Phénocristal	16 / 30 .	43,78	3,83	8,65	0,00	8,78	0,21	10,24	22,92	0,67	0,01	99,09	51,87	32,23	15,90
FO-32	Phénocristal	16 / 31 .	44,75	3,58	7,79	0,01	8,06	0,21	11,00	23,33	0,67		99,40	51,74	33,94	14,32
FO-24	Phénocristal cœur	43 / 1 .	45,47	3,11	7,68	0,03	6,68	0,13	12,44	23,09	0,41		99,03	50,51	37,87	11,62
FO-24	Phénocristal	43 / 2 .	45,48	3,25	7,84	0,02	6,62	0,13	12,61	23,20	0,42		99,56	50,41	38,14	11,45
FO-24	Phénocristal	43 / 3 .	45,48	3,12	7,75	0,00	6,97	0,13	12,70	23,05	0,48		99,70	49,81	38,20	11,99
FO-24	Phénocristal	43 / 4 .	44,14	3,68	9,30		7,45	0,14	11,66	22,85	0,56		99,79	50,78	36,06	13,16
FO-24	Phénocristal bord	43 / 14 .	43,78	3,91	9,74	0,02	7,28	0,16	11,11	22,95	0,42		99,37	51,90	34,97	13,13
FO-24	Phénocristal bord	43 / 15 .	43,27	3,97	10,33	0,03	7,73	0,18	10,69	22,63	0,46		99,27	51,82	34,05	14,13
FO-24	Phénocristal bord	43 / 16 .	42,73	4,16	10,02	0,01	8,01	0,03	10,47	22,69	0,56		98,67	52,13	33,47	14,41
FO-24	Phénocristal	44 / 3 .	46,11	3,18	7,25		7,24	0,25	12,43	22,87	0,48		99,82	49,71	37,58	12,71
FO-24	Phénocristal cœur	44 / 1 .	43,54	3,96	10,08	0,01	7,60	0,13	10,94	22,65	0,52		99,44	51,59	34,66	13,75
FO-36	Phénocristal cœur	7 / 1 .	45,56	3,14	8,39	0,11	7,67	0,10	11,62	22,69	0,43		99,71	50,51	36,00	13,50
FO-36	Phénocristal bord	29 / 1 .	45,03	3,31	8,39	0,05	7,86	0,12	11,33	22,98	0,43	0,01	99,51	51,10	35,05	13,85
FO-36	Phénocristal cœur	31 / 1 .	47,46	2,19	6,48	0,76	6,36	0,06	13,43	23,29	0,39		100,41	49,56	39,77	10,67
FO-36	Phénocristal bord	33 / 1 .	47,22	2,67	5,92		7,39	0,10	12,59	22,80	0,38	0,01	99,08	49,39	37,95	12,66
FO-36	Phénocristal cœur	34 / 1 .	43,86	3,95	9,37	0,19	7,88	0,11	11,24	22,90	0,48	0,01	99,98	51,15	34,92	13,93
FO-36	Phénocristal bord	35 / 1 .	47,21	2,37	6,47	0,13	7,11	0,10	12,74	23,10	0,43	0,02	99,67	49,73	38,15	12,12
FO-36	Phénocristal bord	37 / 1 .	45,45	2,82	7,87	0,19	7,21	0,11	12,18	22,92	0,45	0,01	99,19	50,29	37,18	12,53
FO-36	Phénocristal cœur	38 / 1 .	47,07	2,55	6,60	0,07	7,13	0,13	12,65	22,41	0,39		98,99	49,06	38,53	12,41
FO-36	Phénocristal bord	39 / 1 .	44,19	3,71	9,03	0,13	7,99	0,11	11,29	22,97	0,45		99,87	51,03	34,91	14,05
FO-36	Phénocristal bord	41 / 1 .	47,56	2,58	5,39	0,02	7,25	0,14	12,87	22,97	0,41	0,03	99,22	49,25	38,38	12,37
FO-36	Phénocristal cœur	43 / 1 .	47,42	2,83	5,68	0,08	7,19	0,16	12,85	23,16	0,38		99,75	49,51	38,21	12,28
FO-36	Phénocristal bord	44 / 1 .	46,37	3,46	6,45		8,99	0,15	11,62	22,27	0,43	0,00	99,75	48,86	35,49	15,66
FO-36	Phénocristal bord	50 / 1 .	39,88	6,56	11,19	0,01	9,49	0,16	9,16	22,16	0,62	0,04	99,27	52,22	30,02	17,76
FO-36	Phénocristal cœur	80 / 1 .	46,11	3,23	7,36	0,01	7,08	0,15	12,02	23,41	0,48	0,00	99,85	51,14	36,54	12,32
FO-36	Phénocristal bord	83 / 1 .	46,00	3,08	5,94		6,94	0,11	11,18	19,62	0,41	0,05	93,34	48,22	38,25	13,53

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
FO-36	Phénocristal cœur	80 / 1 .	46,11	3,23	7,36	0,01	7,08	0,15	12,02	23,41	0,48		99,85	51,14	36,54	12,32
FO-27	Phénocristal cœur	21 / 1 .	48,11	1,76	5,92	0,39	6,42	0,07	13,63	23,07	0,43		99,80	48,98	40,25	10,76
FO-27	Phénocristal bord	22 / 1 .	44,27	3,89	8,94	0,05	9,08	0,16	9,64	22,69	0,79	0,03	99,55	52,38	30,97	16,65
FO-27	Phénocristal cœur	25 / 1 .	49,12	1,48	5,46	0,63	5,48	0,12	14,61	22,53	0,45	0,02	99,91	47,71	43,03	9,26
FO-27	Phénocristal bord	30 / 1 .	45,84	2,89	6,02	0,03	7,44	0,23	12,09	23,76	0,46	0,01	98,76	51,02	36,13	12,85
FO-27	Phénocristal cœur	31 / 1 .	49,57	1,62	5,31	0,24	5,48	0,07	14,64	22,53	0,40	0,02	99,87	47,70	43,13	9,17
FO-27	Phénocristal bord	32 / 1 .	43,07	4,28	9,83		7,78	0,08	10,74	22,90	0,45		99,12	52,07	33,98	13,95
FO-27	Phénocristal cœur	39 / 1 .	46,19	3,18	7,99	0,01	7,07	0,10	12,81	23,29	0,42		101,07	49,86	38,16	11,98
FO-27	Phénocristal bord	40 / 1 .	46,69	3,17	6,72		7,43	0,15	12,78	23,00	0,43	0,03	100,41	49,24	38,07	12,69
FO-27	Phénocristal cœur	45 / 1 .	44,06	3,73	8,99		7,52	0,12	11,35	22,53	0,74		99,03	50,88	35,65	13,47
FO-27	Phénocristal bord	46 / 1 .	39,80	6,15	12,72		8,38	0,15	9,85	22,76	0,51		100,33	52,78	31,79	15,44
FO-28	Mesostase	34 / 1 .	40,72	6,36	10,46		8,05	0,10	10,00	23,00	0,54	0,07	99,30	53,14	32,16	14,69
FO-28	Mesostase	35 / 1 .	42,00	4,68	8,86	0,01	7,71	0,18	10,86	23,75	0,57	0,26	98,89	52,75	33,57	13,68
FO-28	Mesostase	51 / 1 .	51,71	1,42	2,57		7,75	0,28	13,02	23,07	0,51	0,04	100,39	48,61	38,16	13,22
FO-28	Mesostase	62 / 1 .	47,03	3,23	6,49		7,26	0,19	11,81	23,35	0,61	0,07	100,03	51,20	36,05	12,75
FO-28	Mesostase	66 / 1 .	43,94	4,97	8,82	0,03	7,68	0,13	10,61	22,84	0,55	0,25	99,84	52,25	33,79	13,96
FO-28	Mesostase	76 / 1 .	45,13	4,13	7,52		7,99	0,17	11,90	22,09	0,56	0,25	99,74	49,08	36,77	14,15
FO-28	Mesostase	82 / 1 .	45,61	3,70	7,47	0,00	7,30	0,13	11,61	22,88	0,87	0,09	99,66	51,04	36,02	12,94
FO-28	Mesostase	83 / 1 .	50,73	1,59	2,58	0,02	7,65	0,24	13,22	22,88	0,57	0,04	99,51	48,24	38,78	12,99
FO-28	Mesostase	90 / 1 .	44,12	4,44	7,98		7,86	0,21	11,45	22,87	0,54	0,08	99,56	50,71	35,32	13,98
FO-28	Mesostase	91 / 1 .	42,31	2,98	6,11		6,66	0,16	10,90	26,25	0,49	0,08	95,95	56,16	32,45	11,39
FO-28	Mesostase	92 / 1 .	46,93	3,06	5,70		7,13	0,25	12,05	23,29	0,52	0,04	98,98	50,83	36,59	12,59
FO-28	Mesostase	93 / 1 .	46,32	3,51	7,30	0,03	7,27	0,17	11,47	23,13	0,57	0,31	100,08	51,52	35,53	12,95
FO-28	Mesostase	94 / 1 .	42,45	5,13	9,84	0,03	7,76	0,20	10,53	23,12	0,57	0,07	99,71	52,56	33,32	14,13
FO-40	Mesostase	61 / 1 .	45,00	3,57	8,75		7,58	0,13	11,29	22,61	0,56	0,02	99,52	51,00	35,42	13,58
FO-40	Mesostase	62 / 1 .	46,52	3,07	6,10	0,02	8,24	0,21	11,83	22,47	0,44	0,07	98,99	49,35	36,16	14,49
FO-40	Mesostase	63 / 1 .	47,41	2,98	6,00	0,00	8,32	0,20	11,85	22,60	0,45	0,09	99,90	49,41	36,04	14,55
FO-40	Mesostase	68 / 1 .	40,50	4,94	11,36		9,53	0,20	9,02	22,29	0,69	0,21	98,74	52,52	29,58	17,89
FO-40	Mesostase	69 / 1 .	50,64	3,20	8,74	0,01	6,73	0,13	13,91	22,50	0,18	0,06	106,11	47,66	41,00	11,34
FO-40	Mesostase	70 / 1 .	45,23	3,12	7,89	0,00	8,39	0,24	10,51	22,65	0,55	0,03	98,62	51,45	33,24	15,31
FO-40	Mesostase	71 / 1 .	45,54	3,16	9,73	0,02	8,47	0,24	10,14	19,78	1,96	0,25	99,30	48,60	34,68	16,72
FO-32	Mesostase	11 / 1 .	46,25	3,39	6,59	0,02	7,45	0,15	12,52	22,99	0,39	0,03	99,80	49,61	37,58	12,81
FO-32	Mesostase	16 / 1 .	44,42	4,15	8,83		8,29	0,20	10,97	22,12	0,57	0,24	99,80	50,26	34,67	15,07
FO-32	Mesostase	28 / 1 .	45,73	3,40	6,80		7,76	0,20	12,39	22,50	0,42	0,14	99,32	48,96	37,52	13,52
FO-32	Mesostase	29 / 1 .	38,98	5,59	10,70	0,03	8,94	0,16	8,90	23,50	0,56	0,37	97,72	54,67	28,80	16,53
FO-32	Mesostase	40 / 1 .	45,50	3,56	7,03	0,04	7,97	0,18	12,05	22,67	0,45	0,02	99,48	49,51	36,59	13,90
FO-32	Mesostase	41 / 1 .	44,25	4,72	9,61	0,01	8,40	0,20	10,22	22,09	0,59	0,11	100,20	51,34	33,05	15,60
FO-36	Mesostase	13 / 1 .	45,64	3,80	7,38	0,01	8,86	0,12	10,86	22,04	0,44		99,16	49,91	34,21	15,88

Annexe A6 : Compositions en éléments majeurs des olivines des laves de Fogo.

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fayalite	Forstérite
FO-32	Phénocristal cœur	5 / 1 .	38,97	0,04	0,05	0,07	18,13	0,31	41,96	0,45	0,02		100,09	19,51	80,49
FO-32	Phénocristal bord	6 / 1 .	38,99	0,04	0,02	0,08	18,50	0,34	42,00	0,40	0,00		100,45	19,82	80,18
FO-32	Phénocristal cœur	7 / 1 .	39,02	0,03	0,02	0,01	18,55	0,32	41,89	0,38	0,00		100,31	19,90	80,10
FO-32	Phénocristal bord	8 / 1 .	39,00	0,05	0,05	0,00	18,41	0,28	41,51	0,35	0,00		99,76	19,92	80,08
FO-02	Phénocristal cœur	44 / 1 .	39,26	0,05	0,05	0,08	18,38	0,36	41,68	0,44	0,03	0,00	100,34	19,83	80,17
FO-02	Phénocristal bord	46 / 1 .	39,33	0,02	0,04	0,01	19,10	0,38	41,13	0,45	0,00	0,00	100,47	20,66	79,34
FO-02	Phénocristal cœur	49 / 1 .	39,34	0,09	0,03	0,00	18,00	0,41	41,55	0,54	0,00	0,02	99,97	19,55	80,45
FO-04	Phénocristal bord	13 / 1 .	39,42	0,07	0,05	0,04	18,76	0,27	41,89	0,41	0,00	0,00	100,91	20,08	79,92
FO-04	Phénocristal bord	16 / 1 .	39,11	0,02	0,00	0,01	19,40	0,28	41,10	0,35	0,00	0,02	100,29	20,93	79,07
FO-04	Phénocristal cœur	18 / 1 .	39,67	0,03	0,05	0,00	18,02	0,30	42,24	0,41	0,00	0,00	100,73	19,31	80,69
FO-07	Phénocristal	28 / 1 .	38,59	0,06	0,06	0,02	22,15	0,57	38,61	0,57	0,02	0,00	100,65	24,34	75,66
FO-07	Phénocristal	31 / 1 .	38,10	0,07	0,01	0,01	24,30	0,72	36,89	0,66	0,00	0,00	100,75	26,99	73,01
FO-07	Phénocristal	35 / 1 .	37,44	0,10	0,41	0,01	25,00	0,64	34,13	0,69	0,03	0,04	98,48	29,13	70,87
FO-07	Phénocristal	36 / 1 .	37,30	0,05	0,44	0,00	25,18	0,63	33,96	0,78	0,01	0,00	98,35	29,38	70,62
FO-15	Phénocristal	20 / 1 .	38,50	0,02	0,03	0,01	23,92	0,73	37,66	0,65	0,00	0,01	101,54	26,27	73,73
FO-16	Phénocristal	53 / 1 .	38,17	0,02	0,05	0,00	22,96	0,65	37,41	0,68	0,03	0,03	100,00	25,62	74,38
FO-16	Phénocristal	55 / 1 .	38,05	0,12	0,05	0,01	22,67	0,68	37,46	0,65	0,02	0,00	99,72	25,35	74,65
FO-16	Phénocristal	6 / 1 .	37,88	0,00	0,05	0,01	23,39	0,64	37,40	0,68	0,01	0,02	100,07	25,97	74,03
FO-16	Phénocristal	14 / 1 .	38,44	0,01	0,05	0,04	23,30	0,71	37,52	0,71	0,00	0,04	100,83	25,83	74,17
FO-20	Phénocristal cœur	22 / 1 .	39,44	0,02	0,04	0,01	15,18	0,31	43,95	0,34	0,01		99,31	16,23	83,77
FO-20	Phénocristal cœur	28 / 1 .	39,37	0,00	0,03	0,00	18,65	0,26	42,08	0,33	0,04		100,78	19,91	80,09
FO-20	Phénocristal cœur	28 / 2 .	39,30	0,04	0,03	0,00	18,04	0,32	42,09	0,33	0,01		100,15	19,38	80,62
FO-20	Phénocristal bord	28 / 3 .	39,11	0,04	0,04	0,00	18,12	0,36	41,52	0,34	0,01		99,54	19,67	80,33
FO-20	Phénocristal bord	28 / 4 .	39,07	0,06	0,04	0,01	17,32	0,45	41,47	0,39	0,03		98,84	18,98	81,02
FO-20	Phénocristal bord	29 / 1 .	39,29	0,05	0,02	0,01	17,63	0,32	42,24	0,40	0,00		99,95	18,97	81,03
FO-20	Phénocristal cœur	31 / 1 .	40,04	0,03	0,02	0,01	14,12	0,18	44,70	0,33	0,00		99,43	15,05	84,95
FO-20	Phénocristal bord	33 / 1 .	39,50	0,02	0,01	0,01	18,72	0,33	41,43	0,33	0,00		100,36	20,22	79,78
FO-27	Phénocristal cœur	33 / 1 .	39,61	0,00	0,07	0,02	16,88	0,25	43,29	0,30	0,00	0,02	100,43	17,95	82,05
FO-27	Phénocristal bord	34 / 1 .	39,59	0,07	0,04	0,00	18,22	0,26	42,74	0,40	0,02	0,03	101,37	19,30	80,70
FO-27	Phénocristal cœur	35 / 1 .	39,20	0,01	0,07	0,00	17,08	0,28	43,04	0,31	0,02	0,00	100,01	18,21	81,79
FO-27	Phénocristal cœur	36 / 1 .	39,53	0,02	0,06	0,00	16,25	0,23	43,16	0,33	0,00	0,00	99,59	17,44	82,56
FO-27	Phénocristal bord	37 / 1 .	40,11	0,04	0,06	0,00	18,20	0,29	42,78	0,37	0,01	0,01	101,86	19,27	80,73
FO-28	Mesostase	57 / 1 .	36,48	0,11	0,02	0,02	32,60	1,33	28,86	0,69	0,05	0,00	100,16	38,79	61,21
FO-28	Mesostase	79 / 1 .	36,77	0,15	0,01	0,00	29,80	1,19	30,53	0,63	0,05	0,00	99,14	35,38	64,62

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fayalite	Forstérite
FO-28	Mesostase	80 / 1 .	37,04	0,06	0,05	0,00	29,84	1,21	30,96	0,64	0,06	0,01	99,86	35,09	64,91
FO-28	Mesostase	81 / 1 .	36,74	0,01	0,01	0,01	29,93	1,18	30,61	0,69	0,01	0,04	99,23	35,42	64,58
FO-40	Mesostase	60 / 1 .	37,87	0,07	0,04	0,00	26,10	0,63	34,67	0,63	0,00	0,00	99,76	29,69	70,31
FO-32	Mesostase	22 / 1 .	36,07	0,09	0,04	0,00	32,20	0,93	29,25	0,65	0,08	0,06	99,39	38,18	61,82
FO-32	Mesostase	23 / 1 .	32,91	0,18	0,13	0,05	42,36	1,64	18,94	2,59	0,09		98,89	55,65	44,35
FO-32	Mesostase	38 / 1 .	35,15	1,17	2,10	0,00	36,67	1,14	17,16	5,01	0,16		98,56	54,52	45,48
FO-32	Mesostase	39 / 1 .	33,69	0,32	0,31	0,00	43,78	1,50	18,69	0,89	0,05		99,23	56,79	43,21

Annexe A7 : Concentrations en éléments majeurs des roches totales de l'île de Fogo.

Ech.	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ba %	Sr %	H <sub>2</sub> O+ %	H <sub>2</sub> O- %	Total %
FO-01	42,22	16,69	11,11	4,60	9,63	6,28	3,84	3,22	0,25	1,14	0,13	0,19	0,31	0,29	99,88
FO-02	42,98	15,61	12,81	5,75	11,23	4,91	2,67	3,56	0,20	0,78	0,08	0,11	0,06	- 0,32	100,43
FO-03	40,69	12,80	14,18	8,99	12,60	4,09	0,64	3,89	0,19	0,63	0,06	0,09	0,29	0,47	99,63
FO-04	41,05	9,31	14,19	13,19	15,37	1,77	0,69	3,56	0,17	0,35	0,03	0,05	0,13	0,02	99,89
FO-07	41,52	15,98	11,98	4,96	10,31	4,78	3,36	3,65	0,22	1,20	0,11	0,16	0,36	0,57	99,14
FO-08	39,77	13,77	14,63	6,80	12,63	3,92	1,98	4,50	0,21	0,81	0,08	0,11	0,30	0,38	99,87
FO-13	41,28	15,99	11,19	4,78	10,89	5,56	3,40	3,39	0,25	1,27	0,13	0,18	0,31	0,61	99,23
FO-14	41,27	15,24	11,51	5,13	11,29	4,70	2,52	3,22	0,24	1,43	0,11	0,18	1,10	1,43	99,38
FO-15	40,64	15,54	12,89	5,43	10,90	5,15	3,27	3,85	0,23	1,47	0,11	0,16	0,11	- 0,13	99,60
FO-16	40,22	15,41	13,08	5,45	11,06	4,62	2,78	3,91	0,23	1,52	0,11	0,16	0,28	0,50	99,32
FO-17	42,23	17,08	10,38	3,70	9,73	6,02	4,30	3,10	0,28	1,00	0,15	0,20	0,53	0,77	99,46
FO-20	41,12	9,64	13,17	12,64	15,92	2,12	1,04	3,30	0,16	0,46	0,04	0,06	0,13	- 0,04	99,77
FO-24	40,10	12,88	13,99	7,67	13,56	2,52	1,16	4,27	0,18	0,60	0,06	0,09	0,94	1,30	99,32
FO-25	39,91	13,89	13,81	5,97	12,99	3,68	1,03	4,22	0,20	0,89	0,07	0,11	0,85	2,46	100,08
FO-27	39,61	11,82	14,06	8,42	14,77	2,49	1,26	3,72	0,18	0,69	0,06	0,10	0,73	1,94	99,85
FO-28	39,27	14,53	13,01	6,00	13,19	4,33	2,26	4,06	0,24	1,66	0,09	0,15	0,37	0,79	99,94
FO-31	40,92	14,84	13,93	6,40	13,27	3,26	2,54	3,84	0,19	0,68	0,06	0,10	0,13	- 0,08	100,09
FO-32	41,67	15,00	13,32	5,88	12,07	3,80	2,31	3,88	0,22	1,17	0,08	0,13	0,22	- 0,18	99,57
FO-33	39,20	12,18	15,42	8,73	14,28	2,62	1,51	4,13	0,20	0,92	0,05	0,10	0,18	0,05	99,57
FO-36	42,81	13,34	13,63	8,68	12,31	3,19	1,72	3,32	0,19	0,79	0,06	0,09	0,12	- 0,27	99,97
FO-37	40,42	14,65	13,37	6,29	12,79	4,15	2,41	3,92	0,22	1,31	0,09	0,14	0,17	0,30	100,24
FO-38	41,69	14,28	13,29	7,10	12,26	3,30	2,12	4,03	0,19	0,73	0,07	0,09	0,13	0,56	99,83
FO-40	42,00	15,43	13,48	5,53	10,99	3,81	2,61	3,97	0,20	0,90	0,08	0,12	0,48	0,69	100,30
FO-41	41,57	15,77	14,01	5,07	10,74	3,97	2,70	4,34	0,21	0,84	0,08	0,11	0,20	- 0,04	99,55
FO-42	41,71	15,51	12,74	5,09	11,45	4,26	2,19	3,81	0,21	1,08	0,08	0,13	0,49	0,80	99,55
FO-43	41,24	15,31	12,98	5,53	11,95	3,95	2,09	4,24	0,21	1,00	0,07	0,12	0,30	0,11	99,10
FO-44	41,66	15,46	13,32	5,70	11,37	4,42	2,59	3,94	0,21	0,82	0,08	0,12	0,09	- 0,28	99,49
FO-46	45,53	18,74	6,12	1,61	5,36	7,23	3,02	1,48	0,20	0,32	0,14	0,22	0,32	9,05	99,34
FO-47	44,02	15,03	12,39	6,48	11,46	4,03	2,27	3,41	0,21	0,79	0,07	0,11	0,06	- 0,34	100,00
FO-48	41,63	15,79	12,53	5,36	11,41	4,80	2,80	3,74	0,23	1,29	0,10	0,13	0,16	- 0,20	99,77
FO-52	40,01	14,48	15,27	6,38	12,42	3,91	1,07	4,84	0,21	0,91	0,07	0,10	0,08	0,17	99,93
FO-54	43,08	14,90	13,39	6,75	12,21	3,73	2,03	3,58	0,20	0,81	0,07	0,10	0,16	- 0,18	100,82
FO-57	40,26	14,51	13,18	5,43	12,41	4,64	2,51	3,72	0,26	1,44	0,09	0,16	0,48	0,75	99,84
FO-58	41,18	13,84	13,79	7,52	13,13	3,25	1,82	3,69	0,21	0,98	0,06	0,11	0,19	0,03	99,81
FO-60	44,27	13,77	12,29	7,58	12,48	4,06	1,93	2,78	0,20	0,51	0,05	0,09	0,08	- 0,22	99,87

Ech.	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ba %	Sr %	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	Total %
FO-64	41,86	15,32	10,97	4,93	10,81	3,26	3,85	3,21	0,18	1,03	0,09	0,13	0,66	4,31	100,63
FO-65	38,11	13,33	11,82	5,63	10,65	4,43	1,36	3,25	0,20	1,04	0,07	0,07	2,25	7,91	100,11
FO-66	45,32	18,63	7,84	2,84	7,70	5,77	3,30	2,27	0,19	0,58	0,10	0,18	0,30	5,14	100,16
FO-70	41,22	13,78	13,84	7,98	13,03	3,30	1,91	3,96	0,20	0,79	0,06	0,09	0,03	- 0,27	99,91
FO-71	42,72	12,67	13,63	9,34	13,39	3,22	1,54	3,66	0,20	0,52	0,05	0,08	-0,06	- 0,14	100,82
FO-72	41,82	11,21	13,59	12,52	12,63	3,29	1,19	3,22	0,19	0,49	0,04	0,07	0,01	0,32	100,59
FO-73	39,48	10,51	14,08	13,26	12,73	3,35	1,79	4,03	0,20	0,56	0,06	0,08	-0,06	- 0,26	99,80
FO-74	39,85	10,58	13,82	13,10	12,45	3,31	1,74	3,92	0,19	0,54	0,06	0,07	0,36	- 0,24	99,76
FO-75	41,93	11,16	14,33	13,15	11,08	2,88	1,40	3,17	0,19	0,45	0,04	0,05	0,05	0,14	100,02
FG-20B	43,86	16,37	11,42	4,93	10,59	4,61	2,86	3,39	0,22	1,09	0,09	0,13	0,01	- 0,49	99,07
FG-22	42,82	15,64	12,29	5,62	11,30	4,26	3,01	2,91	0,22	1,05	0,095	0,120			99,33

Annexe A8 : Concentrations des éléments traces des échantillons de Fogo.

Elements (ppm)	Fo-01	Fo-02	Fo-03	Fo-04	Fo-07	Fo-08	Fo-13	Fo-14	Fo-15	Fo-16	Fo-17	Fo-20	Fo-24	Fo-25	Fo-27	Fo-28
Li	10,21	6,62	5,52	3,59	8,56	9,38	10,12	9,34	7,20	8,01	17,56	3,60	4,81	6,89	5,08	10,71
Sc	7,34	11,14	11,35	47,59	9,86	45,37	8,36	15,26	7,44	8,53	7,49	47,84	14,51	8,04	11,08	13,21
Ga	26,58	27,31	22,05	19,16	26,74	28,18	29,14	29,39	25,70	25,85	32,96	19,89	23,50	25,88	21,47	27,23
Ge	1,69	2,04	1,88	1,86	2,11	2,41	2,19	2,17	2,14	2,08	2,17	1,86	2,16	2,16	2,02	2,18
Rb	69,16	30,45	11,95	27,96	57,87	106,89	67,14	64,91	38,40	58,74	154,54	25,38	28,69	46,02	19,41	76,63
Sr	1556,69	1079,35	692,79	525,09	1491,43	1210,93	1684,63	1150,27	1371,87	1498,54	2115,73	617,82	817,92	1057,75	901,59	1593,22
Y	25,42	29,35	22,22	18,77	32,66	30,74	42,25	30,76	32,66	33,22	51,83	20,46	23,00	25,29	23,93	41,99
Zr	350,20	343,70	280,75	190,48	454,47	394,92	480,07	368,73	431,02	419,14	700,83	208,09	290,69	338,30	257,79	504,41
Nb	150,65	105,96	71,66	35,79	134,21	89,52	151,64	98,70	142,08	141,21	239,45	42,93	72,51	101,58	63,57	127,84
Mo	4,39	4,10	2,71	1,45	3,86	2,95	4,28	2,51	4,25	4,28	2,38	1,12	1,92	3,80	2,76	2,46
Cd	0,11	0,10	0,08	0,06	0,09	0,09	0,13	0,06	0,09	0,08	0,17	0,06	0,07	0,10	0,08	0,13
Sn	2,51	2,76	2,71	2,48	2,56	2,92	2,84	2,43	2,83	2,89	2,21	1,99	2,95	3,18	2,91	2,10
Sb	0,11	0,08	0,05	0,03	0,08	0,04	0,11	0,08	0,09	0,07	0,22	0,03	0,03	0,06	0,04	0,10
Cs	0,36	0,12	0,05	0,31	0,40	1,30	0,33	0,62	0,13	0,23	1,67	0,28	0,09	0,07	0,02	0,66
Ba	993,25	946,76	585,41	349,07	1120,37	804,41	1338,38	918,39	1071,76	1111,59	1614,06	387,44	659,72	705,46	542,13	1028,58
La	60,08	59,23	39,54	24,85	78,20	51,76	104,47	55,30	79,69	78,94	134,82	29,79	43,43	61,85	45,92	89,88
Ce	128,40	124,82	86,40	56,22	162,33	113,59	215,14	120,31	172,28	169,36	261,37	70,86	96,59	131,90	97,96	203,50
Pr	15,50	15,34	11,02	7,60	20,05	14,92	26,10	15,22	21,51	21,21	28,37	9,14	12,50	16,78	12,61	24,07
Nd	59,63	60,75	45,06	33,27	77,35	61,61	100,05	61,18	85,29	84,15	105,47	39,33	51,60	67,31	51,61	95,23
Sm	10,57	11,29	8,81	7,09	13,56	11,88	17,40	11,77	15,27	15,01	17,92	8,10	9,86	12,16	9,80	16,89
Eu	3,25	3,55	2,71	2,25	4,11	3,71	5,23	3,66	4,59	4,52	5,38	2,55	3,02	3,75	3,05	5,00
Tb	1,20	1,29	1,00	0,84	1,43	1,34	1,80	1,29	1,57	1,56	1,93	0,92	1,11	1,32	1,08	1,77
Gd	8,60	9,41	7,40	6,32	10,92	9,95	13,82	9,77	11,99	11,79	14,25	6,89	8,07	9,69	8,05	13,37
Dy	6,29	6,69	5,22	4,33	7,31	6,81	9,27	6,76	7,97	7,84	10,38	4,69	5,58	6,63	5,62	8,98
Ho	1,15	1,17	0,90	0,74	1,27	1,16	1,62	1,17	1,34	1,34	1,83	0,79	0,96	1,12	0,97	1,55
Er	3,04	3,03	2,27	1,77	3,23	2,91	4,12	2,95	3,39	3,41	4,78	1,92	2,42	2,85	2,36	3,79
Tm	0,39	0,38	0,28	0,22	0,41	0,36	0,51	0,36	0,42	0,42	0,61	0,23	0,29	0,35	0,30	0,47
Yb	2,33	2,29	1,64	1,26	2,44	2,08	3,14	2,17	2,51	2,46	3,72	1,35	1,72	2,08	1,73	2,80
Lu	0,33	0,31	0,22	0,17	0,33	0,29	0,42	0,29	0,32	0,33	0,51	0,18	0,22	0,26	0,23	0,37
Hf	6,22	7,52	6,85	5,63	9,00	9,25	9,26	8,53	8,72	8,39	10,73	6,00	7,30	7,85	6,60	8,95
Ta	8,63	6,68	4,55	2,38	8,52	5,96	8,78	6,48	9,59	9,38	12,34	2,79	4,58	6,56	3,86	8,22
W	1,02	0,83	0,57	0,31	0,78	0,56	1,09	0,82	0,95	0,95	1,16	0,31	0,42	0,51	0,58	0,84
Pt	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Pb	5,39	3,74	2,44	1,32	2,18	1,91	5,84	1,94	2,05	2,04	10,23	1,42	1,87	2,77	2,17	2,97
Th	4,25	5,25	2,81	2,04	6,30	5,39	8,56	5,27	5,06	5,87	12,91	2,36	2,80	3,55	2,82	6,92
U	2,95	1,46	0,98	0,64	1,98	1,19	3,68	1,33	1,94	1,87	3,74	0,70	0,89	1,76	1,00	1,87

Elements (ppm)	Fo-31	Fo-32	Fo-33	Fo-36	Fo-37	Fo-38	Fo-39	Fo-40	Fo-41	Fo-42	Fo-43	Fo-44	Fo-46	Fo-47	Fo-48	Fo-53
Li	7,91	9,29	6,69	17,80	9,38	14,07	7,56	8,61	11,94	10,42	9,20	9,92	21,92	9,64	10,79	13,01
Sc	42,87	23,84	40,42	114,81	22,62	98,97	52,51	15,43	24,57	17,63	25,46	20,20	4,82	24,80	15,93	15,28
Ga	27,49	25,70	26,81	40,42	27,61	35,90	28,43	25,45	33,18	26,96	28,74	27,45	29,36	23,31	26,78	45,23
Ge	2,29	2,06	2,39	3,36	2,29	2,65	2,07	1,47	1,90	2,20	2,53	2,17	1,09	1,84	2,04	2,26
Rb	228,06	149,63	53,62	490,26	63,87	483,19	197,31	73,52	132,64	157,13	171,83	64,55	163,13	123,34	155,80	98,62
Sr	1285,18	1419,32	1016,05	2686,63	1448,53	2307,46	1049,70	1184,54	1586,58	1477,48	1475,47	1210,59	2673,94	1261,74	1495,56	2183,49
Y	42,37	37,27	31,63	111,43	36,68	66,98	40,66	28,45	43,34	38,24	44,60	32,12	44,46	32,04	38,76	48,06
Zr	314,34	457,46	377,34	314,22	418,93	318,77	353,74	351,08	492,88	404,09	527,32	384,22	551,50	345,53	470,90	668,35
Nb	82,29	116,48	73,55	73,01	113,66	76,30	83,00	93,31	288,04	121,09	284,37	93,12	209,82	110,67	159,46	182,78
Mo	2,22	2,36	1,37	1,80	2,32	1,42	1,44	2,64	6,37	2,99	5,75	1,87	0,20	2,50	2,52	2,15
Cd	0,09	0,12	0,15	0,07	0,11	0,10	0,08	0,10	0,14	0,11	0,12	0,09	0,17	0,09	0,10	0,23
Sn	2,14	2,57	2,35	1,94	2,25	2,36	2,63	2,00	6,31	2,34	6,00	2,21	1,24	2,13	2,18	1,89
Sb	0,05	0,09	0,07	0,05	0,08	0,05	0,04	0,06	0,18	0,08	0,11	0,10	0,27	0,08	0,10	0,05
Cs	4,65	2,41	0,49	9,17	0,66	10,50	2,86	0,69	1,50	2,42	2,98	0,65	8,57	2,32	2,86	0,54
Ba	713,27	903,39	608,31	756,16	995,92	879,44	602,40	981,37	1084,67	989,73	940,44	996,57	1746,58	911,29	1056,12	1437,17
La	52,08	65,05	55,51	76,44	79,49	57,86	45,73	58,61	66,39	68,77	71,14	61,03	126,07	55,59	65,45	109,04
Ce	115,12	149,53	128,33	156,78	175,48	117,82	109,44	127,80	153,40	156,58	166,85	133,33	225,88	124,80	153,21	238,26
Pr	13,71	17,61	15,48	19,44	20,16	15,25	13,67	14,92	17,94	18,12	20,02	15,60	21,08	14,45	18,14	28,02
Nd	55,95	70,63	63,79	80,81	79,25	62,93	57,76	59,71	73,51	72,46	81,15	62,38	71,15	57,21	73,42	112,16
Sm	10,88	12,81	11,94	17,48	14,18	12,89	11,72	11,19	14,13	13,06	15,21	11,62	11,68	10,33	13,63	20,35
Eu	3,50	3,92	3,62	6,03	4,18	4,40	3,73	3,47	4,49	4,03	4,65	3,54	3,72	3,30	4,26	6,20
Tb	1,33	1,44	1,29	2,58	1,48	1,75	1,40	1,21	1,63	1,46	1,66	1,27	1,38	1,19	1,50	2,16
Gd	9,74	10,84	9,92	18,02	11,43	12,75	10,47	9,07	11,96	10,99	12,59	9,57	9,50	8,89	11,29	16,06
Dy	7,25	7,39	6,83	14,54	7,70	9,76	7,52	6,33	8,60	7,57	8,49	6,71	7,63	6,26	7,67	10,99
Ho	1,32	1,30	1,15	2,75	1,33	1,83	1,33	1,10	1,50	1,33	1,51	1,17	1,46	1,14	1,35	1,88
Er	3,38	3,29	2,78	7,15	3,33	4,67	3,29	2,79	3,78	3,38	3,71	2,90	4,09	2,87	3,42	4,75
Tm	0,43	0,40	0,35	0,94	0,41	0,61	0,41	0,35	0,47	0,42	0,46	0,37	0,57	0,36	0,42	0,59
Yb	2,63	2,50	2,04	5,98	2,47	3,90	2,48	2,08	2,84	2,57	2,77	2,22	3,68	2,18	2,48	3,47
Lu	0,37	0,33	0,28	0,88	0,35	0,56	0,37	0,28	0,39	0,35	0,38	0,31	0,52	0,30	0,34	0,47
Hf	7,17	8,81	7,90	6,54	8,12	6,97	8,55	7,47	10,66	8,04	10,56	7,75	7,38	6,76	8,70	11,98
Ta	5,97	9,06	4,45	5,31	6,17	5,81	6,88	5,89	17,12	8,87	23,90	5,46	9,48	8,06	11,81	9,14
W	1,26	1,87	0,56	1,02	0,81	1,02	0,92	0,44	2,06	1,78	2,50	0,58	0,63	1,97	1,88	0,26
Pt	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Pb	3,58	3,86	1,67	3,72	3,59	4,23	2,60	2,09	2,46	4,06	4,25	3,94	19,07	3,58	2,69	1,95
Th	6,56	6,01	4,11	15,59	6,90	8,53	4,92	6,02	9,26	7,35	10,77	5,33	20,74	6,08	6,75	7,16
U	1,02	1,47	1,28	1,08	1,95	0,81	0,83	1,56	1,54	1,60	1,56	1,36	2,53	1,24	1,51	1,72

Elements (ppm)	Fo-56	Fo-57	Fo-58	Fo-59	Fo-60	Fo-64	Fo-65	Fo-71	Fo-73	Fo-75	CVF-06	CVF-08	CVF-18	FG-20B
Li	14,27	11,91	6,24	10,03	10,43	13,52	10,03	6,89	6,56	5,92	5,42	5,11	5,48	11,76
Sc	20,81	12,45	28,51	35,21	47,17	16,55	15,40	32,10	30,66	27,18	14,27	13,02	10,45	15,40
Ga	30,53	28,81	24,78	28,47	23,59	24,12	23,70	22,11	22,52	19,59	24,35	25,82	20,25	28,98
Ge	2,11	1,52	2,09	2,19	1,69	1,84	1,69	1,92	2,04	1,86	1,99	2,11	1,79	2,09
Rb	252,97	54,22	58,07	208,60	130,61	173,37	132,21	37,04	38,87	30,85	21,90	27,95	27,76	86,01
Sr	2150,93	1570,65	1132,17	1527,36	1351,68	1352,10	788,11	754,24	821,00	547,65	879,11	928,36	928,47	1366,92
Y	56,28	39,25	31,01	44,97	35,55	34,13	38,02	24,82	22,93	20,36	27,86	29,35	24,11	35,54
Zr	484,82	521,11	309,00	365,05	238,73	401,80	433,96	290,75	392,13	275,56	334,61	373,91	287,95	471,30
Nb	171,76	129,05	92,34	99,49	70,36	131,58	126,25	65,34	94,45	64,78	90,61	100,64	81,52	126,84
Mo	3,62	3,11	2,54	2,24	1,97	1,53	0,84	1,12	1,06	1,23	3,22	3,77	3,25	2,54
Cd	0,12	0,55	0,11	0,08	0,07	0,13	0,13	0,08	0,10	0,06	0,09	0,10	0,09	0,12
Sn	2,49	2,30	1,98	2,12	1,59	2,02	2,09	1,95	2,38	1,76	3,04	3,54	2,41	2,28
Sb	0,12	0,10	0,06	0,08	0,06	0,10	0,16	0,04	0,05	0,05	0,06	0,09	0,05	0,09
Cs	6,51	0,45	0,58	4,88	2,43	2,59	3,11	0,36	0,42	0,33	0,08	0,08	0,18	0,95
Ba	1121,41	1217,79	795,30	910,46	661,05	931,02	867,92	536,08	591,43	461,22	794,53	857,23	728,57	1118,95
La	110,64	101,14	59,97	60,81	45,89	77,74	78,58	37,12	37,28	28,46	53,12	61,83	57,03	77,84
Ce	225,94	226,68	128,16	134,74	99,92	157,52	173,24	81,94	83,16	63,42	114,04	131,81	116,83	168,92
Pr	26,17	25,98	15,51	15,78	11,79	17,69	19,65	10,54	10,76	8,33	14,66	16,67	14,22	19,29
Nd	101,38	101,55	63,22	64,16	46,93	68,61	77,44	43,63	45,65	35,11	59,81	66,48	56,26	74,96
Sm	18,25	17,79	11,77	12,51	9,18	11,91	13,78	8,69	8,99	7,23	11,49	12,31	10,27	13,38
Eu	5,56	5,23	3,62	3,95	2,96	3,67	4,21	2,70	2,79	2,27	3,54	3,82	3,14	4,02
Tb	2,04	1,80	1,29	1,51	1,15	1,29	1,48	1,00	0,99	0,84	1,25	1,33	1,09	1,41
Gd	15,21	13,92	9,67	10,96	8,27	9,86	11,27	7,46	7,63	6,25	9,33	9,93	8,27	10,69
Dy	10,65	9,26	6,57	7,94	6,46	6,78	7,79	5,34	5,08	4,41	6,33	6,75	5,65	7,41
Ho	1,88	1,59	1,16	1,46	1,17	1,20	1,35	0,93	0,83	0,75	1,12	1,19	0,96	1,29
Er	4,76	4,06	2,94	3,67	3,01	3,05	3,43	2,25	2,00	1,78	2,82	3,00	2,42	3,28
Tm	0,60	0,49	0,36	0,46	0,40	0,38	0,42	0,29	0,24	0,22	0,36	0,37	0,30	0,41
Yb	3,66	3,02	2,22	2,86	2,51	2,32	2,59	1,73	1,40	1,31	2,04	2,21	1,73	2,53
Lu	0,50	0,40	0,30	0,40	0,37	0,31	0,36	0,24	0,19	0,18	0,28	0,30	0,23	0,36
Hf	9,20	10,19	7,12	7,88	5,09	7,51	8,30	6,52	8,25	5,93	7,84	8,64	6,27	8,88
Ta	11,39	7,67	5,45	7,36	5,09	8,33	8,21	3,98	5,87	4,05	5,72	6,62	5,05	7,56
W	2,87	1,04	0,66	1,60	1,54	1,57	1,35	0,41	0,33	0,37	0,71	0,89	0,65	0,99
Pt	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Pb	6,32	3,73	2,64	2,97	3,43	5,85	4,22	2,27	1,96	1,48	2,86	3,13	2,84	4,93
Th	11,47	7,93	4,60	7,87	5,34	8,58	8,35	3,37	3,47	2,65	3,88	4,99	3,56	7,58
U	2,59	3,08	1,13	1,32	0,88	2,17	2,00	0,76	0,77	0,60	1,12	1,36	1,69	1,67

Annexe A9 : Compositions isotopiques des échantillons de Fogo.

Ech.	Pb						Sr		Nd	
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
Fo-01	19,2229	0,0004	15,5713	0,0003	38,9576	0,0008	0,70350	0,00001	0,51280	0,00001
Fo-02	19,2483	0,0004	15,5824	0,0003	39,0691	0,0011	0,70358	0,00001	0,51275	0,00001
Fo-03	19,1244	0,0004	15,5714	0,0004	38,9425	0,0010	0,70362	0,00001	0,51274	0,00001
Fo-04	19,1269	0,0005	15,5604	0,0003	38,9001	0,0009	0,70358	0,00001	0,51276	0,00001
Fo-07	19,1514	0,0004	15,5561	0,0003	38,8876	0,0008	0,70354	0,00001	0,51277	0,00001
Fo-08	19,2196	0,0004	15,5617	0,0003	38,9140	0,0008	0,70353	0,00001	0,51277	0,00001
Fo-13	19,2403	0,0003	15,5787	0,0002	38,9917	0,0006	0,70347	0,00001	0,51280	0,00001
Fo-14	19,191	0,007	15,5741	0,0009	38,952	0,007	0,70357	0,00001	0,51279	0,00001
Fo-15	19,1945	0,0003	15,5576	0,0003	38,9167	0,0007	0,70346	0,00001	0,51280	0,00001
Fo-16	19,1975	0,0004	15,5647	0,0003	38,9375	0,0008	0,70349	0,00001	0,51280	0,00001
Fo-17							0,70349	0,00001	0,51280	0,00001
Fo-24	19,0370	0,0004	15,5511	0,0003	38,8527	0,0008	0,70368	0,00001	0,51275	0,00001
Fo-25	19,1624	0,0003	15,5592	0,0002	38,9194	0,0006	0,70350	0,00001	0,51278	0,00001
Fo-27	19,1822	0,0003	15,5560	0,0003	38,9195	0,0007	0,70356	0,00001	0,51276	0,00001
Fo-28	19,209	0,003	15,582	0,001	38,982	0,003	0,70355	0,00001	0,51279	0,00001
Fo-31	19,122	0,007	15,566	0,001	38,895	0,007	0,70374	0,00001	0,51272	0,00001
Fo-32	19,095	0,003	15,566	0,001	38,913	0,003	0,70365	0,00001	0,51277	0,00001
Fo-33	19,145	0,003	15,577	0,001	39,001	0,003	0,70364	0,00001	0,51278	0,00001
Fo-36	19,088	0,007	15,562	0,001	38,897	0,007	0,70369	0,00001	0,51275	0,00001
Fo-37	19,139	0,007	15,569	0,001	38,943	0,007	0,70361	0,00001	0,51277	0,00001
Fo-42	19,103	0,003	15,565	0,001	38,898	0,003	0,70366	0,00001	0,51276	0,00001
Fo-43	19,134	0,003	15,565	0,001	38,943	0,003	0,70370	0,00001	0,51276	0,00001
Fo-44	19,188	0,003	15,572	0,001	38,950	0,003	0,70358	0,00001	0,51275	0,00001
Fo-48	19,159	0,003	15,580	0,001	38,914	0,003	0,70355	0,00001	0,51279	0,00001
Fo-54	19,051	0,003	15,562	0,001	38,886	0,003	0,70369	0,00001	0,51273	0,00001
Fo-60							0,70353	0,00001	0,51273	0,00001
Fo-71	19,165	0,003	15,575	0,001	38,962	0,003	0,70363	0,00001	0,51275	0,00001
Fo-73							0,70347	0,00001	0,51280	0,00001
CVF-06	18,9112	0,0004	15,5469	0,0003	38,7580	0,0008	0,70370	0,00001	0,51274	0,00001
CVF-08	18,9441	0,0004	15,5506	0,0003	38,8054	0,0009	0,70366	0,00001	0,51275	0,00001
CVF-18	19,2275	0,0004	15,5800	0,0003	38,9728	0,0008	0,70348	0,00001	0,51278	0,00001
FG-20B	18,985	0,003	15,565	0,001	38,846	0,003	0,70366	0,00001	0,51276	0,00001
FO-67 a	19,270	0,002	15,593	0,002	39,046	0,006	0,703550	0,000009	0,512787	0,000007
FO-67 b	19,271	0,002	15,590	0,002	39,069	0,006	0,703564	0,000009	0,512785	0,000007
FO-67 c	19,271	0,002	15,591	0,002	39,044	0,006	0,703553	0,000009	0,512789	0,000007
FO-53	19,283	0,002	15,591	0,002	39,050	0,006	0,703550	0,000009	0,512789	0,000007

Annexe A10 : Concentrations en éléments majeurs et volatils des olivines et de leurs inclusions magmatiques de l'échantillon FO-05.

#### Host olivine composition

Sample ID		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	NiO	Total	X(Fo)
FO-05	ol8	40,36	0,06	0,03		13,83	0,22	45,51	0,41		0,21	100,6	0,85
FO-05	ol1	41,01		0,02	0,03	13,19	0,23	46,36	0,36	0,00	0,17	101,4	0,86
FO-05	ol2	39,83	0,02	0,03		16,87	0,22	43,53	0,34	0,03	0,15	101,0	0,82
FO-05	ol7	38,86	0,01	0,03	0,03	14,82	0,23	43,46	0,39	0,03	0,17	98,0	0,84
FO-05	ol9	39,77		0,04	0,06	13,76	0,21	45,39	0,40		0,14	99,8	0,85
FO-05	ol5A	39,76	0,04	0,06	0,02	15,94	0,22	43,94	0,38	0,01	0,17	100,5	0,83
FO-05	ol5B	39,56	0,06	0,05		15,84	0,26	43,63	0,35		0,16	99,9	0,83
FO-05	ol5C	39,60	0,04	0,03	0,02	15,71	0,25	43,72	0,32	0,02	0,14	99,8	0,83
FO-05	ol3	39,92	0,02	0,07	0,05	15,10	0,28	44,50	0,43		0,15	100,5	0,84
FO-05	ol4	39,39	0,05	0,04	0,06	14,10	0,22	44,64	0,35	0,03	0,17	99,0	0,85

#### Glass data NOT CORRECTED

Point	ID	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	H <sub>2</sub> O(%)	±2σ	CO <sub>2</sub> (ppm)	±2σ	F	±2σ	S	±2σ	Cl	±2σ
FO-05	ol8_inc	42,15	3,77	13,25		10,39	0,17	4,88	14,68	3,02	1,99	94,3	2,89	0,09	14311	61	1528	140	4112	61	735	38
FO-05	ol1_inc	43,23	4,20	13,48		10,34	0,19	4,40	15,68	2,83	2,03	96,4	2,87	0,09	10928	56	1537	141	3750	58	684	35
FO-05	ol2_inc	43,37	3,38	14,48	0,06	11,22	0,15	4,73	13,46	2,39	2,08	95,3	2,37	0,08	9186	129	1346	122	3565	55	756	39
FO-05	ol7_inc	41,60	3,46	13,45		10,86	0,18	4,52	14,34	3,02	1,86	93,3	2,63	0,08	11488	375	1494	138	3879	105	765	43
FO-05	ol9_inc	43,58	3,58	12,58		10,39	0,15	6,12	14,02	2,79	1,87	95,1	2,89	0,09	9679	76	1451	132	3741	68	662	35
FO-05	ol5A_incA	41,80	3,47	14,46	0,04	11,23	0,19	5,51	12,93	2,86	2,45	94,9	3,13	0,10	6183	134	1543	144	3055	73	995	55
FO-05	ol5B_incB	41,30	3,36	14,15		11,41	0,19	5,29	13,08	2,90	2,33	94,0	3,11	0,09	7713	37	1560	143	3066	46	932	48
FO-05	ol5C_incC	41,30	3,30	14,04	0,02	11,12	0,16	4,86	13,06	3,01	2,38	93,2	3,15	0,09	6987	40	1575	144	3505	51	1023	51
FO-05	ol3_inc	42,21	3,39	13,30		11,07	0,20	5,91	13,87	2,82	1,92	94,7	2,90	0,08	9467	116	1547	141	4167	65	852	43
FO-05	ol4_inc	42,71	3,14	13,03	0,04	10,70	0,20	5,72	14,38	2,66	1,92	94,5	2,89	0,08	14361	155	1458	133	3988	78	834	43

#### Glass data CORRECTED for post entrapment crystallization

Point	ID	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	H <sub>2</sub> O(%)	±2σ	CO <sub>2</sub> (ppm)	±2σ	F	±2σ	S	±2σ	Cl	±2σ
FO-05	ol8_inc	41,77	3,29	11,56		11,48	0,15	9,60	12,81	2,64	1,73	94,3	2,54	0,08	12598	54	1345	123	3620	54	647	33
FO-05	ol1_inc	42,56	3,52	11,30		11,77	0,16	10,46	13,14	2,37	1,70	96,4	2,44	0,08	9285	48	1306	120	3186	49	581	30
FO-05	ol2_inc	42,87	3,03	12,98	0,06	12,33	0,14	8,35	12,06	2,14	1,86	95,3	2,14	0,07	8276	116	1213	110	3212	50	681	35
FO-05	ol7_inc	41,25	3,03	11,76		12,09	0,16	9,03	12,54	2,64	1,63	93,3	2,32	0,07	10131	331	1317	122	3421	93	675	38
FO-05	ol9_inc	43,21	3,26	11,47		11,03	0,14	9,40	12,77	2,55	1,71	95,1	2,64	0,08	8855	70	1328	121	3423	62	606	32
FO-05	ol5A_incA	41,57	3,19	13,27	0,04	11,95	0,17	8,44	11,86	2,62	2,25	94,9	2,88	0,09	5693	123	1421	133	2813	67	916	51
FO-05	ol5B_incB	41,07	3,05	12,83		12,25	0,17	8,60	11,86	2,63	2,11	94,0	2,83	0,08	7025	34	1421	130	2792	42	849	44
FO-05	ol5C_incC	41,03	2,95	12,55	0,02	12,13	0,14	8,63	11,68	2,69	2,13	93,2	2,83	0,08	6283	36	1416	129	3152	46	920	46
FO-05	ol3_inc	41,95	3,11	12,19		11,73	0,19	8,91	12,71	2,58	1,76	94,7	2,67	0,07	8709	107	1423	130	3833	60	784	40
FO-05	ol4_inc	42,37	2,82	11,73	0,04	11,48	0,18	9,37	12,95	2,40	1,73	94,5	2,62	0,07	12996	140	1319	120	3609	71	755	39

Fraction of PEC, Kd, H2O-CO2 saturation pressures, calculated from models

Point	ID	Fraction of olivine added back by PEC	Final Kd expected (Toplis model)	Final Kd calculated	T used for saturation calculation (°C)	Pressure of saturation (MPa)	H2O/CO2 in equilibrium fluid (mol)
FO-05	ol8_inc	0,136	0,2813	0,2812	1150	513	0,33
FO-05	ol1_inc	0,177	0,2813	0,2803	1150	442	0,38
FO-05	ol2_inc	0,110	0,2911	0,2908	1150	529	0,24
FO-05	ol7_inc	0,134	0,2828	0,2820	1150	454	0,32
FO-05	ol9_inc	0,093	0,2869	0,2860	1150	468	0,39
FO-05	ol5A_incA	0,086	0,2837	0,2835	1150	346	0,67
FO-05	ol5B_incB	0,098	0,2834	0,2824	1150	373	0,59
FO-05	ol5C_incC	0,112	0,2832	0,2830	1150	342	0,64
FO-05	ol3_inc	0,087	0,2853	0,2853	1150	443	0,42
FO-05	ol4_inc	0,105	0,2862	0,2854	1150	584	0,30

Annexe A11: Concentrations en éléments majeurs de l'ignimbrite FO-49 et FO-26.

	Point	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	FeO	MgO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Total
FO-49 ignimbrite	5 / 1 .	46,66	9,46	6,04	19,00	4,49	7,71	2,37	1,77	0,17	97,66
FO-49 ignimbrite	6 / 1 .	47,21	9,11	5,93	19,12	5,10	6,48	1,96	2,37	0,20	97,48
FO-49 ignimbrite	7 / 1 .	41,01	6,84	4,18	15,37	11,39	11,19	4,38	3,84	0,12	98,33
FO-49 ignimbrite	8 / 1 .	47,85	9,62	5,59	19,21	4,74	6,34	2,15	2,36	0,18	98,03
FO-49 fiamme	9 / 1 .	49,05	5,00	5,50	20,15	6,56	7,00	2,08	2,36	0,28	97,98
FO-49 fiamme	10 / 1 .	49,41	4,86	6,18	20,11	6,04	6,43	1,88	2,61	0,23	97,75
FO-49 fiamme	11 / 1 .	48,46	5,71	6,10	19,94	6,89	6,02	2,21	2,66	0,20	98,19
Fo-26 ponce	1 / 1 .	48,10	6,75	4,55	18,78	7,05	7,31	2,04	2,55	0,30	97,43
Fo-26 ponce	2 / 1 .	48,38	6,83	4,42	18,46	7,42	6,98	1,98	2,60	0,18	97,25
Fo-26 ponce	3 / 1 .	48,60	7,91	5,02	18,86	6,11	7,10	1,57	2,17	0,26	97,59
Fo-26 ponce	4 / 1 .	48,41	7,48	4,79	19,02	6,27	7,25	1,87	2,65	0,27	98,02

Annexe B1 : Localisation et description des échantillons de Güímar.

Ech.	Lat	Long	Alt	Polarity	Effondr	Age (ka)	Type d'échantillon
BA-01	356687	3131774	1247	nd	post	<b>831 ± 18</b>	Coulée de lave aphyrique
BA-02	356624	3131774	1230	Reverse	pre	> 1010	Coulée de lave aphyrique
BA-03	356513	3131543	1321	Normal	pre	1010-990	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath
BA-04	356525	3131523	1350	nd	?		Ankaramite, dyke
BA-05	356512	3131505	1352	nd	pre	1010-990	Coulée de lave à pyroxène et olivine
BA-06	356494	3131485	1367	Normal	pre?		Sill à feldspath
BA-07	356484	3131493	1371	Normal	pre	1010-990	Ankaramite
BA-08	356514	3131434	1389	Normal	pré	1010-990	Ankaramite
BA-09	356484	3131438	1401	Normal	pre	<b>992 ± 21</b>	Coulée de lave aphyrique
BA-10	356487	3131421	1407	nd	pre	990-963	Ankaramite
BA-11	356507	3131400	1411	nd	pre	990-963	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath
BA-12	356526	3131374	1427	Normal	pre	990-963	Coulée de lave à pyroxène
BA-13	356431	3131390	1446	Normal	pre	990-963	Coulée de lave aphyrique
BA-14	356435	3131345	1458	Normal	pre	990-963	Ankaramite
BA-15	356456	3131335	1470	Normal	post?	< 780?	Sill à pyroxène et olivine
BA-16	356486	3131313	1479	Reverse	pre	990-963	Ankaramite
BA-17	356280	3131286	1559	nd	pre	<b>963 ± 21</b>	Coulée de lave aphyrique
BA-18	356371	3131168	1595	nd	pre	963-860	Coulée de lave aphyrique
BA-19	356401	3131149	1602	Reverse	pre	<b>860 ± 18</b>	Coulée de lave aphyrique
BA-20	356418	3131138	1619	nd	pre	860-780	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath
BA-21	356492	3131106	1625	nd	pre	860-780	Ankaramite
BA-22	356664	3131114	1647	Reverse	pre?	860-780	Coulée de lave aphyrique
BA-23	356731	3131084	1630	nd	pre?	860-780	Coulée de lave aphyrique
BA-24	356744	3131068	1639	Reverse	post?	860-780	Coulée de lave aphyrique
BA-25	356819	3131029	1648	Normal	post	< 780	Coulée de lave aphyrique
BA-30	353677	3131711		nd	post	< 830	Ankaramite
BA-26	357928	3131570	716	Reverse	nd	990-780	Coulée de lave aphyrique
BA-27	357866	3131579	726	nd	nd	?	Brèche
BA-28	359103	3131738	565	nd	post	< 830	Ankaramite
BA-29	359151	3131733	578	Normal	post	< 780	Coulée de lave aphyrique
LA-01	362332	3130625	430	nd	post	< 755	Coulée de lave à pyroxène
LA-02	362277	3130609	425	nd	post	<b>755 ± 12</b>	Coulée de lave aphyrique
LA-03	362242	3130572	421	Reverse	post	830-780	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath
LA-04	362135	3130556	419	Reverse	pre	900-830	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath
LA-05	362071	3130538	416	Reverse	pre	900-830	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath
LA-06	362055	3130532	412	Reverse	pre	900-830	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath
LA-08	361885	3130583	403	Reverse	pre	900-830	Ankaramite
LA-09	361805	3130624	399	Reverse	pre	900-830	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath
LA-10	361760	3130688	394	Reverse	pre	900-830	Coulée de lave à olivine et feldspath
LA-11	361642	3130724	385	Reverse	pre	900-830	Coulée de lave à olivine et feldspath
LA-12	361383	3130811	371	Reverse	pre	900-830	Ankaramite
LA-13	361242	3130830	355	Reverse	pre	900-830	Coulée de lave aphyrique
GO-01	363216	3139440	804	Normal	post	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine
GO-02	363184	3139455	798	Normal	post	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine
GO-03	363155	3139437	790	nd	pre?	855-780	Coulée de lave à pyroxène et olivine
GO-04	363142	3139445	784	Reverse	pre	<b>855 ± 14</b>	Coulée de lave aphyrique
GO-05	363109	3139498	779	Reverse	pre	990-855	Coulée de lave aphyrique
GO-06	363093	3139467	759	nd	pre	990-855	Ankaramite
GO-07	362996	3139531	757	nd	pre	990-855	Coulée de lave aphyrique
GO-08	362921	3139567	755	nd	pre	990-855	Coulée de lave aphyrique
GO-09	362883	3139587	750	nd	nd	<b>745 ± 11</b>	Coulée de lave à pyroxène et feldspath
GO-10	362838	3139434	648	nd	pre	990-855	Coulée de lave aphyrique
RF-01	361163	3140436	1053	nd	pre	<b>929 ± 20</b>	Coulée de lave aphyrique

Ech.	Lat	Long	Alt	Polarity	Effondr	Age (ka)	Type d'échantillon
RF-02	361213	3140686	1161	nd	pre	930-830	Ankaramite
RF-03	361208	3140683	1125	nd	pre	930-830	Coulée de lave aphyrique
RF-04	361166	3139883	971	nd	post	< 780	Ankaramite
RF-05	360795	3141739	1701	Reverse	post	780-806	Coulée de lave à pyroxène et olivine
BC-01	359822	3140983	1347	Normal	post	< 780	Coulée de lave aphyrique
BC-02	359902	3140858	1341	nd	post	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine
BC-03	359968	3140808	1343	Normal	post	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine
BC-04	360018	3140730	1347	Normal	post	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine
IZ-01	353472	3133248	2197	Normal	post	<b>513 ± 12</b>	Coulée de lave aphyrique
IZ-02	351809	3131071	2340	nd	post	830-566	Coulée de lave à pyroxène
IT-01	354837	3145671	245	nd	post	< 566	Coulée de lave à pyroxène et olivine
PG-01	355397	3135069	2019	nd	pre?		Coulée de lave à feldspath
PG-02	355856	3135234	2025	nd	pre?		Dyke à feldspath
PG-03	355732	3135178	1960	nd	pre?		Brèche
PG-04	354820	3136394	1990	nd	pre		Coulée de lave à feldspath
PG-05	354781	3136358	1990	nd	post	< 830	Dépôt strombolien
PG-06	354767	3136341	1990	nd	pre		Coulée de lave à feldspath
AY-02	359332	3137296	848	Normal	post	< 780	Coulée de lave à olivine
AY-01	359334	3137291	848	nd	post	250	Ponce
AY-03	359394	3137233	855	Normal	post	< 780	Coulée de lave aphyrique
AY-04	359446	3137226	865	nd	post		Coulée de lave aphyrique
GU-01	365380	3130969	14	nd	post	30-35?	Coulée de lave à olivine
AR-01	360379	3134889	503	nd	post	1705	Coulée de lave à pyroxène et olivine
FA-01	351819	3129776	2186	Normal	post	1705	Coulée de lave à pyroxène et olivine
TH-01	327415	3129776	1480	nd	post	1492?	Coulée de lave aphyrique
TH-02	327453	3129790	1485	nd	post	1909?	Coulée de lave aphyrique
TH-03	333566	3123479	2065	nd	post	1798	Coulée de lave aphyrique

Annexe B2 : Ages K-Ar des échantillons de Tenerife. Les âges sont calculés sur la base des constants de désintégration de d'abondance de Steiger and Jäger (1977). Chaque échantillon est analysé deux ou trois fois.

Ech. ID <i>Experience n°</i>	Masse fondu (g)	K* (pds.%)	40Ar* (%)	40Ar* (10 <sup>-12</sup> mol/g)	40Ar* moyenne pondérée ±1σ	Age ± 2σ ka
<b>LA-02</b>						
0159	0.63391	1.155 ± 0.012	17.837	1.493		
0167	1.49543	“.....”	17.862	1.522	1.513 ± 0.007	755 ± 12
<b>GO-04</b>						
0218	1.01081	1.397 ± 0.014	12.918	2.058		
0226	2.02541	“.....”	13.498	2.077	2.072 ± 0.011	855 ± 14

Annexe B3 : Compositions modales des échantillons de Güímar. Les échantillons sont classés par ordre chronologique, du plus ancien au plus jeune. Les échantillons grisé sont non datés et hors séries stratigraphiques.

Ech.	Alt	Age (ka)	Type d'échantillon	%px	%ol	% feld	%amph	% min
BA-02	1230	> 1010	Coulée de lave aphyrique	0,6	0,0		0,6	
BA-03	1321	1010-990	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath	6,6	2,1	0,5		9,1
BA-05	1352	1010-990	Coulée de lave à pyroxène et olivine	9,6	6,0	2,2		17,8
BA-07	1371	1010-990	Ankaramite	31,4	24,9			56,3
BA-08	1389	1010-990	Ankaramite	25,6	6,3			31,9
BA-09	1401	<b>992 ± 21</b>	Coulée de lave aphyrique	1,0	1,0			
BA-10	1407	990-963	Ankaramite	32,0	8,0			
BA-11	1411	990-963	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath	1,0	1,0	2,0		
BA-12	1427	990-963	Coulée de lave à pyroxène	11,2	0,6			11,9
BA-13	1446	990-963	Coulée de lave aphyrique	1,9		0,1		2,0
BA-14	1458	990-963	Ankaramite	19,6	18,2			37,9
BA-16	1479	990-963	Ankaramite	13,8	6,0			19,8
BA-17	1559	<b>963 ± 21</b>	Coulée de lave aphyrique	1,0	1,0			
RF-01	1053	929 ± 20	Coulée de lave aphyrique	1,0	1,0			
RF-03	1125	930-830	Coulée de lave aphyrique					
BA-18	1595	963-860	Coulée de lave aphyrique		4,5			4,5
GO-10	648	990-855	Coulée de lave aphyrique	2,0	2,0			
RF-02	1161	930-830	Ankaramite	13,3	19,3			33,8
GO-09	750	<b>745 ± 11</b>	Coulée de lave à pyroxène et feldspath	1,0	1,0	2,0		
LA-13	355	900-830	Coulée de lave aphyrique	1,0	1,0			
GO-08	755	990-855	Coulée de lave aphyrique	0,1	0,1			
LA-12	371	900-830	Ankaramite	33,8	15,6			51,6
GO-07	757	990-855	Coulée de lave aphyrique	1,0	1,0			
LA-11	385	900-830	Coulée de lave à olivine et feldspath	0,0	5,0	15,0		
LA-10	394	900-830	Coulée de lave à olivine et feldspath		3,0	5,0		
GO-06	759	990-855	Ankaramite					
LA-09	399	900-830	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath	0,1		8,3		8,4
BA-19	1602	<b>860 ± 18</b>	Coulée de lave aphyrique		0,0	4,7		4,7
GO-05	779	990-855	Coulée de lave aphyrique		1,0			
LA-08	403	900-830	Ankaramite	38,5	1,2	3,2		43,2
GO-04	784	<b>855 ± 14</b>	Coulée de lave aphyrique	1,0	2,0			
LA-06	412	900-830	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath	10,0	4,0			
BA-20	1619	860-780	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath	1,8	6,2	21,0		30,8
LA-05	416	900-830	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath	8,3	4,1	1,0		12,4
BA-21	1625	860-780	Ankaramite					
LA-04	419	900-830	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath					
BA-22	1647	860-780	Coulée de lave aphyrique					
BA-23	1630	860-780	Coulée de lave aphyrique	0,1	1,1			1,2
LA-03	421	830-780	Coulée de lave à pyroxène, olivine et feldspath	10,0		0,4		10,4
GO-03	790	855-780	Coulée de lave à pyroxène et olivine					
BA-01	1247	<b>831 ± 18</b>	Coulée de lave aphyrique		0,4			0,7
BA-24	1639	860-780	Coulée de lave aphyrique	0,9	3,1	0,4		4,4
RF-05	1701	780-806	Coulée de lave à pyroxène et olivine	3,0	3,0			
GO-02	798	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine					
BA-25	1648	< 780	Coulée de lave aphyrique					
GO-01	804	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine	3,0	4,0			
LA-02	425	<b>755 ± 12</b>	Coulée de lave aphyrique	2,4	0,2			2,9
LA-01	430	< 755	Coulée de lave à pyroxène	6,0				6,7
BC-01	1347	< 780	Coulée de lave aphyrique	2,0				2,0
BC-02	1341	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine	3,8	1,8			5,6
BC-03	1343	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine	4,0	2,0			
BC-04	1347	< 780	Coulée de lave à pyroxène et olivine	2,4	8,7			11,1

Ech.	Alt	Age (ka)	Type d'échantillon	%px	%ol	% feld	%amph	% min
IZ-01	2197	<b>513 ± 12</b>	Coulée de lave aphyrique	2,0	1,0			
AY-02	848	< 780	Coulée de lave à olivine	0,0	5,7			5,7
AY-03	855	< 780	Coulée de lave aphyrique					
AY-04	865		Coulée de lave aphyrique		0,3			0,3
GU-01	14	30-35?	Coulée de lave à olivine	5,0	20,0			
AR-01	503	1705	Coulée de lave à pyroxène et olivine	5,2	4,8			10,1
BA-04	1350	nd	Ankaramite, dyke	33,4	10,9			45,7
BA-06	1367	nd	Sill à feldspath			6,4		6,4
BA-15	1470	< 780?	Sill à pyroxène et olivine	12,8	2,4	0,0	0,9	16,2
BA-30		< 830	Ankaramite					
BA-26	716	990-780	Coulée de lave aphyrique	1,0	1,0			
BA-27	726	?	Brèche					
BA-28	565	< 830	Ankaramite	23,4	2,2			28,4
RF-04	971	< 780	Ankaramite	25,0	10,0			
IT-01	245	< 566	Coulée de lave à pyroxène et olivine	1,0	6,0			
PG-01	2019	nd	Coulée de lave à feldspath					
PG-02	2025	nd	Dyke à feldspath	2,0		8,0		
PG-03	1960	nd	Brèche					
PG-04	1990	nd	Coulée de lave à feldspath	4,0	6,0	3,0		
PG-05	1990	< 830	Dépôt strombolien					
PG-06	1990	nd	Coulée de lave à feldspath	2,0	2,0	3,0		

Annexe B4 : Compositions en éléments majeurs des clinopyroxènes des laves de Güímar.

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
AR-01	Phénocrisal	57 / 1 .	47,59	2,55	5,50	0,03	7,23	0,14	13,09	22,61	0,41	0,02	99,17	48,55	39,11	12,35
AR-01	Phénocrisal	58 / 1 .	42,30	4,74	10,05	0,06	8,06	0,10	10,91	22,34	0,57		99,12	50,90	34,59	14,50
AR-01	Phénocrisal	59 / 1 .	42,06	4,74	9,99		8,30	0,07	11,06	22,61	0,50	0,03	99,37	50,77	34,56	14,67
AR-01	Phénocrisal	60 / 1 .	43,19	4,61	9,31		8,07	0,07	11,30	22,00	0,59		99,13	49,92	35,67	14,41
AR-01	Phénocrisal bord	61 / 1 .	43,86	3,95	8,68	0,03	7,89	0,12	11,72	22,95	0,41		99,62	50,43	35,84	13,74
AR-01	Phénocrisal cœur	62 / 1 .	48,71	2,21	4,84	0,05	6,78	0,15	13,60	22,64	0,28		99,25	48,21	40,27	11,52
AR-01	Phénocrisal	64 / 1 .	43,32	4,23	8,86		7,88	0,08	11,35	22,81	0,47	0,02	99,03	50,90	35,23	13,87
AR-01	Phénocrisal	65 / 1 .	48,56	2,31	4,94	0,01	7,33	0,14	13,61	22,54	0,42		99,85	47,66	40,02	12,32
AR-01	Phénocrisal	66 / 1 .	43,25	4,06	9,06	0,03	7,92	0,13	11,24	22,85	0,50		99,03	51,03	34,92	14,05
AR-01	Phénocrisal	69 / 1 .	47,91	2,29	5,25		7,29	0,11	13,61	22,10	0,42		98,98	47,20	40,46	12,34
AR-01	Phénocrisal bord	74 / 1 .	42,11	4,70	10,04		8,59	0,11	10,74	22,65	0,59	0,01	99,53	51,04	33,66	15,30
AR-01	Phénocrisal	75 / 1 .	47,87	2,53	5,51	0,02	7,21	0,08	13,53	23,11	0,40		100,25	48,53	39,53	11,94
AR-01	Phénocrisal	76 / 1 .	45,10	3,04	8,69		7,50	0,08	12,09	22,39	0,49	0,01	99,38	49,62	37,27	13,11
AR-01	Phénocrisal cœur	77 / 1 .	45,49	2,96	8,67	0,06	7,37	0,06	12,49	22,11	0,43		99,64	48,83	38,36	12,81
AR-01	Phénocrisal bord	78 / 1 .	47,40	2,44	5,57		6,93	0,12	13,26	22,71	0,39	0,02	98,83	48,67	39,53	11,80
AR-01	Phénocrisal bord	79 / 1 .	47,96	2,42	5,12		6,91	0,11	13,43	22,53	0,39	0,01	98,88	48,24	40,01	11,75
AR-01	Phénocrisal bord	80 / 1 .	42,06	4,60	10,13	0,02	8,20	0,12	10,75	22,51	0,47	0,02	98,88	51,22	34,02	14,77
AR-01	Phénocrisal cœur	81 / 1 .	45,88	2,68	7,98	0,03	7,25	0,12	12,35	22,32	0,52		99,13	49,32	37,97	12,71
AR-01	Phénocrisal cœur	82 / 1 .	44,61	3,03	8,76		7,33	0,05	11,77	22,44	0,43	0,01	98,42	50,34	36,74	12,92
AR-01	Phénocrisal bord	83 / 1 .	44,93	2,98	8,32	0,01	7,42	0,11	12,04	22,37	0,54	0,01	98,73	49,71	37,24	13,06
LA-02	Phénocrisal	15 / 1 .	45,64	3,39	7,00		7,63	0,13	12,50	22,78	0,40	0,00	99,48	49,27	37,61	13,12
LA-02	Phénocrisal	17 / 1 .	44,01	4,09	8,58		7,93	0,13	11,90	22,79	0,41		99,84	49,93	36,29	13,78
LA-02	Phénocrisal	18 / 1 .	48,13	2,31	4,85	0,02	7,24	0,24	13,47	22,43	0,46	0,02	99,17	47,72	39,86	12,42
LA-02	Phénocrisal	20 / 1 .	48,20	2,48	5,38		6,83	0,17	13,68	22,91	0,38	0,01	100,04	48,32	40,15	11,53
LA-02	Phénocrisal	23 / 1 .	46,64	3,50	6,52	0,02	7,85	0,07	12,57	22,24	0,51		99,91	48,43	38,10	13,46
LA-02	Phénocrisal	24 / 1 .	45,30	4,00	7,53	0,01	7,89	0,07	11,90	22,46	0,52	0,03	99,71	49,66	36,61	13,73
LA-02	Phénocrisal	26 / 1 .	46,07	3,61	7,16	0,01	7,77	0,16	12,05	22,37	0,50		99,72	49,34	36,99	13,67
LA-02	Phénocrisal	27 / 1 .	46,03	2,96	6,97	0,06	7,24	0,06	12,70	22,93	0,43	0,02	99,38	49,53	38,17	12,30
LA-02	Phénocrisal bord	28 / 1 .	46,70	2,85	6,79	0,01	7,20	0,08	12,97	22,76	0,40	0,01	99,77	48,96	38,82	12,22
LA-02	Phénocrisal cœur	29 / 1 .	47,68	2,61	6,25	0,05	7,23	0,14	13,01	22,28	0,49	0,02	99,74	48,29	39,24	12,47
LA-02	Phénocrisal bord	31 / 1 .	46,43	3,08	6,96	0,04	7,29	0,13	12,88	22,93	0,36	0,00	100,10	49,17	38,42	12,41
LA-02	Phénocrisal cœur	32 / 1 .	47,33	2,33	6,43	0,10	6,96	0,05	13,25	22,48	0,41	0,02	99,37	48,47	39,74	11,79
LA-02	Phénocrisal bord	33 / 1 .	46,48	3,21	6,77	0,02	7,49	0,11	12,94	22,55	0,53	0,01	100,10	48,51	38,73	12,76
LA-02	Phénocrisal bord	34 / 1 .	46,72	2,93	6,55	0,02	7,01	0,10	13,07	23,10	0,36	0,03	99,90	49,31	38,82	11,86
LA-02	Phénocrisal	35 / 1 .	46,07	3,10	7,24	0,01	7,38	0,11	12,59	23,14	0,40		100,03	49,75	37,67	12,58
LA-02	Phénocrisal cœur	36 / 1 .	45,51	3,40	7,69		7,30	0,14	12,05	22,68	0,39		99,17	50,11	37,05	12,84

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
LA-02	Phénocrisal cœur	38 / 1 .	47,60	2,68	6,16	0,04	7,05	0,15	13,23	22,59	0,38		99,89	48,46	39,48	12,06
LA-02	Phénocrisal	39 / 1 .	45,23	3,24	7,75	0,02	7,52	0,13	12,18	22,94	0,38	0,01	99,41	50,03	36,95	13,02
LA-02	Phénocrisal	40 / 1 .	44,52	3,77	8,25	0,02	7,55	0,11	11,91	22,78	0,38		99,30	50,26	36,54	13,20
LA-02	Phénocrisal bord	41 / 1 .	43,70	4,02	8,69	0,01	7,73	0,08	11,60	22,46	0,37		98,64	50,25	36,11	13,63
LA-02	Phénocrisal cœur	43 / 1 .	48,53	2,48	4,95	0,01	7,12	0,13	13,85	22,52	0,39		99,98	47,46	40,61	11,93
LA-02	Phénocrisal	44 / 1 .	48,83	2,42	4,59	0,01	7,00	0,13	13,80	22,71	0,44	0,02	99,96	47,83	40,44	11,73
LA-02	Phénocrisal	46 / 1 .	44,78	3,86	7,61		7,66	0,07	11,95	22,22	0,48	0,01	98,66	49,50	37,05	13,45
LA-02	Phénocrisal bord	47 / 1 .	48,76	2,28	4,59	0,00	6,87	0,13	13,86	22,40	0,35	0,00	99,25	47,51	40,90	11,59
LA-02	Phénocrisal cœur	49 / 1 .	46,47	3,12	6,44	0,00	7,23	0,11	13,10	22,87	0,44		99,79	48,83	38,93	12,24
LA-02	Phénocrisal	50 / 1 .	42,06	5,25	9,75	0,05	8,24	0,07	10,88	22,63	0,51		99,45	51,14	34,22	14,64
LA-02	Phénocrisal	51 / 1 .	45,78	3,03	6,84		7,38	0,12	12,93	23,06	0,39	0,01	99,54	49,17	38,35	12,48
LA-02	Phénocrisal bord	52 / 1 .	42,12	4,95	9,57	0,03	8,49	0,12	11,08	22,36	0,42		99,13	50,25	34,65	15,11
LA-02	Phénocrisal cœur	53 / 1 .	46,66	2,94	6,78	0,01	7,13	0,08	12,78	22,94	0,41	0,01	99,73	49,51	38,35	12,14
LA-02	Phénocrisal	54 / 1 .	46,60	2,56	6,59	0,11	6,91	0,09	13,12	23,08	0,50	0,03	99,60	49,32	39,01	11,67
LA-02	Phénocrisal bord	55 / 1 .	46,87	2,91	6,27	0,08	7,13	0,07	13,12	22,61	0,37		99,43	48,63	39,28	12,10
RF-03	Phénocrisal bord	15 / 1 .	40,65	5,43	11,14		8,62	0,12	10,46	22,34	0,52	0,03	99,30	51,11	33,29	15,61
RF-03	Phénocrisal cœur	16 / 1 .	45,90	2,96	7,97	0,02	7,26	0,09	12,53	22,15	0,57		99,44	48,88	38,46	12,66
RF-03	Phénocrisal	18 / 1 .	46,70	2,66	7,49		7,39	0,09	12,57	22,18	0,66		99,75	48,73	38,44	12,83
RF-03	Phénocrisal bord	19 / 1 .	45,26	3,23	8,59	0,01	7,50	0,09	12,15	22,22	0,56	0,03	99,65	49,33	37,53	13,14
RF-03	Phénocrisal	20 / 1 .	43,69	3,60	9,38	0,01	7,67	0,07	11,41	22,23	0,60		98,66	50,36	35,96	13,69
RF-03	Phénocrisal	21 / 1 .	44,62	3,47	8,94		7,44	0,12	11,77	22,52	0,63		99,51	50,27	36,56	13,17
RF-03	Phénocrisal bord	28 / 1 .	47,34	2,85	6,05	0,01	7,73	0,14	13,38	22,07	0,38	0,00	99,96	47,12	39,75	13,13
RF-03	Phénocrisal cœur	29 / 1 .	45,61	2,90	8,09	0,05	7,57	0,03	12,47	22,07	0,53	0,03	99,34	48,68	38,25	13,08
RF-03	Phénocrisal cœur	30 / 1 .	46,13	2,90	8,41	0,07	7,14	0,10	12,34	22,15	0,57	0,00	99,80	49,25	38,19	12,56
RF-03	Phénocrisal bord	31 / 1 .	45,84	3,03	7,98	0,07	7,27	0,09	12,49	22,77	0,43		99,99	49,61	37,87	12,52
RF-03	Phénocrisal	40 / 1 .	47,15	3,30	5,24		8,56	0,14	13,24	21,93	0,40	0,02	99,97	46,52	39,08	14,40
RF-03	Phénocrisal bord	43 / 1 .	45,55	3,33	8,14	0,06	7,26	0,09	12,58	22,79	0,45	0,03	100,29	49,51	38,03	12,47
RF-03	Phénocrisal cœur	44 / 1 .	46,28	2,88	7,64	0,12	7,30	0,09	12,67	22,35	0,50	0,01	99,83	48,87	38,53	12,61
RF-03	Phénocrisal bord	45 / 1 .	43,74	4,08	9,08	0,04	7,67	0,09	11,62	22,50	0,49	0,02	99,33	50,30	36,16	13,55
LA-08	Phénocrisal	67 / 1 .	45,14	3,62	8,23		7,81	0,11	11,67	22,82	0,52	0,02	99,94	50,45	35,89	13,66
LA-08	Phénocrisal cœur	74 / 1 .	45,37	3,61	7,33	0,00	7,83	0,15	11,89	22,19	0,47	0,01	98,85	49,35	36,79	13,86
LA-08	Phénocrisal	75 / 1 .	45,29	3,58	7,76	0,06	7,98	0,11	11,66	22,87	0,55	0,00	99,85	50,37	35,72	13,91
LA-08	Phénocrisal	76 / 1 .	44,25	4,11	8,28		8,17	0,15	11,19	22,26	0,56	0,00	98,96	50,24	35,12	14,64
LA-08	Phénocrisal bord	77 / 1 .	48,06	2,43	5,52	0,05	7,58	0,13	13,15	22,16	0,51	0,02	99,61	47,69	39,36	12,95
LA-08	Phénocrisal cœur	78 / 1 .	46,24	3,20	6,79		8,00	0,13	12,23	22,11	0,53	0,02	99,26	48,62	37,42	13,96
LA-08	Phénocrisal	80 / 1 .	42,97	3,90	8,05	0,02	8,09	0,10	11,35	22,24	0,60	0,02	97,34	50,06	35,54	14,40
LA-08	Phénocrisal	81 / 1 .	45,07	3,03	6,52		7,42	0,15	12,25	22,23	0,50	0,02	97,21	49,21	37,72	13,08
LA-08	Phénocrisal bord	82 / 1 .	43,75	3,83	8,78	0,01	8,36	0,13	11,16	22,28	0,60		98,91	50,14	34,94	14,92

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
LA-11	Phénocrisal cœur	23 / 1 .	49,73	1,61	4,32	0,07	7,86	0,15	14,10	20,62	0,47	0,01	98,93	44,35	42,20	13,45
LA-11	Phénocrisal	24 / 1 .	48,09	2,33	5,94	0,14	8,50	0,12	13,05	20,98	0,46		99,62	45,74	39,57	14,68
LA-11	Phénocrisal bord	25 / 1 .	47,94	2,09	5,59	0,09	8,61	0,11	13,21	21,43	0,48	0,01	99,56	45,97	39,43	14,60
BA-24	Phénocrisal cœur	48 / 1 .	46,29	2,54	7,47	0,08	7,25	0,11	12,68	21,96	0,48		98,90	48,43	38,91	12,66
BA-24	Phénocrisal	49 / 1 .	46,47	2,77	7,71	0,12	7,44	0,05	12,73	22,03	0,53	0,03	99,88	48,32	38,85	12,83
BA-24	Phénocrisal bord	50 / 1 .	46,30	2,66	7,32	0,07	7,33	0,14	12,75	22,11	0,51	0,01	99,22	48,41	38,83	12,76
BA-19	Phénocrisal cœur	30 / 1 .	44,57	4,05	8,04	0,02	8,01	0,22	11,87	21,81	0,64		99,23	48,72	36,92	14,36
BA-19	Phénocrisal	34 / 1 .	45,41	3,35	7,21		7,51	0,15	12,32	22,23	0,57	0,02	98,78	49,00	37,81	13,19
BA-19	Phénocrisal bord	35 / 1 .	46,51	3,21	6,81		7,72	0,15	12,66	22,39	0,55	0,02	100,02	48,51	38,18	13,31
BA-19	Phénocrisal cœur	37 / 1 .	48,70	1,99	4,18		7,34	0,19	13,98	22,13	0,49	0,03	99,07	46,64	40,99	12,38
BA-19	Phénocrisal bord	38 / 1 .	47,08	2,90	6,22	0,00	7,40	0,17	12,64	22,40	0,56		99,38	48,80	38,33	12,87
BA-19	Phénocrisal cœur	43 / 1 .	48,18	2,33	5,39		7,13	0,14	13,37	22,20	0,49	0,00	99,25	47,75	40,04	12,21
BA-19	Phénocrisal	44 / 1 .	48,34	2,34	5,49		7,33	0,16	13,61	22,17	0,57	0,00	100,02	47,21	40,33	12,45
BA-19	Phénocrisal bord	45 / 1 .	49,00	2,10	4,73	0,03	7,13	0,17	13,68	21,84	0,54		99,25	46,89	40,87	12,24
BA-13	Phénocrisal cœur	1 / 1 .	51,54	1,00	2,87	0,28	5,03	0,09	15,90	22,25	0,35		99,30	46,01	45,74	8,26
BA-13	Phénocrisal cœur	2 / 1 .	51,74	1,06	2,98	0,36	5,24	0,09	15,94	22,32	0,34		100,10	45,87	45,58	8,55
BA-13	Phénocrisal bord	3 / 1 .	46,45	2,71	6,98	0,05	6,96	0,12	12,80	22,23	0,42		98,74	48,78	39,09	12,13
BA-13	Phénocrisal bord	4 / 1 .	51,85	0,85	2,67	0,39	5,08	0,07	15,90	22,53	0,33		99,71	46,29	45,45	8,26
BA-13	Phénocrisal cœur	5 / 1 .	52,31	0,88	2,68	0,45	4,50	0,12	16,42	22,86	0,25	0,02	100,49	46,36	46,32	7,32
BA-13	Phénocrisal cœur	6 / 1 .	49,28	2,08	4,87	0,30	6,08	0,16	14,30	22,46	0,42		99,96	47,55	42,13	10,32
BA-13	Phénocrisal bord	7 / 1 .	49,11	2,69	4,13		8,37	0,23	12,97	21,99	0,53	0,02	100,05	47,03	38,61	14,36
BA-13	Phénocrisal cœur	8 / 1 .	48,02	2,27	5,55	0,33	6,34	0,12	14,09	21,83	0,53		99,12	46,97	42,19	10,84
BA-13	Phénocrisal bord	9 / 1 .	46,63	3,54	5,87		8,32	0,21	12,29	21,87	0,50	0,04	99,30	47,93	37,48	14,59
BA-13	Phénocrisal cœur	5 / 1 .	44,93	3,46	8,29	0,03	7,60	0,16	12,08	22,36	0,48	0,02	99,42	49,44	37,17	13,39
BA-13	Phénocrisal	6 / 1 .	48,93	1,86	5,20		6,86	0,16	13,85	22,14	0,41		99,43	47,22	41,09	11,69
BA-13	Phénocrisal bord	7 / 1 .	49,05	1,84	4,83	0,04	6,76	0,16	14,30	22,13	0,36		99,47	46,66	41,94	11,39
BA-13	Phénocrisal cœur	15 / 1 .	48,39	2,14	5,16	0,19	6,76	0,12	13,71	22,26	0,49	0,01	99,29	47,66	40,84	11,50
BA-13	Phénocrisal	16 / 1 .	48,97	2,09	4,94	0,02	6,78	0,10	13,87	22,48	0,35		99,63	47,67	40,93	11,39
BA-13	Phénocrisal bord	18 / 1 .	48,59	2,16	5,12	0,01	6,70	0,15	13,87	22,68	0,38		99,69	47,92	40,77	11,31
BA-13	Phénocrisal cœur	21 / 1 .	52,20	1,11	2,76	0,18	5,56	0,12	15,98	21,96	0,36		100,22	45,16	45,72	9,12
BA-13	Phénocrisal bord	22 / 1 .	46,33	3,05	7,04	0,02	7,51	0,16	12,66	22,54	0,42		99,73	48,85	38,18	12,97
BA-01	Phénocrisal cœur	66 / 1 .	43,75	4,39	8,44	8,12	0,21	11,41	22,19	0,50			99,01	49,78	35,62	14,60
BA-01	Phénocrisal	67 / 1 .	47,91	3,03	5,90	6,33	0,10	13,37	23,54	0,48	0,03	0,01	100,70	49,91	39,44	10,65
BA-01	Phénocrisal	68 / 1 .	46,78	3,12	5,94	6,03	0,07	13,38	23,29	0,47	0,01	0,03	99,11	49,91	39,89	10,21
BA-01	Phénocrisal bord	69 / 1 .	46,66	3,62	6,95	6,77	0,07	12,91	23,29	0,46	0,02	0,01	100,77	49,98	38,56	11,46
BA-01	Phénocrisal	74 / 1 .	45,42	3,84	7,53	6,80	0,08	12,38	22,39	0,57	0,02	0,02	99,04	49,78	38,28	11,94
BA-01	Phénocrisal	75 / 1 .	45,05	4,05	7,87	6,53	0,10	12,18	22,73	0,45	0,01		98,97	50,68	37,79	11,52
BA-15	Phénocrisal cœur	167 / 1 .	51,14	1,00	3,91	0,36	5,81	0,13	15,56	21,55	0,41	0,01	99,89	45,04	45,26	9,70

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
BA-15	Phénocrisal	168 / 1 .	46,56	2,60	7,56	0,18	7,70	0,07	12,83	21,13	0,60		99,22	46,91	39,63	13,47
BA-15	Phénocrisal	169 / 1 .	47,50	2,24	6,80	0,05	7,88	0,17	12,89	21,32	0,63		99,47	46,81	39,37	13,82
BA-15	Phénocrisal	170 / 1 .	46,55	2,44	7,54	0,02	8,01	0,11	12,57	21,46	0,62		99,32	47,39	38,62	13,99
BA-15	Phénocrisal bord	171 / 1 .	47,43	2,18	6,71		7,77	0,19	13,06	21,43	0,62	0,00	99,38	46,79	39,66	13,55
BA-15	Phénocrisal cœur	175 / 1 .	47,52	2,00	6,95	0,02	7,66	0,13	13,02	21,87	0,54	0,03	99,73	47,46	39,33	13,20
BA-15	Phénocrisal	176 / 1 .	49,64	1,61	5,44	0,21	6,99	0,12	14,12	21,34	0,58		100,05	45,86	42,22	11,92
BA-15	Phénocrisal	177 / 1 .	47,02	2,25	7,09	0,08	7,71	0,13	12,85	21,95	0,52		99,60	47,77	38,92	13,31
BA-15	Phénocrisal	178 / 1 .	48,19	1,77	5,87	0,19	7,10	0,06	13,65	21,55	0,50	0,00	98,88	46,72	41,17	12,11
BA-15	Phénocrisal	179 / 1 .	46,87	2,83	7,26	0,09	7,47	0,07	12,76	21,82	0,56		99,71	48,00	39,06	12,94
BA-15	Phénocrisal	180 / 1 .	50,94	1,09	3,86	0,39	6,35	0,15	15,13	21,32	0,39	0,01	99,63	44,93	44,38	10,69
BA-15	Phénocrisal	181 / 1 .	48,03	2,18	6,64	0,02	7,52	0,14	13,29	21,52	0,60	0,01	99,94	46,79	40,20	13,02
BA-15	Phénocrisal bord	182 / 1 .	47,72	2,19	6,73	0,01	7,64	0,17	13,20	21,75	0,57	0,00	99,96	47,07	39,73	13,19
BC-02	Phénocrisal cœur	1 / 1 .	46,59	2,60	7,76	0,07	7,10	0,09	12,59	21,72	0,63	0,01	99,14	48,44	39,06	12,51
BC-02	Phénocrisal cœur	2 / 1 .	45,81	2,70	8,33	0,23	7,22	0,10	12,38	21,81	0,52	0,01	99,10	48,74	38,50	12,76
BC-02	Phénocrisal cœur	2 / 2 .	45,90	2,73	8,20	0,20	7,29	0,14	12,58	21,83	0,53	0,02	99,43	48,37	38,78	12,85
BC-02	Phénocrisal	2 / 3 .	45,87	2,77	8,04	0,21	7,39	0,09	12,49	21,79	0,54		99,18	48,42	38,60	12,98
BC-02	Phénocrisal	2 / 4 .	50,31	2,83	9,47	0,21	7,24	0,13	14,32	21,81	0,43	0,06	106,82	45,93	41,96	12,12
BC-02	Phénocrisal	2 / 5 .	46,78	2,45	7,43	0,03	7,49	0,11	12,81	21,50	0,62	0,01	99,25	47,50	39,39	13,11
BC-02	Phénocrisal	2 / 7 .	47,32	2,37	7,44	0,07	7,38	0,15	12,93	21,53	0,64	0,00	99,82	47,43	39,62	12,94
BC-02	Phénocrisal	2 / 8 .	46,85	2,37	7,83	0,01	7,48	0,16	12,68	21,92	0,66	0,00	99,96	48,14	38,76	13,10
BC-02	Phénocrisal	2 / 9 .	46,43	2,36	7,59	0,08	7,65	0,09	12,96	21,37	0,63	0,02	99,18	47,03	39,67	13,29
BC-02	Phénocrisal	2 / 10 .	46,85	2,17	7,76	0,06	7,67	0,14	12,87	21,23	0,68		99,42	46,94	39,59	13,48
BC-02	Phénocrisal	2 / 11 .	46,87	2,54	8,13	0,02	7,79	0,11	12,78	21,60	0,64	0,01	100,48	47,43	39,04	13,54
BC-02	Phénocrisal	2 / 12 .	46,40	2,69	8,36	0,05	7,78	0,14	12,51	21,66	0,66	0,03	100,28	47,87	38,47	13,65
BC-02	Phénocrisal	2 / 13 .	46,62	2,80	8,38	0,04	7,81	0,19	12,59	22,06	0,65	0,04	101,17	48,15	38,22	13,63
BC-02	Phénocrisal	2 / 14 .	45,79	2,93	8,10	0,08	7,41	0,13	12,21	21,46	0,59		98,71	48,41	38,31	13,28
BC-02	Phénocrisal	2 / 15 .	45,92	2,90	8,69		7,53	0,13	12,13	22,13	0,59		100,02	49,19	37,51	13,30
BC-02	Phénocrisal	2 / 16 .	46,29	2,78	7,85	0,17	7,66	0,07	12,86	22,00	0,61		100,29	47,90	38,97	13,14
BC-02	Phénocrisal	2 / 17 .	46,21	2,67	8,04	0,09	7,38	0,09	12,53	21,79	0,57	0,01	99,37	48,37	38,69	12,94
BC-02	Phénocrisal	2 / 18 .	45,34	2,74	8,04	0,15	7,43	0,14	12,26	22,10	0,51		98,71	49,04	37,85	13,12
BC-02	Phénocrisal	2 / 19 .	45,81	2,94	8,07	0,17	7,13	0,10	12,29	22,30	0,49		99,29	49,52	37,96	12,52
BC-02	Phénocrisal	2 / 20 .	45,52	2,81	7,67	0,09	7,06	0,10	12,54	22,33	0,48		98,59	49,23	38,45	12,32
BC-02	Phénocrisal	2 / 21 .	46,40	2,80	6,86	0,01	7,70	0,07	12,90	22,46	0,42	0,01	99,64	48,31	38,63	13,06
BC-02	Phénocrisal	2 / 22 .	42,24	4,87	9,88		8,20	0,13	10,82	22,22	0,45		98,80	50,77	34,39	14,85
BC-02	Phénocrisal	2 / 23 .	43,73	4,03	8,40		7,94	0,14	11,68	22,32	0,47		98,70	49,74	36,21	14,05
BC-02	Phénocrisal	2 / 24 .	43,33	4,66	8,73	0,03	8,28	0,16	11,14	22,54	0,48		99,33	50,52	34,73	14,75
BC-02	Phénocrisal	2 / 25 .	43,94	4,14	8,10		7,85	0,14	11,55	22,50	0,49		98,72	50,21	35,87	13,92
BC-02	Phénocrisal	2 / 26 .	43,91	4,32	8,41	0,01	7,95	0,14	11,80	22,41	0,42	0,02	99,38	49,64	36,37	13,99

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
BC-02	Phénocrisal	2 / 27 .	41,78	5,40	9,98		8,30	0,11	10,59	22,42	0,49	0,03	99,11	51,29	33,69	15,02
BC-02	Phénocrisal bord	2 / 28 .	43,07	4,57	9,18		8,12	0,12	11,44	22,72	0,50	0,00	99,73	50,41	35,32	14,28
BC-02	Phénocrisal bord	2 / 29 .	45,72	3,71	6,32	0,03	8,03	0,11	11,95	21,97	0,61	0,02	98,47	48,87	37,00	14,14
BC-02	Phénocrisal cœur	32 / 1 .	45,98	2,79	8,63	0,03	7,53	0,11	12,47	21,96	0,64	0,01	100,16	48,50	38,32	13,18
BC-02	Phénocrisal	33 / 1 .	46,04	2,74	8,41	0,11	7,54	0,11	12,55	21,67	0,63		99,79	48,05	38,70	13,24
BC-02	Phénocrisal	34 / 1 .	45,60	3,20	8,73	0,03	7,55	0,12	12,58	22,00	0,68	0,01	100,50	48,37	38,48	13,15
BC-02	Phénocrisal bord	35 / 1 .	46,47	2,71	7,10	0,01	7,59	0,16	13,02	22,24	0,49	0,02	99,82	47,92	39,05	13,04
BC-02	Phénocrisal cœur	36 / 1 .	47,23	2,47	7,32	0,04	7,55	0,15	13,24	21,54	0,59	0,01	100,14	46,84	40,07	13,08
BC-02	Phénocrisal	37 / 1 .	46,80	2,40	7,72	0,02	7,99	0,12	12,33	21,82	0,64	0,01	99,84	48,18	37,86	13,96
BC-02	Phénocrisal bord	38 / 1 .	46,00	2,61	8,74		7,76	0,10	12,44	21,60	0,59	0,00	99,85	47,95	38,41	13,63
BC-02	Phénocrisal bord	39 / 1 .	45,85	2,98	8,03	0,10	7,52	0,15	12,36	21,96	0,48		99,42	48,64	38,09	13,26
BC-02	Phénocrisal cœur	46 / 1 .	45,86	2,83	8,85	0,07	7,32	0,14	12,44	21,46	0,59	0,01	99,57	48,13	38,82	13,05
BC-02	Phénocrisal	47 / 1 .	41,33	5,43	10,65	0,00	8,65	0,15	10,57	22,09	0,46		99,36	50,59	33,68	15,74
BC-02	Phénocrisal bord	48 / 1 .	46,85	2,35	7,56	0,21	7,24	0,11	13,09	21,75	0,54		99,70	47,60	39,86	12,55
BC-02	Phénocrisal bord	49 / 1 .	45,47	2,50	8,74	0,01	7,48	0,06	12,27	21,54	0,55		98,64	48,41	38,35	13,24
BC-02	Phénocrisal cœur	50 / 1 .	45,59	3,00	9,20	0,07	7,18	0,08	12,31	21,47	0,70		99,60	48,50	38,69	12,81
BC-02	Phénocrisal bord	51 / 1 .	46,63	2,26	8,32	0,19	7,42	0,03	12,77	21,58	0,54		99,74	47,77	39,35	12,88
BC-02	Phénocrisal bord	52 / 1 .	46,79	2,38	8,31	0,28	7,36	0,09	12,58	21,64	0,58		100,02	48,13	38,93	12,93
BC-04	Phénocrisal cœur	29 / 1 .	48,77	1,74	4,41	0,16	6,94	0,15	14,04	22,95	0,34		99,52	47,79	40,68	11,53
BC-04	Phénocrisal cœur	30 / 1 .	52,13	0,86	3,21	0,70	5,35	0,13	15,59	21,91	0,45	0,01	100,35	45,76	45,31	8,94
BC-04	Phénocrisal	31 / 1 .	47,60	2,03	6,52	0,76	6,60	0,10	13,33	22,04	0,71		99,69	48,09	40,48	11,42
BC-04	Phénocrisal	32 / 1 .	51,38	1,02	3,46	0,62	5,66	0,12	15,65	21,81	0,50	0,02	100,23	45,35	45,27	9,39
BC-04	Phénocrisal	33 / 1 .	45,45	3,41	7,42	0,09	7,87	0,15	11,87	22,75	0,49	0,02	99,52	49,97	36,28	13,75
BC-04	Phénocrisal	34 / 1 .	50,99	1,23	3,58	0,43	6,28	0,12	15,16	21,45	0,59	0,02	99,86	45,11	44,37	10,52
BC-04	Phénocrisal	35 / 1 .	47,52	2,22	6,82	0,49	6,99	0,10	13,07	21,67	0,68	0,02	99,58	47,74	40,05	12,20
BC-04	Phénocrisal	36 / 1 .	47,81	2,34	6,49	0,07	7,87	0,17	12,82	21,66	0,68		99,90	47,33	38,95	13,72
BC-04	Phénocrisal	37 / 1 .	50,01	1,30	4,76	0,59	5,64	0,09	14,40	22,22	0,52		99,55	47,54	42,88	9,58
BC-04	Phénocrisal	39 / 1 .	50,86	1,23	3,86	0,38	6,33	0,11	15,29	21,31	0,42	0,01	99,82	44,76	44,68	10,56
BC-04	Phénocrisal	40 / 1 .	50,06	1,47	4,58	0,17	6,96	0,17	14,79	20,96	0,49	0,00	99,64	44,50	43,69	11,81
BC-04	Phénocrisal	41 / 1 .	49,68	1,35	5,06	0,76	5,85	0,12	14,38	21,82	0,52	0,02	99,54	46,94	43,04	10,02
BC-04	Phénocrisal bord	42 / 1 .	50,52	1,21	4,58	0,83	5,30	0,09	15,05	22,10	0,49	0,01	100,18	46,77	44,33	8,89
BC-04	Phénocrisal bord	43 / 1 .	50,36	1,68	3,64	0,15	7,06	0,15	14,46	22,33	0,32		100,16	46,45	41,84	11,71
PG-01	Phénocrisal bord	67 / 1 .	47,94	2,55	4,76	0,00	7,60	0,11	13,08	22,27	0,45	0,04	98,80	47,92	39,14	12,95
PG-01	Phénocrisal cœur	68 / 1 .	47,52	2,51	5,53		7,32	0,12	13,30	22,00	0,41		98,70	47,51	39,96	12,53
PG-01	Phénocrisal	69 / 1 .	47,59	2,44	5,01		7,53	0,12	12,79	22,35	0,44		98,27	48,47	38,59	12,94
PG-01	Phénocrisal bord	70 / 1 .	48,21	2,53	5,20		7,63	0,16	12,92	22,24	0,57		99,46	48,04	38,84	13,13
PG-01	Phénocrisal bord	73 / 1 .	46,92	3,02	6,12	0,01	7,79	0,18	12,23	22,37	0,51		99,15	49,05	37,31	13,64
PG-01	Phénocrisal	74 / 1 .	48,08	2,51	5,51	0,03	7,57	0,15	13,04	21,90	0,52		99,32	47,54	39,38	13,09

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
PG-01	Phénocrisal cœur	76 / 1 .	48,23	2,46	4,90	0,00	7,61	0,14	13,24	22,19	0,49		99,26	47,55	39,48	12,96
PG-01	Phénocrisal	77 / 1 .	47,84	2,67	4,78	0,01	7,49	0,12	12,96	21,92	0,47		98,26	47,76	39,29	12,95
PG-01	Phénocrisal	78 / 1 .	48,39	2,55	4,88	0,02	7,71	0,12	13,15	22,23	0,44		99,50	47,65	39,24	13,11
AR-01	Mesostase	84 / 1 .	44,86	3,34	8,02	0,06	7,63	0,20	11,79	22,66	0,53	0,02	99,10	50,15	36,32	13,53
AR-01	Mesostase	85 / 1 .	44,03	3,80	8,50		7,68	0,07	11,70	22,97	0,47	0,01	99,22	50,72	35,93	13,35
AR-03	Mesostase	33 / 1 .	46,51	3,87	5,58	0,03	8,57	0,22	12,07	21,90	0,56	0,08	99,39	48,08	36,86	15,05
AR-04	Mesostase	38 / 1 .	43,74	5,22	7,62		9,66	0,23	11,09	21,40	0,64	0,07	99,65	48,04	34,63	17,33
AR-05	Mesostase	39 / 1 .	45,23	4,07	7,13		9,45	0,23	11,26	21,79	0,52		99,67	48,41	34,81	16,78
AR-06	Mesostase	40 / 1 .	47,98	3,27	5,57		8,49	0,13	13,54	21,85	0,39	0,00	101,23	46,07	39,73	14,20
AR-07	Mesostase	49 / 1 .	48,14	3,07	4,67	0,00	8,29	0,16	12,99	22,17	0,58	0,04	100,12	47,32	38,58	14,09
AR-08	Mesostase	50 / 1 .	45,57	4,22	6,66	0,01	8,09	0,15	11,62	22,07	0,61	0,04	99,02	49,41	36,19	14,40
AR-09	Mesostase	51 / 1 .	43,58	4,81	7,29	0,00	9,05	0,19	11,26	22,17	0,76	0,04	99,15	49,20	34,79	16,01
AR-10	Mesostase	52 / 1 .	44,81	4,45	7,34	0,01	9,12	0,20	11,51	21,76	0,60	0,02	99,82	48,30	35,55	16,15
AR-11	Mesostase	67 / 1 .	46,95	3,36	6,18		8,07	0,13	12,30	22,48	0,60	0,05	100,11	48,89	37,20	13,91
AR-12	Mesostase	68 / 1 .	48,48	2,52	5,27	0,00	7,19	0,13	13,71	22,53	0,35	0,03	100,21	47,61	40,31	12,08
AR-13	Mesostase	69 / 1 .	45,49	3,34	8,40	0,03	7,78	0,12	11,94	22,42	0,50	0,03	100,06	49,61	36,74	13,65
AR-14	Mesostase	70 / 1 .	45,15	4,57	7,52		8,42	0,12	11,17	22,49	0,58	0,01	100,04	50,31	34,77	14,92
AY-02	Mesostase	20 / 1 .	47,59	2,72	5,18	0,01	8,04	0,12	13,07	22,14	0,39	0,02	99,28	47,42	38,93	13,65
AY-02	Mesostase	21 / 1 .	48,00	2,77	4,81	0,06	7,72	0,12	13,19	22,53	0,39		99,60	47,94	39,04	13,02
LA-02	Mesostase	1 / 1 .	48,44	3,01	4,35		8,45	0,15	12,80	21,90	0,50	0,02	99,63	47,17	38,36	14,47
LA-02	Mesostase	2 / 1 .	50,56	2,08	3,25		7,32	0,20	13,71	22,23	0,64	0,00	99,98	47,12	40,44	12,44
LA-02	Mesostase	3 / 1 .	43,08	4,69	8,28		9,75	0,15	10,75	21,45	0,58	0,03	98,76	48,60	33,89	17,51
LA-02	Mesostase	7 / 1 .	46,02	4,02	6,21		8,83	0,17	12,58	21,84	0,42	0,02	100,10	47,10	37,74	15,16
LA-02	Mesostase	8 / 1 .	44,66	4,72	7,17		8,92	0,13	11,86	21,79	0,43	0,04	99,71	48,04	36,39	15,57
LA-02	Mesostase	10 / 1 .	50,96	2,86	8,27	0,02	6,51	0,15	12,42	19,04	1,28	0,87	102,38	45,85	41,63	12,52
RF-03	Mesostase	5 / 1 .	48,12	2,78	4,57	0,00	7,84	0,12	13,44	21,60	0,39	0,02	98,88	46,44	40,20	13,36
RF-03	Mesostase	12 / 1 .	45,01	4,62	7,33		7,98	0,16	11,63	22,19	0,54	0,05	99,52	49,61	36,18	14,21
RF-03	Mesostase	13 / 1 .	47,83	3,28	5,16		8,17	0,15	12,78	21,96	0,47	0,03	99,83	47,49	38,46	14,05
RF-03	Mesostase	40 / 1 .	47,15	3,30	5,24		8,56	0,14	13,24	21,93	0,40	0,02	99,97	46,52	39,08	14,40
RF-03	Mesostase	50 / 1 .	48,74	2,60	4,30	0,00	8,16	0,18	13,83	22,00	0,33	0,01	100,15	46,06	40,30	13,64
RF-03	Mesostase	51 / 1 .	42,48	5,49	7,76		10,82	0,22	10,99	20,83	0,62	0,07	99,26	46,56	34,18	19,26
RF-03	Mesostase	52 / 1 .	47,71	4,11	7,15		8,83	0,14	12,50	22,45	0,37	0,01	103,26	47,93	37,12	14,94
RF-03	Mesostase	53 / 1 .	45,48	4,32	6,71	0,03	8,60	0,15	11,84	21,87	0,64	0,02	99,65	48,42	36,45	15,12
RF-03	Mesostase	54 / 1 .	48,84	2,76	4,23	0,03	8,09	0,19	13,75	22,06	0,38	0,01	100,34	46,28	40,14	13,57
RF-03	Mesostase	55 / 1 .	49,57	2,56	3,83		7,98	0,19	13,62	22,16	0,43	0,03	100,36	46,67	39,90	13,43
LA-11	Mesostase	10 / 1 .	50,10	2,15	3,23	0,06	10,78	0,28	13,50	20,29	0,34	0,02	100,74	42,53	39,37	18,10
LA-11	Mesostase	11 / 1 .	49,48	2,05	3,33		9,52	0,18	13,07	20,64	0,39	0,07	98,74	44,47	39,19	16,34
LA-11	Mesostase	19 / 1 .	46,83	3,27	5,57		9,68	0,20	12,13	21,45	0,41	0,00	99,56	46,59	36,65	16,76

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
LA-11	Mesostase	22 / 1 .	46,49	3,72	5,90		10,01	0,18	11,56	21,32	0,56	0,07	99,81	47,01	35,45	17,54
LA-11	Mesostase	43 / 1 .	49,47	2,12	3,08	0,02	10,00	0,19	13,36	21,12	0,31		99,67	44,32	39,01	16,68
LA-11	Mesostase	47 / 1 .	50,41	1,77	2,72	0,05	9,44	0,13	13,91	20,97	0,31	0,02	99,73	43,87	40,49	15,64
LA-11	Mesostase	49 / 1 .	48,06	2,56	4,64	0,01	9,40	0,18	12,65	21,34	0,45	0,02	99,31	45,98	37,92	16,10
LA-11	Mesostase	51 / 1 .	46,37	3,34	5,86	0,03	9,81	0,10	11,91	21,49	0,46	0,04	99,40	46,93	36,17	16,89
RF-01	Mesostase	15 / 1 .	46,42	3,29	6,37	0,04	8,82	0,27	12,73	21,41	0,58	0,01	99,95	46,32	38,32	15,36
RF-01	Mesostase	21 / 1 .	50,64	1,69	2,62		8,19	0,36	14,25	21,47	0,56	0,00	99,78	44,76	41,33	13,91
RF-01	Mesostase	24 / 1 .	51,52	1,41	1,71	0,02	8,51	0,51	13,90	21,89	0,62	0,01	100,10	45,35	40,05	14,60
BA-24	Mesostase	6 / 1 .	42,93	5,09	9,02	0,01	8,41	0,10	11,19	21,83	0,50	0,00	99,11	49,56	35,35	15,08
BA-24	Mesostase	7 / 1 .	43,90	4,90	6,82	0,03	9,67	0,17	11,51	21,36	0,68	0,09	99,13	47,41	35,54	17,05
BA-24	Mesostase	8 / 1 .	49,14	2,67	4,29		7,71	0,21	13,58	22,05	0,50	0,01	100,18	46,78	40,09	13,12
BA-24	Mesostase	18 / 1 .	41,91	5,87	9,13		8,86	0,10	10,72	21,70	0,65	0,02	98,97	49,76	34,20	16,04
BA-24	Mesostase	27 / 1 .	41,98	5,15	9,44	0,01	8,58	0,12	10,80	22,16	0,51	0,06	98,83	50,39	34,17	15,44
BA-24	Mesostase	28 / 1 .	42,67	5,12	9,04		8,51	0,11	10,88	21,92	0,63	0,03	98,92	50,06	34,58	15,36
BA-24	Mesostase	32 / 1 .	47,46	3,34	5,18		8,31	0,16	12,70	21,84	0,51	0,03	99,54	47,36	38,30	14,33
BA-24	Mesostase	33 / 1 .	49,63	3,66	6,25	0,02	8,01	0,16	13,54	21,78	0,57	0,03	103,66	46,35	40,08	13,58
BA-24	Mesostase	34 / 1 .	46,59	3,44	5,36		7,96	0,17	12,21	21,84	0,59	0,03	98,22	48,33	37,61	14,06
BA-24	Mesostase	60 / 1 .	46,83	3,02	5,58	0,02	8,13	0,16	13,53	21,64	0,47	0,06	99,45	46,09	40,11	13,79
BA-24	Mesostase	61 / 1 .	46,82	3,64	5,65		8,11	0,14	12,30	21,94	0,59		99,20	48,22	37,62	14,15
BA-24	Mesostase	62 / 1 .	46,45	3,75	5,92	0,02	8,35	0,13	12,20	21,46	0,62	0,07	98,99	47,63	37,68	14,69
BA-24	Mesostase	63 / 1 .	45,19	4,71	7,07	0,04	8,80	0,17	11,68	21,57	0,62	0,05	99,91	48,11	36,26	15,63
BA-13	Mesostase	12 / 1 .	48,17	2,87	4,84		8,49	0,18	12,92	21,54	0,55	0,03	99,58	46,53	38,85	14,62
BA-13	Mesostase	13 / 1 .	42,72	5,30	8,29	0,06	9,11	0,15	11,04	21,54	0,64	0,04	98,87	48,81	34,82	16,37
BA-13	Mesostase	14 / 1 .	51,65	1,99	7,50		7,08	0,22	10,67	19,46	2,18	0,48	101,24	48,64	37,10	14,26
BA-13	Mesostase	15 / 1 .	50,17	2,21	2,93		8,13	0,22	13,98	21,72	0,43	0,00	99,78	45,54	40,79	13,66
BA-13	Mesostase	30 / 1 .	49,02	2,56	3,98	0,01	8,20	0,20	13,63	21,63	0,58	0,05	99,87	45,87	40,21	13,92
BA-08	Mesostase	59 / 1 .	41,94	6,10	7,78	0,01	11,32	0,24	8,38	21,12	1,08	0,08	98,04	50,52	27,89	21,59
BA-08	Mesostase	83 / 1 .	47,61	3,05	4,08	0,03	10,90	0,31	10,84	21,99	0,46		99,26	47,98	32,91	19,10
BA-08	Mesostase	84 / 1 .	48,59	2,64	3,60	0,04	10,95	0,21	11,13	22,40	0,43	0,02	100,02	48,06	33,24	18,70
BA-08	Mesostase	85 / 1 .	49,23	2,58	3,68	0,00	9,93	0,20	12,04	22,06	0,45	0,02	100,20	47,21	35,86	16,93
BA-08	Mesostase	86 / 1 .	48,60	2,79	3,44	0,04	10,50	0,21	11,72	22,18	0,41	0,01	99,92	47,33	34,82	17,85
BA-08	Mesostase	96 / 1 .	47,48	2,73	4,96	0,02	8,43	0,17	12,40	22,38	0,47	0,03	99,06	48,28	37,24	14,48
BA-08	Mesostase	103 / 1 .	45,15	3,98	7,12	0,01	9,56	0,13	11,00	22,26	0,51		99,74	49,33	33,90	16,78
BA-08	Mesostase	104 / 1 .	46,97	3,32	5,97	0,02	8,71	0,17	11,85	22,41	0,49	0,01	99,91	48,91	35,96	15,13
BA-08	Mesostase	105 / 1 .	49,17	2,50	3,74	0,04	8,99	0,25	12,43	22,22	0,37	0,05	99,76	47,56	37,01	15,43
BA-08	Mesostase	111 / 1 .	42,03	6,21	8,76	0,02	10,69	0,23	9,09	21,84	0,69		99,55	50,78	29,40	19,82
BA-08	Mesostase	112 / 1 .	43,14	5,89	8,45	0,01	11,00	0,23	9,09	21,59	0,77		100,16	50,21	29,41	20,38
BA-08	Mesostase	113 / 1 .	44,62	4,98	6,79	0,03	10,87	0,25	9,63	21,73	0,68		99,59	49,60	30,58	19,83

Ech.	Details	N° point	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Wo (Ca)	En(Mg)	Fs(Fe)
BA-08	Mesostase	122 / 1 .	48,51	2,61	4,60		8,73	0,23	12,63	22,20	0,48	0,02	100,02	47,47	37,58	14,95
BA-08	Mesostase	123 / 1 .	48,70	2,56	4,48	0,00	9,22	0,15	12,40	22,05	0,52	0,01	100,10	47,31	37,01	15,69
BA-08	Mesostase	124 / 1 .	48,18	2,78	4,87		8,45	0,24	12,40	22,26	0,54	0,04	99,74	48,08	37,27	14,65
BA-01	Mesostase	44 / 1 .	40,99	6,11	10,06		8,05	0,12	10,13	23,12	0,62	0,04	99,25	53,04	32,32	14,64
BA-01	Mesostase	45 / 1 .	41,64	5,89	9,89		8,06	0,10	10,32	22,32	0,63	0,06	98,90	51,85	33,35	14,80
BA-01	Mesostase	76 / 1 .	42,50	5,15	9,29		7,59	0,12	10,89	22,01	0,68	0,10	98,31	50,99	35,08	13,93
BA-01	Mesostase	78 / 1 .	46,08	4,00	6,49	0,05	7,95	0,15	12,49	22,59	0,41	0,02	100,22	48,80	37,54	13,66
BA-01	Mesostase	62 / 1 .	40,23	6,88	12,51		6,93	0,10	9,84	22,50	0,78		99,80	53,98	32,84	13,18
BA-01	Mesostase	63 / 1 .	42,27	5,89	10,30	0,02	7,45	0,12	10,67	22,58	0,71	0,01	100,04	52,10	34,26	13,64
BA-01	Mesostase	36 / 1 .	45,55	4,19	6,83	0,03	8,33	0,20	12,40	22,35	0,44	0,05	100,36	48,32	37,29	14,39
BA-01	Mesostase	37 / 1 .	45,57	4,02	6,70	0,02	8,36	0,20	12,56	22,71	0,46	0,10	100,69	48,46	37,29	14,25
BA-01	Mesostase	38 / 1 .	40,31	6,21	10,29		7,66	0,12	10,22	22,97	0,64	0,06	98,48	53,08	32,86	14,05
BA-01	Mesostase	39 / 1 .	47,04	3,46	6,16		7,65	0,18	12,69	22,74	0,49	0,00	100,40	48,89	37,96	13,15
BA-01	Mesostase	42 / 1 .	44,94	4,09	7,72		7,96	0,18	12,02	22,39	0,55	0,06	99,92	49,24	36,79	13,97
BA-01	Mesostase	43 / 1 .	45,53	4,11	6,82		8,12	0,21	12,31	21,96	0,48	0,05	99,59	48,17	37,56	14,27
BA-01	Mesostase	44 / 1 .	44,16	4,65	7,43		8,28	0,18	11,83	22,40	0,53	0,06	99,53	49,26	36,21	14,53
BA-01	Mesostase	45 / 1 .	40,87	6,34	10,37		8,16	0,11	10,17	22,43	0,66	0,04	99,15	52,12	32,87	15,01
BC-02	Mesostase	13 / 1 .	49,83	2,48	4,01	0,01	7,73	0,20	12,64	22,35	0,89	0,02	100,17	48,46	38,12	17,10
BC-02	Mesostase	14 / 1 .	46,97	2,90	5,52		8,48	0,19	13,51	21,77	0,31	0,05	99,71	46,00	39,70	15,66
BC-02	Mesostase	15 / 1 .	50,24	2,17	3,42		7,41	0,21	13,67	22,66	0,58	0,01	100,37	47,57	39,95	15,73
BC-02	Mesostase	20 / 1 .	48,00	3,25	4,97	0,06	8,24	0,18	13,47	22,05	0,38		100,59	46,56	39,56	14,74
BC-02	Mesostase	21 / 1 .	43,34	3,92	7,25	0,02	8,81	0,15	12,07	22,41	0,75	0,03	98,74	48,51	36,36	13,66
BC-02	Mesostase	22 / 1 .	48,60	2,74	3,90	0,02	8,30	0,24	13,12	21,98	0,51	0,02	99,42	46,87	38,92	15,37
LA-08	Mesostase	11 / 1 .	47,56	3,55	4,65	0,02	9,87	0,21	11,63	21,96	0,45	0,01	99,92	47,72	35,17	17,10
LA-08	Mesostase	12 / 1 .	42,73	5,40	9,61	0,02	8,62	0,18	10,37	22,56	0,57		100,07	51,43	32,90	15,66
LA-08	Mesostase	13 / 1 .	47,85	3,16	4,75		9,18	0,17	11,97	22,45	0,38	0,03	99,94	48,38	35,89	15,73
LA-08	Mesostase	14 / 1 .	44,72	4,46	7,79	0,02	8,30	0,14	11,02	22,77	0,53		99,76	50,95	34,31	14,74
LA-08	Mesostase	22 / 1 .	47,63	3,31	6,06	0,02	7,92	0,13	12,21	22,76	0,46	0,02	100,53	49,44	36,90	13,66
LA-08	Mesostase	23 / 1 .	45,26	4,05	7,71	0,02	8,77	0,10	11,32	22,38	0,46	0,01	100,08	49,66	34,97	15,37
LA-08	Mesostase	24 / 1 .	46,54	4,17	6,81		8,19	0,13	11,79	22,62	0,48		100,73	49,69	36,03	14,28
LA-08	Mesostase	25 / 1 .	49,05	2,61	4,13		9,34	0,16	12,43	22,32	0,44	0,05	100,54	47,45	36,77	15,78
LA-08	Mesostase	30 / 1 .	48,05	3,20	5,20	0,00	8,59	0,19	12,02	22,84	0,49	0,01	100,59	49,20	36,04	14,77
LA-08	Mesostase	31 / 1 .	47,96	3,14	4,77	0,02	9,27	0,20	11,68	22,53	0,47	0,01	100,03	48,80	35,19	16,01
LA-08	Mesostase	32 / 1 .	48,54	2,72	4,02		10,53	0,20	10,05	22,86	0,50	0,01	99,42	50,56	30,92	18,52
LA-08	Mesostase	33 / 1 .	46,27	3,47	5,70	0,00	11,91	0,38	9,44	21,23	0,76	0,06	99,21	48,29	29,88	21,83

Annexe B5 : Compositions en éléments majeurs des olivines des laves de Güímar.

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fayalite	Forstérite	
AR-01	Phénocrisal bord	51 / 1 .	39,71	0,07	0,02	0,01	18,22	0,26	42,09	0,30	0,02	0,05	100,74	19,54	80,46	
AR-01	Phénocrisal	52 / 1 .	39,45		0,01	0,03	18,35	0,28	41,97	0,32			100,41	19,69	80,31	
AR-01	Phénocrisal	53 / 1 .	39,60	0,05	0,03	0,02	18,15	0,24	42,11	0,28		0,01	100,48	19,47	80,53	
AR-01	Phénocrisal cœur	54 / 1 .	39,71	0,04	0,07	0,03	18,05	0,24	41,92	0,25	0,01	0,01	100,33	19,45	80,55	
AR-01	Phénocrisal	55 / 1 .	39,22		0,02	0,01	18,30	0,26	41,93	0,27	0,02	0,03	100,06	19,67	80,33	
AR-01	Phénocrisal bord	56 / 1 .	38,86	0,08	0,00		18,97	0,29	41,64	0,31	0,03		100,17	20,35	79,65	
AR-01	Phénocrisal bord	70 / 1 .	39,37	0,05	0,07	0,02	19,18	0,23	41,10	0,28			100,30	20,75	79,25	
AR-01	Phénocrisal cœur	71 / 1 .	39,38	0,01	0,01			19,51	0,31	40,54	0,30	0,02		100,08	21,26	78,74
AR-01	Phénocrisal cœur	72 / 1 .	38,96	0,01		0,01	19,71	0,28	40,86	0,22		0,01	100,04	21,30	78,70	
AR-01	Phénocrisal bord	73 / 1 .	39,29	0,08	0,02		18,97	0,37	41,47	0,27	0,01		100,47	20,42	79,58	
AY-02	Phénocrisal	1 / 1 .	37,07	0,06	0,01	0,03	29,16	0,72	32,19	0,46		0,00	99,71	33,69	66,31	
AY-02	Phénocrisal	2 / 1 .	39,60	0,04	0,04	0,03	16,57	0,22	43,14	0,31	0,04	0,01	100,02	17,73	82,27	
AY-02	Phénocrisal cœur	3 / 1 .	38,89	0,02	0,04	0,01	22,40	0,48	38,31	0,37	0,04	0,03	100,58	24,70	75,30	
AY-02	Phénocrisal cœur	4 / 1 .	39,65	0,07	0,03	0,01	16,75	0,19	43,19	0,30	0,01		100,20	17,87	82,13	
AY-02	Phénocrisal	12 / 1 .	40,13		0,06	0,06	14,90	0,18	44,15	0,22	0,04	0,00	99,73	15,92	84,08	
AY-02	Phénocrisal	13 / 1 .	39,80	0,00	0,02	0,06	14,87	0,21	44,07	0,21		0,01	99,24	15,91	84,09	
AY-02	Phénocrisal cœur	15 / 1 .	40,14	0,04	0,05	0,06	14,64	0,19	44,63	0,20	0,01	0,02	99,99	15,54	84,46	
AY-02	Phénocrisal bord	16 / 1 .	38,56	0,06	0,06	0,02	20,33	0,37	39,47	0,34	0,01		99,22	22,42	77,58	
LA-02	Phénocrisal	12 / 1 .	39,12	0,02	0,01	0,01	19,08	0,20	41,05	0,34	0,04	0,02	99,89	20,68	79,32	
LA-02	Phénocrisal	13 / 1 .	38,97	0,02	0,03	0,01	19,16	0,24	41,36	0,35	0,01	0,01	100,16	20,63	79,37	
LA-02	Phénocrisal	14 / 1 .	39,33	0,05	0,00		19,16	0,26	40,86	0,37	0,01	0,02	100,07	20,83	79,17	
RF-03	Phénocrisal bord	57 / 2 .	39,19	0,04	0,01	0,01	19,83	0,27	41,46	0,26		0,00	101,07	21,15	78,85	
RF-03	Phénocrisal	57 / 3 .	39,16	0,10	0,12	0,04	20,57	0,35	39,99	0,35	0,06		100,74	22,40	77,60	
RF-03	Phénocrisal	57 / 4 .	39,91	0,02	0,05	0,03	17,35	0,18	43,23	0,24		0,01	101,03	18,38	81,62	
RF-03	Phénocrisal	57 / 5 .	40,07	0,05	0,04	0,06	16,02	0,17	43,89	0,22	0,03	0,01	100,56	17,00	83,00	
RF-03	Phénocrisal	57 / 6 .	40,17	0,08	0,05	0,04	15,32	0,18	44,39	0,31	0,07		100,60	16,22	83,78	
RF-03	Phénocrisal	57 / 7 .	40,51	0,03	0,05	0,03	14,94	0,17	44,20	0,26	0,01	0,02	100,22	15,94	84,06	
RF-03	Phénocrisal	57 / 8 .	40,16	0,01	0,02	0,02	15,26	0,20	43,97	0,24			99,87	16,29	83,71	
RF-03	Phénocrisal	57 / 9 .	40,25	0,04	0,04	0,03	15,45	0,15	44,28	0,19	0,02		100,45	16,37	83,63	
RF-03	Phénocrisal	57 / 10 .	40,27	0,01	0,04	0,02	15,27	0,16	44,09	0,23	0,01	0,01	100,11	16,27	83,73	
RF-03	Phénocrisal	57 / 11 .	40,15	0,04	0,04	0,07	15,45	0,18	44,40	0,23	0,01	0,03	100,59	16,33	83,67	
RF-03	Phénocrisal	57 / 12 .	40,32	0,02	0,05	0,03	15,26	0,20	44,46	0,25	0,01	0,01	100,61	16,14	83,86	
RF-03	Phénocrisal	57 / 13 .	40,04	0,02	0,01	0,03	15,25	0,27	44,28	0,23	0,02		100,14	16,20	83,80	
RF-03	Phénocrisal cœur	57 / 14 .	40,56	0,01	0,08	0,02	15,43	0,18	44,54	0,25	0,03	0,01	101,11	16,27	83,73	

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fayalite	Forstérite
LA-08	Phénocrisal	56 / 1 .	38,38	0,01	0,05	0,01	24,52	0,43	37,13	0,44		0,01	100,99	27,04	72,96
LA-08	Phénocrisal	60 / 1 .	38,37	0,02	0,03		24,70	0,41	36,97	0,50	0,02	0,01	101,02	27,26	72,74
LA-08	Phénocrisal	66 / 1 .	38,35	0,07	0,04		24,41	0,46	36,28	0,46	0,07	0,01	100,14	27,41	72,59
LA-08	Phénocrisal	69 / 1 .	38,03	0,03	0,04	0,03	23,86	0,36	36,69	0,46	0,02		99,52	26,73	73,27
LA-08	Phénocrisal	71 / 1 .	37,73	0,03	0,06	0,00	24,99	0,40	36,41	0,56	0,03		100,21	27,80	72,20
LA-08	Phénocrisal	73 / 1 .	37,49	0,04	0,03	0,01	27,32	0,48	34,52	0,48		0,01	100,38	30,75	69,25
LA-11	Phénocrisal	2 / 1 .	38,43	0,06	0,04	0,04	26,37	0,35	35,00	0,36	0,03	0,00	100,68	29,71	70,29
LA-11	Phénocrisal	3 / 1 .	38,25	0,02	0,06	0,02	25,81	0,32	36,04	0,48	0,03	0,01	101,06	28,66	71,34
LA-11	Phénocrisal	5 / 1 .	37,46	0,03	0,03		26,47	0,35	35,52	0,41	0,04	0,01	100,31	29,48	70,52
LA-11	Phénocrisal	8 / 1 .	37,60	0,04	0,07		25,60	0,36	35,42	0,50	0,02	0,01	99,61	28,85	71,15
LA-11	Phénocrisal	26 / 1 .	37,90	0,03	0,01		26,03	0,30	35,96	0,45	0,03	0,04	100,76	28,89	71,11
LA-11	Phénocrisal	27 / 1 .	37,85	0,01	0,07	0,05	26,05	0,30	35,65	0,37			100,35	29,08	70,92
LA-11	Phénocrisal	31 / 1 .	37,03	0,03	0,17	0,01	27,25	0,33	32,06	0,51	0,07	0,05	97,52	32,29	67,71
LA-11	Phénocrisal	32 / 1 .	37,63	0,00	0,04		25,66	0,35	35,65	0,39	0,03		99,76	28,76	71,24
LA-11	Phénocrisal	33 / 1 .	37,82	0,06	0,03	0,01	26,31	0,33	35,70	0,41		0,02	100,68	29,25	70,75
LA-11	Phénocrisal bord	60 / 1 .	37,82	0,04	0,00	0,02	25,77	0,35	35,69	0,39	0,09	0,01	100,19	28,83	71,17
LA-11	Phénocrisal	61 / 1 .	38,00	0,02	0,03		25,65	0,36	36,04	0,38		0,01	100,50	28,54	71,46
LA-11	Phénocrisal cœur	62 / 1 .	38,17	0,03	0,05	0,03	25,54	0,32	36,02	0,41	0,03		100,60	28,45	71,55
LA-11	Phénocrisal bord	63 / 1 .	38,02	0,07	0,05		25,66	0,33	35,41	0,43	0,05	0,02	100,05	28,91	71,09
BA-24	Phénocrisal cœur	1 / 1 .	39,28	0,04	0,03	0,04	20,06	0,22	41,23	0,34		0,05	101,46	21,44	78,56
BA-24	Phénocrisal cœur	2 / 1 .	39,04	0,01	0,03	0,01	20,13	0,31	40,19	0,26	0,02	0,02	100,14	21,94	78,06
BA-24	Phénocrisal bord	3 / 1 .	39,03	0,09	0,05	0,02	19,77	0,29	40,51	0,31	0,01	0,03	100,25	21,50	78,50
BA-24	Phénocrisal cœur	36 / 1 .	39,85	0,01	0,04		16,64	0,14	42,93	0,28	0,01	0,01	100,14	17,86	82,14
BA-24	Phénocrisal bord	37 / 1 .	39,59	0,06	0,04		18,12	0,28	41,99	0,29	0,01		100,52	19,49	80,51
BA-24	Phénocrisal cœur	38 / 1 .	39,45	0,03	0,06		16,66	0,19	42,82	0,24	0,01	0,01	99,65	17,91	82,09
BA-24	Phénocrisal cœur	39 / 1 .	39,27	0,08	0,05		16,80	0,23	42,72	0,31	0,01		99,65	18,07	81,93
BA-13	Phénocrisal	4 / 1 .	38,22	0,07	0,30	0,00	23,47	0,37	35,10	0,46	0,03	0,01	98,10	27,28	72,72
BA-13	Phénocrisal	8 / 1 .	39,05	0,08	0,06		20,62	0,34	40,32	0,24	0,04		100,82	22,29	77,71
BA-13	Phénocrisal	9 / 1 .	37,68		0,02		27,71	0,53	34,35	0,29		0,05	100,67	31,16	68,84
BA-13	Phénocrisal	10 / 1 .	39,14	0,08	0,03	0,01	20,65	0,39	40,42	0,28		0,01	101,07	22,28	77,72
BA-13	Phénocrisal	11 / 1 .	39,24	0,08	0,01	0,03	20,80	0,36	40,31	0,26		0,03	101,16	22,44	77,56
BA-13	Phénocrisal bord	12 / 1 .	37,22	0,10	0,16		31,06	0,50	27,42	0,61	0,02	0,05	97,20	38,86	61,14
BA-13	Phénocrisal cœur	13 / 1 .	38,29	0,04	0,02		22,24	0,39	37,08	0,29	0,00		98,42	25,17	74,83
BA-13	Phénocrisal bord	14 / 1 .	38,98	0,03	0,01		21,01	0,38	39,23	0,24	0,01		100,01	23,11	76,89
BA-08	Phénocrisal	46 / 1 .	39,46	0,05	0,05	0,05	16,90	0,25	42,80	0,31	0,02	0,04	100,10	18,14	81,86
BA-08	Phénocrisal	61 / 1 .	39,34	0,04	0,03		17,41	0,31	42,18	0,36	0,05	0,02	99,97	18,81	81,19

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fayalite	Forstérite
BA-08	Phénocrisal	62 / 1 .	40,27	0,05	0,08	0,05	14,12	0,23	44,94	0,42	0,03		100,38	14,99	85,01
BA-08	Phénocrisal	77 / 1 .	39,01	0,02	0,04		20,07	0,28	40,49	0,36	0,01	0,00	100,44	21,76	78,24
BA-08	Phénocrisal	78 / 1 .	39,03	0,00	0,06	0,04	19,17	0,24	40,07	0,42	0,02	0,04	99,30	21,16	78,84
PG-01	Phénocrisal cœur	62 / 1 .	37,60	0,04	0,15	0,02	26,27	0,42	33,86	0,43			98,84	30,32	69,68
PG-01	Phénocrisal	65 / 1 .	37,52	0,07	0,04	0,01	25,41	0,41	35,79	0,43	0,02		99,75	28,48	71,52
PG-01	Phénocrisal	66 / 1 .	37,94		0,03	0,03	26,68	0,43	35,47	0,44			101,04	29,67	70,33
PG-01	Phénocrisal	53 / 1 .	37,64	0,12	0,05	0,06	25,65	0,46	36,00	0,43			100,42	28,56	71,44
PG-01	Phénocrisal bord	54 / 1 .	37,40	0,08	0,03		25,58	0,46	35,66	0,38	0,01		99,60	28,69	71,31
PG-01	Phénocrisal	55 / 1 .	37,24	0,09	0,06		25,52	0,35	35,56	0,42	0,01		99,27	28,70	71,30
PG-01	Phénocrisal	56 / 1 .	37,52	0,08	0,02		25,78	0,47	35,85	0,40			100,15	28,74	71,26
PG-01	Phénocrisal bord	57 / 1 .	37,87	0,03	0,01	0,02	25,13	0,38	35,72	0,48			99,69	28,30	71,70
PG-01	Phénocrisal	58 / 1 .	37,70	0,08	0,02	0,03	25,11	0,40	35,97	0,41			99,78	28,14	71,86
PG-01	Phénocrisal	59 / 1 .	37,73	0,03	0,05	0,01	25,64	0,47	36,15	0,38	0,03		100,56	28,47	71,53
PG-01	Phénocrisal bord	60 / 1 .	38,05	0,03	0,03	0,03	26,41	0,42	35,15	0,43	0,00		100,57	29,65	70,35
PG-01	Phénocrisal	61 / 1 .	37,70	0,03	0,04		25,69	0,49	35,76	0,43			100,17	28,72	71,28
PG-01	Phénocrisal	62 / 1 .	37,49	0,06	0,01		25,67	0,39	35,84	0,38	0,01		99,86	28,66	71,34
PG-01	Phénocrisal	63 / 1 .	37,45	0,05	0,05	0,07	25,70	0,42	35,56	0,40	0,03		99,78	28,85	71,15
PG-01	Phénocrisal	86 / 1 .	37,54	0,03	0,02		25,94	0,43	35,69	0,37			100,08	28,97	71,03
PG-01	Phénocrisal bord	87 / 1 .	37,46	0,07	0,07	0,01	26,17	0,48	34,68	0,44	0,01		99,39	29,74	70,26
PG-01	Phénocrisal cœur	88 / 1 .	37,20	0,04	0,01		25,98	0,45	35,20	0,43	0,02		99,36	29,28	70,72
PG-01	Phénocrisal cœur	91 / 1 .	37,71	0,05	0,00		26,29	0,39	35,34	0,42	0,06		100,28	29,44	70,56
RF-03	Mesostase	8 / 1 .	37,76	0,06	0,03		27,13	0,48	35,01	0,38	0,01	0,02	100,88	30,30	69,70
RF-03	Mesostase	9 / 1 .	37,50	0,04	0,04	0,03	28,20	0,60	34,01	0,36	0,03	0,03	100,83	31,75	68,25
RF-03	Mesostase	35 / 1 .	37,80	0,14	0,03	0,00	26,30	0,43	35,04	0,43	0,04		100,22	29,63	70,37
RF-03	Mesostase	38 / 1 .	36,85	0,17	0,11	0,01	30,65	0,54	30,41	0,53	0,02	0,02	99,30	36,12	63,88
LA-11	Mesostase	18 / 1 .	37,04	0,15	0,06	0,02	30,10	0,40	31,54	0,57	0,03		99,90	34,87	65,13
LA-11	Mesostase	45 / 1 .	34,64	0,20	0,20	0,02	42,58	0,78	20,99	0,58	0,01	0,08	100,08	53,23	46,77
LA-11	Mesostase	72 / 1 .	36,38	0,23	0,04	0,01	31,48	0,44	30,49	0,56	0,03		99,71	36,68	63,32
LA-11	Mesostase	73 / 1 .	32,24	0,46	0,19	0,04	48,78	1,01	13,94	1,30	0,15		98,11	66,25	33,75
LA-11	Mesostase	74 / 1 .	36,78	0,12	0,06	0,05	28,75	0,40	32,75	0,60	0,01		99,58	33,00	67,00
LA-11	Mesostase	75 / 1 .	33,30	0,26	0,06	0,06	46,46	0,93	17,84	0,73	0,03		99,71	59,36	40,64
LA-11	Mesostase	76 / 1 .	37,09	0,15	0,07		28,19	0,38	33,65	0,62	0,04		100,27	31,97	68,03
LA-11	Mesostase	77 / 1 .	33,90	0,23	0,77		44,09	0,75	17,90	0,73	0,41		98,78	58,02	41,98
LA-11	Mesostase	78 / 1 .	37,43	1,78	5,60		40,34	0,87	4,71	5,64	1,75	1,19	99,31	82,76	17,24
LA-11	Mesostase	79 / 1 .	36,89	0,18	0,05	0,01	29,56	0,41	31,99	0,66			99,79	34,14	65,86
LA-11	Mesostase	80 / 1 .	35,34	0,37	2,43		45,53	0,90	11,53	2,31	1,12		99,53	68,90	31,10

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fayalite	Forstérite
LA-11	Mesostase	81 / 1 .	36,88	0,15	0,04		29,90	0,44	32,04	0,55	0,00		100,04	34,36	65,64
LA-11	Mesostase	82 / 1 .	31,80	0,23	0,24	0,02	49,80	1,00	12,94	1,75	0,19		97,97	68,35	31,65
LA-11	Mesostase	83 / 1 .	36,60	0,19	0,05	0,01	29,15	0,44	32,27	0,55			99,31	33,63	66,37
LA-11	Mesostase	84 / 1 .	34,57	0,15	0,08	0,04	36,04	0,56	26,54	0,55	0,01		98,53	43,24	56,76
LA-11	Mesostase	1 / 1 .	35,88	0,14	0,01		32,07	0,46	29,42	0,57	0,02	0,03	98,59	37,95	62,05
LA-11	Mesostase	2 / 1 .	33,22	0,35	0,52		48,10	1,04	16,08	1,11	0,15	0,02	100,59	62,67	37,33
LA-11	Mesostase	3 / 1 .	36,87	0,23	0,05	0,00	30,96	0,53	31,17	0,70	0,04	0,01	100,57	35,78	64,22
LA-11	Mesostase	4 / 1 .	33,19	0,22	0,38		46,46	1,00	16,15	1,35	0,20	0,04	98,98	61,74	38,26
LA-11	Mesostase	5 / 1 .	36,50	0,13	0,05		30,39	0,50	31,62	0,62	0,04	0,05	99,88	35,03	64,97
LA-11	Mesostase	6 / 1 .	32,79	0,40	1,10	0,07	47,85	1,01	13,32	2,47	0,37		99,37	66,84	33,16
RF-01	Mesostase	14 / 1 .	36,01	0,10			34,01	1,58	27,78	0,42	0,07	0,01	99,99	40,71	59,29
RF-01	Mesostase	19 / 1 .	36,38	0,08	0,03	0,04	34,17	1,58	27,52	0,43	0,04	0,05	100,32	41,06	58,94
RF-01	Mesostase	20 / 1 .	35,47	0,10	0,01		34,00	1,72	27,14	1,21	0,05	0,02	99,72	41,27	58,73
BA-24	Mesostase	14 / 1 .	34,47	0,88	0,09	0,05	38,92	0,99	24,00	0,52	0,07	0,03	100,06	47,64	52,36
BA-24	Mesostase	26 / 1 .	34,19	0,18	0,12	0,03	36,47	0,91	24,60	0,55	0,01	0,03	97,13	45,41	54,59
BA-24	Mesostase	29 / 1 .	36,93	0,16	0,05	0,01	30,17	0,66	31,76	0,52	0,04	0,03	100,34	34,77	65,23
BA-24	Mesostase	30 / 1 .	36,68	0,21	0,08	0,03	32,00	0,67	30,33	0,49	0,01	0,00	100,50	37,19	62,81
BA-24	Mesostase	31 / 1 .	36,39	0,04	0,06		33,37	0,78	28,35	0,59	0,03	0,04	99,69	39,77	60,23
BA-24	Mesostase	56 / 1 .	35,56	0,09	0,10		33,64	0,81	28,39	0,60	0,06	0,02	99,30	39,93	60,07
BA-24	Mesostase	57 / 1 .	36,77	0,09	0,05	0,03	28,76	0,54	32,59	0,45	0,03	0,03	99,38	33,11	66,89
BA-24	Mesostase	58 / 1 .	36,17	0,29	0,08		34,38	0,83	28,04	0,56	0,03	0,02	100,39	40,75	59,25
BA-24	Mesostase	59 / 1 .	36,43	0,08	0,03	0,02	32,71	0,83	28,55	0,55		0,05	99,25	39,12	60,88
BA-13	Mesostase	10 / 1 .	36,07	0,10	0,02		33,99	0,77	28,54	0,43	0,05	0,02	100,03	40,05	59,95
BA-13	Mesostase	11 / 1 .	36,49	0,15	0,03		34,56	0,83	27,95	0,46	0,05	0,03	100,57	40,95	59,05
BA-13	Mesostase	27 / 1 .	36,10	0,15	0,05		33,10	0,83	28,55	0,46	0,03		99,26	39,41	60,59
BA-13	Mesostase	28 / 1 .	36,66	0,12	0,05	0,04	32,89	0,91	28,98	0,45	0,01	0,01	100,11	38,91	61,09
BA-08	Mesostase	58 / 1 .	34,05	0,14	0,03		42,30	0,94	20,93	0,69	0,03	0,01	99,15	53,14	46,86
BA-08	Mesostase	91 / 1 .	36,30	0,22	0,03		33,53	0,68	29,21	0,66	0,00		100,64	39,17	60,83
BA-08	Mesostase	92 / 1 .	33,94	0,18			41,60	0,79	21,53	0,72	0,06		98,86	52,01	47,99
BA-08	Mesostase	93 / 1 .	33,37	0,17	0,02	0,05	46,99	1,09	17,39	0,74	0,02		99,85	60,26	39,74
BA-08	Mesostase	94 / 1 .	35,07	0,14	0,03	0,03	39,27	0,80	24,23	0,64			100,23	47,62	52,38
BA-08	Mesostase	95 / 1 .	32,28	0,24	0,04		51,75	1,45	13,14	0,84	0,09		99,83	68,84	31,16
BA-08	Mesostase	99 / 1 .	34,58	0,17	0,04	0,03	42,78	0,91	21,58	0,66	0,00		100,85	52,66	47,34
BA-08	Mesostase	106 / 1 .	34,52	0,37	0,00		42,28	0,75	21,58	0,67	0,01		100,22	52,36	47,64
BA-08	Mesostase	107 / 1 .	35,23	0,16	0,03	0,01	36,48	0,79	26,50	0,64			99,86	43,57	56,43
BA-08	Mesostase	108 / 1 .	38,13	0,09	0,07		21,95	0,32	38,41	0,48	0,03		99,60	24,27	75,73

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fayalite	Forstérite
BA-08	Mesostase	109 / 1.	38,38	0,07	0,02	0,05	22,29	0,40	38,79	0,47	0,03		100,60	24,38	75,62
BA-08	Mesostase	110 / 1.	36,37	0,12	0,05		35,68	0,59	27,67	0,56	0,02		101,09	41,97	58,03
BA-08	Mesostase	117 / 1.	31,69	0,10			53,44	1,41	11,41	0,85	0,08		99,03	72,43	27,57
BA-08	Mesostase	118 / 1.	35,13	0,20	2,84		50,86	1,31	9,00	0,90	0,31		100,57	76,03	23,97
BA-08	Mesostase	125 / 1.	35,41	0,13	0,07		36,86	0,69	25,73	0,68	0,02		99,61	44,56	55,44
BA-08	Mesostase	126 / 1.	33,93	0,20	0,02	0,01	45,08	1,00	19,25	0,71			100,23	56,78	43,22
BA-08	Mesostase	127 / 1.	34,57	0,20	0,09		39,43	0,75	24,04	0,60	0,05		99,77	47,92	52,08
AY-02	Mesostase	11 / 1.	36,44	0,13	0,09		30,20	0,79	30,78	0,83			99,28	35,51	64,49
AY-02	Mesostase	13 / 1.	36,31	0,12	0,04		33,48	0,88	28,89	0,49			100,22	39,39	60,61
AY-02	Mesostase	28 / 1.	39,16	0,02	0,02	0,04	17,59	0,30	42,05	0,36	0,01		99,74	19,01	80,99
AY-02	Mesostase	29 / 1.	36,70	0,08	0,06	0,03	30,13	0,64	31,59	0,44			99,67	34,86	65,14
AY-02	Mesostase	30 / 1.	37,66	0,05	0,03	0,01	24,72	0,52	35,85	0,40	0,01		99,32	27,89	72,11
AY-02	Mesostase	31 / 1.	36,47	0,15	0,05	0,01	29,68	0,62	32,16	0,45	0,02		99,67	34,11	65,89
AY-02	Mesostase	32 / 1.	38,88	0,04	0,03	0,04	17,97	0,26	41,72	0,34	0,01		99,47	19,46	80,54
AY-02	Mesostase	33 / 1.	36,08	0,23	0,94		36,47	1,02	24,78	0,59	0,21		100,36	45,23	54,77
AY-02	Mesostase	45 / 1.	38,08	0,09	0,03		23,48	0,43	37,42	0,38	0,02		99,98	26,03	73,97
AY-02	Mesostase	46 / 1.	35,60	0,14	0,37		36,92	1,01	25,81	0,40	0,20		100,48	44,51	55,49
AY-02	Mesostase	47 / 1.	36,93	0,15	0,02	0,00	28,20	0,61	32,68	0,51	0,04		99,19	32,62	67,38
AY-02	Mesostase	48 / 1.	31,85	0,10	0,26	0,04	29,85	0,58	28,86	0,57	0,14		92,27	36,72	63,28
AY-02	Mesostase	49 / 1.	35,45	0,10	0,06		35,62	1,03	26,79	0,66	0,06		99,81	42,73	57,27
LA-02	Mesostase	13 / 1.	36,67	0,27	0,28	0,01	31,28	0,78	28,96	1,13	0,05	0,03	99,47	37,74	62,26
LA-02	Mesostase	14 / 1.	36,23	0,20	0,17	0,02	31,56	0,96	29,16	0,52	0,03		98,84	37,78	62,22
LA-02	Mesostase	16 / 1.	37,02	0,10	0,02	0,07	28,28	0,62	32,30	0,46		0,02	98,88	32,93	67,07
LA-02	Mesostase	17 / 1.	36,17	0,17	0,15		29,37	0,79	31,44	0,51	0,09	0,01	98,69	34,38	65,62
LA-02	Mesostase	18 / 1.	36,91	0,15	0,04	0,02	29,36	0,73	32,17	0,54	0,03	0,04	100,00	33,86	66,14
LA-02	Mesostase	19 / 1.	36,68	0,15	0,06		28,95	0,65	33,06	0,56	0,03	0,03	100,17	32,95	67,05
LA-02	Mesostase	20 / 1.	36,89	0,11	0,04		29,88	0,73	32,02	0,43	0,06	0,03	100,19	34,36	65,64
LA-02	Mesostase	21 / 1.	36,54	0,20	0,04	0,01	28,84	0,72	32,29	0,48	0,05		99,17	33,38	66,62
LA-02	Mesostase	22 / 1.	36,90	0,10	0,04	0,02	27,47	0,73	33,16	0,44	0,05		98,91	31,73	68,27
LA-02	Mesostase	23 / 1.	36,66	0,16	0,03	0,07	27,69	0,66	33,53	0,47	0,05	0,03	99,35	31,66	68,34
LA-02	Mesostase	24 / 1.	37,17	0,21	0,02		28,28	0,70	33,19	0,55		0,01	100,13	32,34	67,66
AR-01	Mesostase	34 / 1.	36,16	0,15	0,13		28,84	0,75	31,89	0,59	0,08		98,60	33,65	66,35
AR-01	Mesostase	35 / 1.	36,96	0,17	0,34	0,01	29,26	0,80	31,58	1,16	0,07		100,39	34,20	65,80
AR-01	Mesostase	36 / 1.	37,11	0,15	0,09		29,60	0,77	32,90	0,40	0,09		101,14	33,55	66,45
AR-01	Mesostase	37 / 1.	37,83	0,12	0,03		27,00	0,62	33,94	0,38	0,05		99,99	30,86	69,14
AR-01	Mesostase	45 / 1.	37,11	0,20	0,05		28,34	0,71	32,34	0,55	0,02	0,04	99,36	32,96	67,04

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fayalite	Forstérite
AR-01	Mesostase	46 / 1.	36,76	0,11	0,05		27,67	0,76	32,82	0,57	0,02	98,82	32,11	67,89	
AR-01	Mesostase	47 / 1.	36,55	0,23	0,05		28,14	0,70	32,68	0,55	0,03	98,93	32,57	67,43	
AR-01	Mesostase	48 / 1.	36,60	0,21	0,09		28,73	0,82	32,92	0,53	0,04	99,94	32,86	67,14	
AR-01	Mesostase	63 / 1.	37,01	0,12	0,08		28,27	0,84	33,26	0,48	0,04	100,17	32,29	67,71	
AR-01	Mesostase	64 / 1.	36,32	0,21	0,11	0,02	29,09	0,78	31,58	0,72	0,04	98,88	34,07	65,93	
AR-01	Mesostase	65 / 1.	37,02	0,12	0,07	0,02	28,11	0,84	32,83	0,50	0,05	99,58	32,45	67,55	
AR-01	Mesostase	66 / 1.	36,74	0,11	0,21	0,03	29,75	0,78	30,64	1,00	0,09	99,37	35,27	64,73	
BA-01	Mesostase	34 / 1.	36,77	0,20	0,00	0,04	29,33	0,95	32,17	0,70	0,02	100,18	33,84	66,16	

Annexe B6 : Compositions en éléments majeurs des feldspaths des laves de Güímar.

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Or(K)	Ab(Na)	An(Ca)
AR-01	Phénocrisal	25 / 1 .	50,82	0,13	30,72		0,76	0,02	0,10	14,15	3,22	0,20	100,12	1,15	28,86	69,99
AR-01	Phénocrisal	26 / 1 .	50,66	0,22	30,65		0,80	0,04	0,13	14,25	3,34	0,26	100,36	1,51	29,33	69,16
AR-01	Phénocrisal	27 / 1 .	53,22	0,18	28,38		0,83	0,02	0,11	11,78	4,42	0,39	99,31	2,28	39,50	58,22
AR-01	Phénocrisal	28 / 1 .	50,89	0,14	30,57		0,78	0,01	0,11	14,13	3,33	0,23	100,19	1,35	29,49	69,16
LA-08	Phénocrisal	58 / 1 .	50,66	0,16	30,45	0,02	0,57		0,10	13,98	3,24	0,19	99,36	1,14	29,23	69,63
LA-08	Phénocrisal	59 / 1 .	50,79	0,21	29,96	0,02	0,56	0,03	0,10	14,09	3,42	0,32	99,50	1,84	29,93	68,23
LA-08	Phénocrisal	61 / 1 .	49,71	0,13	30,78	0,03	0,51	0,00	0,12	14,24	3,15	0,29	98,97	1,73	28,11	70,16
LA-08	Phénocrisal	62 / 1 .	49,85	0,16	31,08	0,04	0,47	0,03	0,08	14,66	2,99	0,30	99,66	1,76	26,51	71,73
LA-08	Phénocrisal	63 / 1 .	50,25	0,15	30,87	0,04	0,48	0,02	0,10	14,22	3,19	0,22	99,54	1,29	28,50	70,22
LA-08	Phénocrisal	64 / 1 .	50,64	0,20	29,85	0,02	0,51	0,05	0,06	13,74	3,38	0,27	98,73	1,62	30,32	68,07
LA-08	Phénocrisal	65 / 1 .	49,93	0,14	30,39		0,51	0,01	0,09	14,47	3,27	0,25	99,06	1,43	28,62	69,95
LA-08	Phénocrisal	68 / 1 .	50,35	0,22	30,86		0,56	0,02	0,08	14,52	3,04	0,32	99,98	1,89	26,94	71,17
LA-08	Phénocrisal	70 / 1 .	49,29	0,13	31,29	0,03	0,52	0,06	0,08	15,16	2,76	0,23	99,54	1,34	24,45	74,20
LA-08	Phénocrisal	83 / 1 .	50,48	0,14	30,04		0,46	0,01	0,08	14,01	3,29	0,33	98,84	1,91	29,28	68,81
LA-08	Phénocrisal	86 / 1 .	47,43	0,10	29,15		0,59	0,01	0,10	14,15	3,23	0,29	95,05	1,72	28,76	69,52
LA-08	Phénocrisal	88 / 1 .	49,65	0,11	29,86	0,05	0,46		0,10	14,40	3,12	0,30	98,06	1,74	27,68	70,58
LA-08	Phénocrisal	90 / 1 .	50,78	0,14	30,23	0,01	0,51		0,08	13,99	3,48	0,30	99,51	1,74	30,50	67,76
LA-08	Phénocrisal	91 / 1 .	50,72	0,22	30,25	0,01	0,49	0,04	0,05	13,64	3,46	0,33	99,21	1,94	30,85	67,21
LA-08	Phénocrisal	92 / 1 .	51,20	0,19	30,14		0,50	0,04	0,08	13,44	3,60	0,37	99,55	2,17	31,92	65,90
LA-08	Phénocrisal	93 / 1 .	50,60	0,19	30,41	0,01	0,37	0,03	0,07	14,12	3,30	0,27	99,37	1,60	29,23	69,16
LA-08	Phénocrisal	94 / 1 .	51,36	0,14	29,84		0,56		0,07	13,00	3,88	0,26	99,11	1,54	34,54	63,92
LA-08	Phénocrisal	95 / 1 .	50,83	0,23	29,46	0,02	0,55	0,01	0,08	13,15	3,73	0,25	98,32	1,49	33,43	65,07
LA-08	Phénocrisal	96 / 1 .	50,54	0,14	29,78		0,53	0,02	0,06	13,68	3,54	0,35	98,64	2,04	31,25	66,70
LA-08	Phénocrisal	97 / 1 .	51,30	0,17	29,41		0,57		0,09	13,32	3,72	0,21	98,78	1,21	33,15	65,64
LA-11	Phénocrisal	1 / 1 .	51,14	0,11	30,17		0,63	0,01	0,14	13,64	3,49	0,23	99,56	1,37	31,22	67,42
LA-11	Phénocrisal	4 / 1 .	51,55	0,13	29,91	0,00	0,63		0,12	13,54	3,63	0,23	99,74	1,36	32,23	66,41
LA-11	Phénocrisal	6 / 1 .	50,95	0,12	29,65		0,49		0,11	13,64	3,61	0,21	98,79	1,24	32,00	66,76
LA-11	Phénocrisal	7 / 1 .	51,18	0,14	29,94		0,55	0,03	0,12	13,67	3,53	0,24	99,39	1,41	31,37	67,23
LA-11	Phénocrisal	28 / 1 .	51,52	0,18	29,38		0,59	0,01	0,11	13,41	3,75	0,28	99,23	1,62	33,06	65,32
LA-11	Phénocrisal	29 / 1 .	51,63	0,17	30,02	0,01	0,56	0,03	0,11	13,53	3,63	0,18	99,88	1,07	32,33	66,60
LA-11	Phénocrisal	30 / 1 .	51,63	0,11	29,78	0,00	0,60	0,01	0,13	13,46	3,76	0,28	99,77	1,61	33,02	65,37

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Or(K)	Ab(Na)	An(Ca)
LA-11	Phénocrisal	34 / 1 .	51,28	0,15	30,06		0,64		0,11	13,38	3,77	0,26	99,65	1,52	33,26	65,22
LA-11	Phénocrisal	35 / 1 .	51,53	0,07	29,50		0,57	0,02	0,14	13,58	3,49	0,27	99,17	1,58	31,26	67,16
LA-11	Phénocrisal	36 / 1 .	51,55	0,14	29,24	0,02	0,67		0,10	13,30	3,74	0,26	99,03	1,52	33,19	65,29
LA-11	Phénocrisal	37 / 1 .	51,34	0,15	29,41		0,61		0,13	13,84	3,64	0,28	99,40	1,61	31,72	66,67
LA-11	Phénocrisal	38 / 1 .	51,73	0,15	29,90	0,01	0,61	0,00	0,11	13,64	3,77	0,25	100,18	1,41	32,87	65,72
LA-11	Phénocrisal	39 / 1 .	50,88	0,11	29,85	0,01	0,57	0,01	0,15	13,71	3,53	0,21	99,03	1,25	31,41	67,35
LA-11	Phénocrisal	41 / 1 .	50,42	0,17	30,47	0,01	0,59	0,01	0,08	14,19	3,55	0,62	100,11	3,45	30,10	66,44
LA-11	Phénocrisal	42 / 1 .	51,22	0,10	29,88	0,03	0,54	0,01	0,13	13,68	3,72	0,28	99,60	1,63	32,44	65,93
LA-11	Phénocrisal	54 / 1 .	51,33	0,15	29,92		0,69		0,10	13,28	3,50	0,28	99,24	1,65	31,77	66,58
LA-11	Phénocrisal	55 / 1 .	51,80	0,12	29,82		0,57	0,00	0,14	13,20	3,84	0,24	99,75	1,41	34,02	64,57
LA-11	Phénocrisal	56 / 1 .	52,30	0,15	29,43		0,58		0,12	13,05	3,89	0,27	99,79	1,57	34,48	63,95
LA-11	Phénocrisal	57 / 1 .	50,91	0,15	30,29	0,02	0,55	0,02	0,13	14,13	3,47	0,22	99,89	1,29	30,34	68,37
LA-11	Phénocrisal	58 / 1 .	51,22	0,20	30,23		0,61		0,13	13,85	3,51	0,27	100,02	1,56	30,95	67,49
LA-11	Phénocrisal	59 / 1 .	51,74	0,14	29,54		0,60	0,01	0,10	13,51	3,62	0,22	99,48	1,30	32,21	66,49
RF-01	Phénocrisal cœur	1 / 1 .	57,91	0,13	25,98		0,64	0,01	0,03	8,35	6,47	0,63	100,16	3,63	56,23	40,14
RF-01	Phénocrisal	2 / 1 .	53,29	0,11	29,08		0,46	0,01	0,06	11,78	4,81	0,34	99,93	1,94	41,69	56,37
RF-01	Phénocrisal cœur	3 / 1 .	53,50	0,09	28,74	0,02	0,44		0,07	11,74	4,70	0,34	99,64	1,97	41,20	56,83
RF-01	Phénocrisal cœur	5 / 1 .	53,37	0,04	28,78		0,41		0,04	11,53	4,57	0,36	99,11	2,09	40,90	57,01
RF-01	Phénocrisal bord	6 / 1 .	53,20	0,03	28,77		0,69	0,03	0,05	11,59	4,47	0,34	99,16	2,01	40,28	57,72
RF-01	Phénocrisal bord	7 / 1 .	53,12	0,08	28,94		0,51	0,02	0,06	12,14	4,64	0,30	99,80	1,69	40,18	58,13
RF-01	Phénocrisal bord	8 / 1 .	51,58	0,17	26,94	0,01	0,75	0,03	0,05	12,19	4,80	0,34	96,86	1,90	40,79	57,31
RF-01	Phénocrisal bord	9 / 1 .	53,81	0,06	28,76		0,47		0,07	11,39	4,56	0,32	99,44	1,91	41,18	56,91
RF-01	Phénocrisal bord	10 / 1 .	53,80	0,10	28,61	0,01	0,43	0,00	0,06	11,32	4,85	0,31	99,49	1,79	42,90	55,31
RF-01	Phénocrisal cœur	11 / 1 .	53,47	0,10	28,88		0,44	0,02	0,07	11,67	4,75	0,35	99,76	2,03	41,55	56,42
RF-01	Phénocrisal cœur	12 / 1 .	54,12	0,09	28,51	0,02	0,40	0,02	0,07	11,38	4,74	0,34	99,68	1,98	42,12	55,90
RF-01	Phénocrisal bord	13 / 1 .	53,82	0,09	28,60	0,01	0,44	0,02	0,03	11,53	4,62	0,37	99,54	2,19	41,10	56,70
RF-01	Phénocrisal	25 / 1 .	54,39	0,05	28,48	0,00	0,40		0,05	11,25	4,83	0,40	99,85	2,30	42,72	54,97
RF-01	Phénocrisal	26 / 1 .	54,08	0,11	28,70		0,45	0,00	0,05	11,30	4,78	0,42	99,90	2,44	42,30	55,26
RF-01	Phénocrisal cœur	28 / 1 .	54,70	0,08	27,87	0,00	0,44	0,00	0,03	10,34	5,24	0,36	99,05	2,11	46,80	51,08
RF-01	Phénocrisal bord	29 / 1 .	53,77	0,10	28,19		0,73		0,06	11,11	4,84	0,34	99,14	1,98	43,23	54,79
RF-01	Phénocrisal bord	30 / 1 .	54,56	0,13	28,35	0,00	0,56		0,09	10,98	4,86	0,39	99,92	2,32	43,44	54,25
RF-01	Phénocrisal	31 / 1 .	54,04	0,10	28,37		0,40	0,01	0,06	11,11	4,90	0,29	99,27	1,71	43,64	54,65

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Or(K)	Ab(Na)	An(Ca)
RF-01	Phénocrisal	32 / 1 .	52,73	0,15	28,88		0,48	0,01	0,06	11,85	4,59	0,31	99,05	1,79	40,49	57,72
RF-01	Phénocrisal	33 / 1 .	54,30	0,12	27,89	0,00	0,66	0,02	0,05	10,64	5,08	0,42	99,21	2,48	45,22	52,29
RF-01	Phénocrisal bord	34 / 1 .	57,85	0,13	25,77		0,56	0,05	0,07	8,29	6,41	0,70	99,83	4,00	55,99	40,01
RF-01	Phénocrisal cœur	35 / 1 .	54,01	0,11	28,42	0,03	0,45	0,02	0,02	11,50	4,76	0,33	99,65	1,94	41,99	56,07
RF-01	Phénocrisal bord	37 / 1 .	53,07	0,06	29,06		0,46	0,06	0,05	12,08	4,52	0,34	99,70	1,98	39,59	58,43
RF-01	Phénocrisal	38 / 1 .	54,91	0,10	27,82	0,00	0,39	0,02	0,05	10,48	5,36	0,41	99,53	2,35	46,92	50,73
RF-01	Phénocrisal cœur	39 / 1 .	54,81	0,09	27,94	0,00	0,42		0,04	10,51	5,37	0,39	99,58	2,27	46,96	50,77
RF-01	Phénocrisal cœur	40 / 1 .	54,53	0,11	27,73		0,42	0,01	0,06	10,40	5,26	0,42	98,95	2,46	46,61	50,93
RF-01	Phénocrisal	41 / 1 .	54,81	0,06	28,06		0,43	0,01	0,04	10,50	5,20	0,36	99,47	2,11	46,26	51,64
RF-01	Phénocrisal	42 / 1 .	53,71	0,09	28,94		0,46		0,04	11,57	4,81	0,33	99,96	1,91	42,12	55,97
RF-01	Phénocrisal	43 / 1 .	55,17	0,08	28,02		0,43		0,03	10,50	5,22	0,43	99,90	2,51	46,16	51,33
RF-01	Phénocrisal	44 / 1 .	52,61	0,04	29,31	0,02	0,51	0,01	0,03	12,48	4,10	0,27	99,38	1,57	36,71	61,71
BA-24	Phénocrisal bord	40 / 1 .	47,21	0,11	32,66	0,06	0,54	0,04	0,05	16,66	2,17	0,10	99,59	0,57	18,96	80,47
BA-24	Phénocrisal	41 / 1 .	45,82	0,11	33,55	0,04	0,63	0,03	0,08	17,77	1,37	0,11	99,51	0,64	12,16	87,20
BA-24	Phénocrisal	42 / 1 .	45,64	0,02	33,74		0,59		0,06	17,79	1,35	0,07	99,26	0,42	11,99	87,59
BA-24	Phénocrisal	43 / 1 .	47,16	0,06	32,54		0,51	0,02	0,06	16,82	1,98	0,15	99,31	0,87	17,44	81,68
BA-24	Phénocrisal	44 / 1 .	47,35	0,13	32,41		0,66	0,02	0,08	16,07	2,16	0,15	99,02	0,90	19,40	79,70
BA-24	Phénocrisal	45 / 1 .	48,47	0,15	32,02	0,04	0,66		0,07	15,76	2,47	0,10	99,75	0,60	21,95	77,45
BA-24	Phénocrisal	46 / 1 .	46,78	0,11	33,04	0,02	0,58	0,03	0,11	16,81	1,83	0,08	99,38	0,49	16,36	83,14
BA-24	Phénocrisal cœur	47 / 1 .	46,49	0,10	33,33		0,57		0,06	17,24	1,68	0,07	99,53	0,38	14,90	84,72
BA-19	Phénocrisal	32 / 1 .	49,99	0,13	30,95	0,05	0,66		0,08	14,33	3,16	0,23	99,58	1,33	28,13	70,54
BA-19	Phénocrisal	33 / 1 .	49,62	0,11	30,88	0,01	0,65	0,02	0,07	14,36	3,02	0,22	98,96	1,31	27,23	71,46
BA-19	Phénocrisal	36 / 1 .	51,39	0,12	30,20	0,05	0,56	0,01	0,11	13,37	3,52	0,29	99,62	1,71	31,70	66,59
BA-19	Phénocrisal	39 / 1 .	47,61	0,13	31,89	0,02	0,63		0,09	15,98	2,21	0,11	98,67	0,65	19,90	79,45
BA-19	Phénocrisal	40 / 1 .	50,60	0,12	30,30		0,52	0,02	0,05	13,90	3,38	0,24	99,13	1,39	30,11	68,50
BA-19	Phénocrisal	41 / 1 .	48,96	0,12	31,36	0,03	0,59		0,05	15,33	2,88	0,16	99,48	0,90	25,14	73,96
BA-19	Phénocrisal	42 / 1 .	52,66	0,13	28,96		0,54	0,04	0,07	12,30	4,22	0,28	99,21	1,67	37,64	60,69
PG-01	Phénocrisal	51 / 1 .	50,32		30,28		0,52	0,00		14,16	3,15	0,23	98,67	1,36	28,29	70,35
PG-01	Phénocrisal	52 / 1 .	52,01		29,63		0,58			12,93	3,97	0,39	99,51	2,27	34,92	62,82
PG-01	Phénocrisal	53 / 1 .	51,47		29,80		0,48			13,33	3,62	0,35	99,05	2,04	32,25	65,71
PG-01	Phénocrisal	54 / 1 .	51,34		30,04		0,63			13,75	3,61	0,33	99,69	1,89	31,58	66,53
PG-01	Phénocrisal	55 / 1 .	51,93		29,60		0,47	0,02		13,00	3,75	0,37	99,15	2,17	33,56	64,27

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Or(K)	Ab(Na)	An(Ca)
PG-01	Phénocrisal	56 / 1 .	52,22		29,16		0,64			12,41	4,03	0,37	98,83	2,19	36,20	61,61
PG-01	Phénocrisal	57 / 1 .	51,06		29,76		0,46			13,23	3,43	0,33	98,27	1,96	31,32	66,72
PG-01	Phénocrisal	58 / 1 .	51,34		30,22		0,49	0,00		14,41	3,58	0,34	100,39	1,90	30,44	67,66
PG-01	Phénocrisal	71 / 1 .	52,21		29,19		0,50			12,62	3,86	0,41	98,78	2,44	34,78	62,79
PG-01	Phénocrisal	79 / 1 .	51,42		29,58		0,56			13,12	3,66	0,38	98,71	2,23	32,80	64,96
PG-01	Phénocrisal	64 / 1 .	51,97		29,37		0,49			12,81	3,79	0,32	98,76	1,89	34,22	63,89
PG-01	Phénocrisal	65 / 1 .	51,52		29,99		0,56			13,31	3,52	0,35	99,25	2,10	31,66	66,23
PG-01	Phénocrisal	66 / 1 .	51,54		29,61		0,49	0,02		13,20	3,82	0,36	99,03	2,11	33,64	64,25
PG-01	Phénocrisal	67 / 1 .	51,17		29,55		0,56			13,25	3,76	0,31	98,60	1,78	33,34	64,88
PG-01	Phénocrisal	68 / 1 .	51,86		29,37		0,60	0,03		12,77	4,00	0,39	99,03	2,29	35,32	62,39
PG-01	Phénocrisal	69 / 1 .	52,07		29,41		0,55	0,00		12,56	3,99	0,42	99,00	2,45	35,58	61,96
PG-01	Phénocrisal	70 / 1 .	51,55		29,76		0,52			12,92	3,72	0,37	98,84	2,17	33,52	64,31
PG-01	Phénocrisal	71 / 1 .	51,96		29,76		0,55	0,00		13,09	3,76	0,34	99,46	2,01	33,51	64,48
PG-01	Phénocrisal	75 / 1 .	51,03		29,92		0,51	0,05		13,70	3,41	0,31	98,93	1,83	30,45	67,71
PG-01	Phénocrisal	76 / 1 .	51,21		29,79		0,54	0,01		13,38	3,71	0,39	99,02	2,26	32,64	65,10
PG-01	Phénocrisal	77 / 1 .	50,88		29,76		0,55	0,03		13,42	3,61	0,34	98,58	1,99	32,09	65,92
PG-01	Phénocrisal	78 / 1 .	51,80		29,21		0,52	0,02		12,36	3,83	0,35	98,09	2,13	35,17	62,70
PG-01	Phénocrisal	79 / 1 .	50,62		30,00		0,54	0,03		13,67	3,59	0,29	98,75	1,66	31,70	66,64
PG-01	Phénocrisal	80 / 1 .	51,33		29,55		0,54			13,01	3,52	0,33	98,29	1,99	32,21	65,81
PG-01	Phénocrisal	81 / 1 .	51,82		29,87		0,47			13,08	3,65	0,36	99,26	2,13	32,86	65,01
AY-02	Mesostase	18 / 1 .	52,24	0,17	29,68	0,02	0,78		0,11	12,92	3,96	0,32	100,21	1,86	35,03	63,11
AY-02	Mesostase	19 / 1 .	50,98	0,18	29,89	0,02	0,87	0,00	0,12	13,80	3,83	0,21	99,90	1,17	33,02	65,82
AY-02	Mesostase	22 / 1 .	51,77	0,22	29,93	0,03	0,75	0,00	0,05	13,26	3,88	0,22	100,10	1,25	34,20	64,55
AY-02	Mesostase	1 / 1 .	55,24		27,95		0,53	0,03		10,65	5,06	0,44	99,88	2,57	45,05	52,39
AY-02	Mesostase	2 / 1 .	52,45	0,85	11,04	0,03	6,35	0,25	7,46	14,11	5,93	1,26	99,74	5,71	40,72	53,57
AY-02	Mesostase	3 / 1 .	53,12		28,77		0,74	0,02		11,87	4,46	0,33	99,31	1,95	39,68	58,37
AY-02	Mesostase	4 / 1 .	51,30		30,08		0,81	0,04		13,25	3,75	0,22	99,46	1,32	33,44	65,24
AY-02	Mesostase	15 / 1 .	55,84	0,20	27,61	0,04	1,22	0,00	0,24	0,11	14,37	2,39	102,03	9,82	89,79	0,39
AY-02	Mesostase	16 / 1 .	56,63	0,18	27,50	0,01	1,15		0,43	0,20	10,66	3,23	100,01	16,47	82,67	0,87
AY-02	Mesostase	17 / 1 .	55,98	0,14	27,70	0,02	1,01		0,40	0,14	13,92	1,57	100,88	6,85	92,62	0,53
AY-02	Mesostase	18 / 1 .	53,52	0,33	28,56		1,10	0,02	0,07	11,32	4,76	0,38	100,06	2,20	42,24	55,56
AY-02	Mesostase	19 / 1 .	51,66		29,74		0,81			13,07	3,94	0,28	99,50	1,62	34,75	63,63
AY-02	Mesostase	20 / 1 .	53,29		29,52		0,83			12,33	4,39	0,29	100,65	1,68	38,52	59,80
AY-02	Mesostase	21 / 1 .	50,77		29,92		0,86	0,01		13,08	3,71	0,25	98,60	1,46	33,43	65,11

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Or(K)	Ab(Na)	An(Ca)
AY-02	Mesostase	22 / 1.	54,65		27,24		1,02	0,03		9,28	5,39	1,06	98,67	6,24	48,03	45,73
AY-02	Mesostase	37 / 1.	52,00		29,72		0,82	0,02		12,86	3,95	0,28	99,65	1,64	35,14	63,21
AY-02	Mesostase	38 / 1.	53,48		28,63		0,95			11,16	4,54	0,38	99,14	2,29	41,43	56,28
AY-02	Mesostase	39 / 1.	51,72		30,07		0,88	0,02		13,14	3,83	0,28	99,94	1,62	33,99	64,39
AY-02	Mesostase	40 / 1.	51,77		29,75		0,82			12,66	3,97	0,30	99,28	1,79	35,55	62,67
LA-02	Mesostase	4 / 1.	51,40	0,35	29,07	0,01	1,16	0,01	0,07	12,90	4,07	0,23	99,27	1,35	35,83	62,82
LA-02	Mesostase	9 / 1.	52,20	0,34	29,24		1,01		0,07	12,30	4,30	0,29	99,76	1,71	38,08	60,21
RF-03	Mesostase	1 / 1.	50,34	0,16	31,14		0,79		0,13	14,49	3,21	0,27	100,53	1,55	28,17	70,29
RF-03	Mesostase	2 / 1.	54,60	0,20	28,15		0,60		0,08	10,64	5,14	0,37	99,77	2,14	45,63	52,22
RF-03	Mesostase	6 / 1.	51,38	0,22	30,00		0,74	0,04	0,10	13,69	3,73	0,26	100,15	1,50	32,51	65,99
RF-03	Mesostase	7 / 1.	50,26	0,21	30,86	0,03	0,96	0,00	0,10	14,70	3,31	0,27	100,69	1,56	28,50	69,94
RF-03	Mesostase	11 / 1.	50,34	0,17	30,99		0,71	0,01	0,10	14,31	3,24	0,22	100,10	1,26	28,68	70,06
RF-03	Mesostase	32 / 1.	50,67	0,19	30,64		0,85		0,08	14,16	3,46	0,26	100,31	1,52	30,18	68,30
RF-03	Mesostase	33 / 1.	50,28	0,19	30,91	0,02	0,75		0,10	14,44	3,10	0,22	100,01	1,30	27,60	71,10
RF-03	Mesostase	34 / 1.	50,15	0,15	30,93	0,01	0,71		0,10	14,61	3,18	0,27	100,12	1,53	27,85	70,62
RF-03	Mesostase	39 / 1.	50,71	0,27	30,31		1,02		0,10	14,16	3,34	0,23	100,14	1,33	29,53	69,14
LA-11	Mesostase	44 / 1.	53,46	0,20	28,54	0,03	1,01	0,02	0,11	11,87	4,48	0,34	100,05	2,00	39,77	58,23
LA-11	Mesostase	48 / 1.	59,52	0,37	23,93		1,15	0,01	0,04	6,64	6,87	1,37	99,91	7,86	60,07	32,08
LA-11	Mesostase	52 / 1.	53,71	0,27	28,06	0,00	0,90		0,14	11,57	4,48	0,44	99,59	2,61	40,14	57,25
LA-11	Mesostase	53 / 1.	53,91	0,23	28,53		0,89	0,03	0,11	11,64	4,75	0,38	100,46	2,21	41,52	56,27
LA-11	Mesostase	71 / 1.	54,38	0,23	28,47		0,75	0,02	0,10	11,83	4,51	0,37	100,67	2,18	39,95	57,87
RF-01	Mesostase	16 / 1.	54,45	0,13	28,32	0,04	0,72		0,03	10,87	5,04	0,32	99,92	1,84	44,78	53,38
RF-01	Mesostase	17 / 1.	54,39	0,12	28,52	0,04	0,69		0,03	10,95	5,03	0,37	100,13	2,13	44,43	53,44
RF-01	Mesostase	23 / 1.	54,04	0,18	28,33	0,04	0,80	0,02	0,06	10,86	4,82	0,30	99,44	1,82	43,72	54,46
BA-24	Mesostase	5 / 1.	52,67	0,24	29,36	0,03	0,90		0,09	12,31	4,32	0,27	100,22	1,57	38,25	60,18
BA-24	Mesostase	10 / 1.	51,22	0,28	29,68		1,02	0,00	0,13	13,37	3,84	0,29	99,86	1,65	33,65	64,70
BA-24	Mesostase	11 / 1.	52,48	0,24	28,84		0,93	0,00	0,09	12,41	4,32	0,34	99,67	1,97	37,87	60,17
BA-24	Mesostase	17 / 1.	51,83	0,15	29,61		0,84		0,14	12,96	3,82	0,35	99,70	2,03	34,11	63,86
BA-24	Mesostase	22 / 1.	57,78	0,24	26,33		0,57	0,02	0,05	8,45	6,32	0,76	100,52	4,34	55,02	40,64
BA-24	Mesostase	23 / 1.	53,75	0,27	28,53		0,93	0,04	0,06	11,44	4,85	0,33	100,19	1,92	42,58	55,50
BA-24	Mesostase	24 / 1.	52,88	0,28	28,58	0,00	0,90	0,03	0,07	12,04	4,37	0,31	99,51	1,83	38,92	59,25
BA-24	Mesostase	25 / 1.	52,34	0,31	28,93		0,91	0,02	0,09	12,06	4,41	0,40	99,46	2,32	38,90	58,78
BA-24	Mesostase	35 / 1.	52,11	1,24	20,26		3,22	0,04	4,08	14,06	4,03	0,38	99,45	2,07	33,42	64,51
BA-24	Mesostase	51 / 1.	52,02	0,23	29,54		0,86	0,01	0,13	12,72	4,01	0,36	99,87	2,08	35,58	62,34
BA-24	Mesostase	52 / 1.	47,09	0,07	32,59		0,60	0,02	0,09	16,63	2,15	0,10	99,33	0,56	18,87	80,57
BA-24	Mesostase	53 / 1.	51,73	0,29	29,50		0,93		0,12	12,71	4,15	0,32	99,75	1,84	36,42	61,73
BA-24	Mesostase	54 / 1.	52,74	0,26	28,69	0,05	0,87	0,01	0,09	12,02	4,55	0,38	99,68	2,17	39,78	58,04
BA-24	Mesostase	55 / 1.	51,13	0,23	29,75	0,02	0,90		0,15	13,47	3,82	0,27	99,75	1,54	33,36	65,10

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Or(K)	Ab(Na)	An(Ca)
BA-19	Mesostase	23 / 1 .	50,16	0,02	30,67		0,60		0,07	14,29	3,19	0,24	99,26	1,39	28,40	70,21
BA-19	Mesostase	24 / 1 .	50,37	0,04	30,56		0,63		0,07	14,06	3,23	0,22	99,18	1,32	28,98	69,69
BA-19	Mesostase	25 / 1 .	55,95	0,27	26,49	0,03	0,74	0,05	0,09	9,34	5,85	0,45	99,25	2,62	51,74	45,64
BA-13	Mesostase	16 / 1 .	53,86	0,25	28,43	0,01	0,89	0,02	0,03	10,96	4,92	0,40	99,78	2,34	43,74	53,92
BA-13	Mesostase	17 / 1 .	51,62	0,18	29,29		1,03		0,07	12,75	3,98	0,29	99,22	1,73	35,47	62,80
BA-13	Mesostase	18 / 1 .	56,42	0,21	27,61		0,82		0,03	10,27	5,65	0,69	101,74	3,86	47,98	48,16
BA-13	Mesostase	19 / 1 .	51,71	0,20	29,45	0,04	0,89	0,00	0,02	12,89	3,88	0,28	99,36	1,64	34,70	63,65
BA-13	Mesostase	23 / 1 .	52,37	0,19	29,54	0,03	1,06		0,06	12,96	3,91	0,24	100,37	1,40	34,80	63,79
BA-13	Mesostase	24 / 1 .	52,97	0,35	29,03	0,01	0,96	0,00	0,08	12,00	4,32	0,32	100,05	1,91	38,73	59,36
BA-13	Mesostase	25 / 1 .	51,06	0,17	29,73	0,04	1,06		0,05	13,34	3,58	0,22	99,26	1,29	32,28	66,43
BA-13	Mesostase	26 / 1 .	51,02	0,17	30,05		1,22		0,04	13,72	3,69	0,23	100,14	1,31	32,31	66,37
BA-01	Mesostase	40 / 1 .	52,67		29,65		0,67	0,03		12,59	4,05	0,37	100,04	2,18	36,01	61,82
BA-01	Mesostase	41 / 1 .	53,76		28,35		0,80			11,49	4,65	0,51	99,55	2,94	41,03	56,04
BA-01	Mesostase	46 / 1 .	53,76		28,44		0,67	0,02		11,16	4,52	0,55	99,11	3,28	40,88	55,83
BA-01	Mesostase	47 / 1 .	54,58		27,85		0,96	0,01		10,55	4,98	0,51	99,42	3,00	44,71	52,29
BA-08	Mesostase	87 / 1 .	55,29		28,00		0,62	0,05		10,43	5,21	0,53	100,12	3,11	45,98	50,91
BA-08	Mesostase	88 / 1 .	56,43		26,77		0,36	0,02		9,31	5,56	0,81	99,25	4,74	49,45	45,81
BA-08	Mesostase	89 / 1 .	57,56		26,49		0,38			8,30	6,25	0,88	99,87	5,08	54,73	40,19
BA-08	Mesostase	90 / 1 .	56,72		26,60		0,39			8,73	5,78	0,76	98,98	4,52	52,03	43,45
BA-08	Mesostase	97 / 1 .	54,15		28,06		0,81			10,73	5,14	0,38	99,26	2,19	45,43	52,38
BA-08	Mesostase	98 / 1 .	54,42		28,31		0,68	0,02		11,10	4,72	0,38	99,62	2,25	42,49	55,26
BA-08	Mesostase	114 / 1 .	56,16		27,12		0,44	0,04		9,23	5,71	0,66	99,36	3,84	50,80	45,36
BA-08	Mesostase	115 / 1 .	60,46		23,72		0,34	0,02		5,13	6,97	1,92	98,57	11,38	62,99	25,63
BA-08	Mesostase	116 / 1 .	56,64		26,43		0,39	0,01		8,72	6,06	0,86	99,11	4,94	52,96	42,10
BA-08	Mesostase	119 / 1 .	51,72		29,40		1,08			12,77	3,97	0,28	99,23	1,66	35,38	62,97
BA-08	Mesostase	120 / 1 .	53,03		28,75		0,91			11,83	4,61	0,28	99,41	1,61	40,67	57,72
BA-08	Mesostase	121 / 1 .	53,25		28,81		0,87			11,97	4,53	0,29	99,72	1,69	39,96	58,35
AR-01	Mesostase	29 / 1 .	51,27		29,40		0,69	0,00		13,15	3,71	0,31	98,53	1,82	33,19	64,99
AR-01	Mesostase	30 / 1 .	52,00		29,86		0,86	0,01		13,25	3,86	0,25	100,09	1,47	33,98	64,55
AR-01	Mesostase	31 / 1 .	51,40		29,96		0,89	0,02		13,40	3,67	0,29	99,62	1,70	32,58	65,73
AR-01	Mesostase	32 / 1 .	54,23		28,63		0,98	0,01		11,21	4,74	0,45	100,24	2,62	42,21	55,17
AR-01	Mesostase	41 / 1 .	54,13		28,43		0,92			11,37	4,79	0,43	100,08	2,49	42,17	55,34
AR-01	Mesostase	42 / 1 .	50,63		30,34		0,96			14,10	3,40	0,27	99,69	1,58	29,88	68,54
AR-01	Mesostase	43 / 1 .	51,44		30,56		0,79			13,50	3,67	0,27	100,25	1,60	32,47	65,93
AR-01	Mesostase	44 / 1 .	51,54		30,33		0,84	0,00		13,17	3,68	0,27	99,83	1,59	33,07	65,34
AR-01	Mesostase	55 / 1 .	50,57	0,10	30,41		0,79	0,00	0,09	14,46	3,38	0,23	100,02	1,31	29,35	69,34
AR-01	Mesostase	56 / 1 .	50,67		30,73		0,72	0,01		14,33	3,02	0,21	99,71	1,23	27,30	71,47
AR-01	Mesostase	57 / 1 .	50,34		30,75		0,73	0,04		14,90	3,23	0,17	100,15	0,97	27,87	71,16

Ech.	Details	N° point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Or(K)	Ab(Na)	An(Ca)
AR-01	Mesostase	58 / 1 .	51,16		30,22		0,78	0,02		13,78	3,51	0,28	99,76	1,60	31,07	67,33
AR-01	Mesostase	59 / 1 .	54,34		28,22		1,03			11,22	4,70	0,45	99,97	2,67	41,97	55,36
AR-01	Mesostase	60 / 1 .	51,68		29,75		0,84			13,27	3,76	0,27	99,56	1,59	33,35	65,07
AR-01	Mesostase	61 / 1 .	51,65		29,76		1,10	0,01		12,97	3,86	0,25	99,61	1,49	34,51	64,00
AR-01	Mesostase	62 / 1 .	53,70		28,54		0,98	0,02		11,30	4,73	0,38	99,66	2,25	42,14	55,62
LA-08	Mesostase	7 / 1 .	54,30		28,38		0,60			10,73	5,33	0,46	99,81	2,64	46,10	51,26
LA-08	Mesostase	8 / 1 .	50,76		30,92		0,66			14,49	3,15	0,24	100,22	1,39	27,86	70,76
LA-08	Mesostase	9 / 1 .	51,89		30,10		0,55	0,01		13,57	3,63	0,21	99,96	1,21	32,19	66,59
LA-08	Mesostase	10 / 1 .	54,26		28,92		0,50			10,33	5,88	0,83	100,74	4,51	48,46	47,03
LA-08	Mesostase	17 / 1 .	50,68		30,85		0,60	0,01		14,01	3,40	0,23	99,79	1,36	30,13	68,51
LA-08	Mesostase	18 / 1 .	54,93		27,78		0,63	0,01		10,79	5,32	0,40	99,86	2,28	46,09	51,63
LA-08	Mesostase	19 / 1 .	52,28		30,39		0,55	0,01		13,37	4,06	0,18	100,85	1,03	35,12	63,85
LA-08	Mesostase	20 / 1 .	51,76		30,24		0,67	0,03		13,39	3,68	0,16	99,92	0,97	32,88	66,15
LA-08	Mesostase	21 / 1 .	52,86		29,33		0,61	0,01		12,35	4,31	0,23	99,70	1,31	38,19	60,50
LA-08	Mesostase	26 / 1 .	52,27		30,09		0,43	0,00		13,29	3,80	0,37	100,25	2,11	33,34	64,54
LA-08	Mesostase	27 / 1 .	53,19		28,83		0,69	0,02		11,91	4,61	0,22	99,46	1,28	40,67	58,06
LA-08	Mesostase	28 / 1 .	51,59		30,20		0,55	0,01		13,59	3,84	0,26	100,05	1,51	33,34	65,15

Annexe B7 : Concentrations en éléments majeurs des roches totales de l'île de Güímar.

Ech.	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ba %	Sr %	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	Total %
BA-01	43,8983	16,3033	11,55123	4,89147	10,4545	5,07768	2,4476	3,4302	0,2018	1,3463	0,070614	0,125404	0,1526	-0,1975	99,602388
BA-02	45,6729	16,1328	11,7294	4,92148	9,61367	4,09231	1,895	3,3731	0,1959	0,9182	0,056836	0,089745	0,5743	0,44667	98,544763
BA-03	47,8486	16,1544	10,97181	5,54597	9,05066	3,72646	2,0686	3,0542	0,1914	0,9833	0,058044	0,096618	0,2674	0,00955	99,595498
BA-04	43,5659	9,9521	13,52605	12,7176	13,6707	2,15988	0,9182	3,1633	0,1729	0,4307	0,028443	0,053176	0,0431	-0,4653	100,27726
BA-05	46,6364	13,9386	11,79028	8,14601	9,95267	3,42992	1,7349	3,1022	0,188	0,7334	0,049695	0,0854	0,1413	-0,0236	99,652374
BA-06	47,297	14,6505	13,28187	6,3066	11,3154	3,03835	0,9467	3,04	0,1812	0,4509	0,027194	0,054062	0,0564	-0,6064	100,50863
BA-07	43,2635	8,49852	13,73631	17,4728	11,7699	1,22049	0,6036	2,4191	0,1766	0,2666	0,019085	0,038303	0,1893	-0,2244	99,427308
BA-09	45,4088	15,5685	13,8078	5,07974	11,227	2,91009	1,0679	3,5493	0,1937	0,5955	0,039886	0,07319	0,2365	0,51122	99,408268
BA-11	47,1815	14,4039	13,5431	6,35571	11,3806	2,85835	0,8608	3,07	0,1869	0,4353	0,028258	0,052285	0,1673	-0,4091	100,27603
BA-12	46,1543	15,772	12,49341	5,7589	9,90558	3,49932	1,6344	3,7052	0,1966	0,6319	0,046421	0,08718	0,2151	-0,0579	99,751496
BA-14	44,1245	7,57338	12,64463	19,5135	11,4539	1,3431	0,4818	2,0592	0,1722	0,2984	0,018733	0,039136	0,2637	-0,2373	99,664493
BA-16	43,4077	11,3687	14,6078	10,615	12,12	1,95752	0,9849	3,5645	0,1982	0,4139	0,042284	0,072224	0,3074	0,31643	99,238256
BA-17	44,3372	15,9362	12,8811	4,92076	10,5434	3,81077	0,7382	4,0947	0,1945	0,7437	0,046954	0,099313	0,2326	0,6619	98,200513
BA-18	44,1363	15,0431	14,22037	5,97714	8,9983	4,07111	0,9455	4,0771	0,2066	0,8644	0,075336	0,171377	0,3298	0,6864	98,540048
BA-19	48,4073	17,6555	10,31705	3,75527	8,28716	4,67466	2,4306	3,1565	0,1907	0,9824	0,071374	0,107631	0,338	-0,2358	99,857147
BA-20	44,5998	16,3948	13,89722	5,02705	10,0102	3,10938	1,3516	3,7264	0,2039	0,7165	0,04687	0,103275	0,4531	0,30894	99,036832
BA-22	44,7843	16,3848	12,61724	5,00461	10,2488	4,13894	1,6812	3,3787	0,186	0,8414	0,049398	0,090893	0,1366	-0,283	99,265872
BA-23	43,878	15,7652	13,40395	5,50192	10,9341	3,05475	1,3761	3,2851	0,1952	0,8749	0,048623	0,088334	0,3311	0,36263	98,269359
BA-26	44,7429	15,7406	12,84298	4,95594	10,1744	3,01816	1,6092	4,1652	0,187	0,5794	0,041235	0,085101	0,6618	1,17175	98,015881
BA-29	48,597	17,8141	9,443474	3,03512	9,72722	4,96873	2,3392	2,7287	0,2182	1,0327	0,071559	0,127441	0,3093	0,05281	99,904478
LA-01	41,9214	13,8126	15,20586	7,50786	11,9962	3,55782	0,8397	3,354	0,1858	0,6993	0,038575	0,074549	0,643	0,06972	99,080592
LA-02	42,7342	14,2944	14,023	6,01023	11,6072	2,98152	1,4024	4,2913	0,188	0,6814	0,041615	0,10794	0,2381	0,58106	98,213634
LA-03	41,6572	13,1219	15,96442	7,21297	13,1279	2,53034	1,3102	4,3517	0,1944	0,5955	0,037381	0,070695	0,1361	0,01433	100,06653
LA-05	45,425	14,1063	12,37476	7,9566	10,9078	3,73868	1,137	3,4435	0,1854	0,5045	0,040813	0,075044	0,0929	-0,2708	99,77961
LA-06	44,9482	13,5691	13,59192	7,70112	12,2235	3,61072	0,8677	3,6068	0,1913	0,5785	0,038711	0,072654	0,1234	-0,2997	100,88891
LA-08	43,2248	12,5481	13,30188	8,25693	14,5032	2,49908	1,1438	3,3538	0,1783	0,452	0,03128	0,057463	0,2614	-0,1797	99,461782
LA-09	43,0222	15,2564	14,15449	4,95833	9,72637	6,53024	1,4123	3,4034	0,204	0,7961	0,052909	0,082077	0,4261	-0,0077	99,463949
LA-10	43,1202	14,966	15,11864	5,47443	11,0075	3,46013	1,621	4,0419	0,2064	0,6036	0,045298	0,079686	0,0488	-0,2439	99,619775
LA-11	44,7779	14,6816	14,6608	5,80976	10,5027	3,87846	1,0602	3,3862	0,1866	0,5161	0,028104	0,059823	0,1947	0,05564	99,460349
LA-12	42,3059	9,46034	15,20655	13,9496	12,4121	2,05507	0,5113	3,3162	0,1961	0,3864	0,027517	0,045555	0,0545	-0,3161	99,799676
LA-13	44,9505	15,784	12,99046	4,73384	10,3842	4,11264	1,7495	4,0686	0,1987	0,7407	0,052588	0,100122	0,087	0,15666	99,713077
GO-01	43,4306	13,6996	14,0794	8,21937	10,7518	3,84115	0,8495	3,8786	0,192	0,7138	0,044867	0,086351	0,1308	0,06541	99,655841
GO-04	44,5843	16,3775	13,00058	4,78463	9,95866	4,48713	1,724	3,3909	0,2015	0,9315	0,049595	0,096004	0,0849	-0,2778	99,440648
GO-05	43,5396	15,0932	14,81056	6,25523	11,6266	2,8698	1,3851	3,2959	0,1893	0,7894	0,038641	0,078894	0,3093	-0,1436	99,854458
GO-07	48,3129	15,7544	11,03615	4,71553	8,7458	4,42703	2,2113	3,1817	0,1978	0,7608	0,063831	0,095889	0,1388	-0,0925	99,343336

Ech.	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Ba %	Sr %	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	Total %
GO-08	43,767	13,9303	14,31988	5,47257	11,4314	3,17788	1,9358	4,5955	0,196	0,4894	0,045454	0,074181	0,1947	-0,0899	99,315749
GO-09	45,0544	15,4987	12,77686	5,32405	10,2112	4,0728	1,3949	3,9575	0,1958	1,024	0,060781	0,107259	0,2096	0,07486	99,510265
GO-10	45,1577	15,3394	12,54555	5,6944	8,57732	4,8261	2,0264	3,3093	0,1851	1,0191	0,068597	0,118814	0,4275	0,038	98,680288
RF-02	41,2295	10,722	15,65527	13,6483	10,7979	1,91843	0,591	3,5704	0,1908	0,5639	0,028255	0,058228	0,1516	0,15162	98,887681
RF-04	43,8535	11,6298	13,18961	11,998	10,7615	3,3186	1,21	2,6438	0,2031	1,0088	0,046716	0,094351	0,0955	-0,2122	99,816621
RF-05	42,2517	13,4424	14,08602	9,3137	11,8256	1,79335	1,0099	3,4373	0,1843	0,876	0,041506	0,090832	0,6645	0,89905	98,220237
BC-01	43,1055	14,4676	14,20496	6,90928	10,9847	3,6477	1,5394	4,0385	0,1989	0,9654	0,047928	0,099796	0,0545	-0,3161	100,06191
BC-02	42,6965	14,8787	14,54631	7,47329	10,7907	3,74682	0,7206	3,3919	0,1957	0,8698	0,042203	0,097457	0,2758	0,20683	99,310183
BC-03	42,7104	14,7022	14,69452	7,50923	11,0563	3,07446	0,7863	4,0006	0,1967	0,7412	0,042976	0,093743	0,3424	0,26798	99,471825
IZ-01	48,6871	18,1702	9,320671	3,12618	7,8429	5,93552	2,6324	2,5269	0,2114	0,7898	0,080766	0,139818	0,2157	0,20795	99,243064
IT-01	43,2548	12,7489	13,62743	8,73081	10,7907	3,35989	0,919	4,0451	0,1756	0,6347	0,037905	0,074588	0,582	0,57307	99,554611
PG-02	45,6513	16,1342	13,0137	4,51602	10,0684	3,94327	1,7332	4,2153	0,1853	0,7824	0,048445	0,084871	0,0336	-0,5634	99,846749
PG-04	44,1006	13,8933	13,65439	7,921	10,3892	3,15747	1,744	3,7722	0,1913	0,8005	0,055135	0,086358	0,2925	-0,0101	100,04782
PG-06	44,0249	15,7803	13,836	4,80594	9,19194	3,39625	2,1377	4,3008	0,1974	1,0837	0,065011	0,14034	0,7058	0,61122	100,27742
AY-02	42,6503	12,891	13,89094	10,2819	11,1176	3,47813	1,2332	3,3587	0,1902	0,7797	0,039832	0,08054	0,1844	-0,3541	99,871651
AY-03	43,9248	14,0025	13,00224	6,73326	11,4443	3,96109	1,4021	3,768	0,1871	0,8743	0,047678	0,099214	0,1278	0,21292	99,299661
AY-04	43,1515	14,0124	13,41613	7,17566	13,6858	3,34469	1,2072	3,3115	0,1822	0,8028	0,04169	0,247966	0,0561	-0,3368	100,28994
GU-01	46,8076	14,4979	12,29616	7,9009	9,5087	4,03447	1,4247	3,0392	0,1844	0,8511	0,050908	0,092024	0	-0,3888	100,54505
AR-01	43,7242	13,73	13,34522	8,71161	10,9121	3,78799	1,5087	3,6064	0,1826	0,8114	0,044662	0,094794	0,0435	-0,4534	100,32036
TH-02	46,961	16,8274	9,273623	4,16738	8,39129	7,20175	2,0112	3,2064	0,1853	1,1406	0,068715	0,10742	0,0485	-0,1523	99,366014
TH-03	49,3219	17,2889	9,198494	3,49751	7,6171	5,80329	2,4279	2,8284	0,1958	0,9707	0,07127	0,110956	0,1022	-0,2861	99,150035

Annexe B8 : Concentrations des éléments traces des échantillons de Güímar

Éléments (ppm)	BA-01	BA-02	BA-04	BA-05	BA-06	BA-07	BA-09	BA-11	BA-12	BA-14	BA-16	BA-17	BA-18	BA-19	BA-20	BA-22	BA-23	BA-26
Li	6,29	4,71	5,40	7,05	6,43	3,82	7,06	5,83	8,11	4,47	5,74	15,22	7,85	6,06	7,92	5,87	17,83	8,11
Sc	5,95	13,11	64,51	25,35	41,56	58,36	30,80	36,74	26,50	48,08	52,76	33,93	30,07	6,14	26,20	10,38	108,24	25,84
Ga	19,89	23,68	20,08	22,63	23,86	15,71	23,42	20,06	26,12	13,70	23,91	42,92	30,36	24,35	26,29	18,80	46,43	25,45
Ge	1,06	1,74	2,05	1,79	2,07	1,93	1,93	1,62	1,99	1,74	2,27	3,34	2,56	1,25	2,16	1,29	3,84	1,93
Rb	24,55	14,10	26,64	43,33	23,77	14,47	27,99	18,73	48,64	13,31	22,23	127,70	198,03	20,16	40,10	20,37	878,49	41,15
Sr	769,65	695,05	567,71	745,62	558,01	382,11	700,00	481,31	891,23	394,84	763,99	1764,17	1983,86	706,22	1019,46	743,72	2951,30	865,91
Y	28,59	21,69	22,38	25,94	25,95	16,49	27,18	22,57	30,62	15,78	27,58	57,07	37,25	24,61	30,83	32,26	199,97	29,49
Zr	395,96	230,80	196,61	310,62	194,32	131,96	229,23	163,92	331,52	123,39	220,35	513,81	463,02	352,81	288,27	314,47	364,18	313,80
Nb	121,61	76,07	43,66	72,78	38,76	28,81	58,92	34,65	83,99	28,06	45,90	145,28	89,86	129,60	66,93	90,13	94,25	71,76
Mo	2,46	2,73	2,08	2,37	1,60	1,20	2,15	1,40	3,60	1,18	1,47	3,99	2,46	6,62	5,16	2,80	2,46	2,21
Cd	0,11	0,08	0,08	0,10	0,05	0,05	0,06	0,05	0,09	0,05	0,08	0,16	0,12	0,12	0,08	0,09	0,11	0,08
Sn	2,25	2,29	1,27	1,54	1,37	0,97	1,45	1,23	1,72	0,82	1,43	3,54	1,88	3,16	1,63	2,27	2,35	1,61
Sb	0,12	0,07	0,04	0,06	0,03	0,02	0,05	0,02	0,06	0,02	0,03	0,16	0,04	0,11	0,04	0,09	0,14	0,05
Cs	0,23	0,14	0,31	0,52	0,27	0,14	0,62	0,08	0,68	0,23	0,26	1,92	0,77	0,24	1,21	0,21	40,10	0,35
Ba	697,15	435,48	251,52	406,26	240,23	164,27	355,15	226,37	471,51	170,44	384,91	793,49	799,49	674,91	434,75	684,23	701,44	409,98
La	74,16	46,37	31,07	46,66	26,91	21,09	37,21	24,39	58,51	21,38	45,54	85,70	79,40	66,66	51,60	58,20	122,50	54,16
Ce	154,01	101,34	65,92	95,49	56,15	42,83	74,76	51,35	115,72	43,76	91,80	183,50	173,13	137,92	104,58	121,81	199,65	107,95
Pr	17,70	12,27	8,50	11,78	7,15	5,60	9,39	6,64	14,00	5,48	11,54	22,18	20,00	15,74	12,83	14,52	27,98	13,16
Nd	68,26	49,10	34,67	46,97	30,46	23,04	37,74	28,08	54,72	22,66	46,16	89,96	78,71	59,38	50,91	57,31	114,73	51,30
Sm	12,24	9,53	7,21	8,93	6,90	4,88	7,92	6,32	10,26	4,75	9,19	17,46	14,36	10,41	9,90	10,86	26,40	9,89
Eu	3,77	2,88	2,22	2,78	2,28	1,58	2,52	2,08	3,12	1,52	2,88	5,48	4,47	3,12	3,16	3,48	9,12	3,06
Tb	1,28	1,04	0,85	1,01	0,93	0,63	0,99	0,85	1,20	0,60	1,08	2,08	1,53	1,12	1,18	1,28	4,02	1,17
Gd	9,76	7,71	6,18	7,57	6,37	4,47	6,96	6,14	8,66	4,25	7,84	15,26	11,60	8,08	8,49	9,35	27,59	8,37
Dy	6,63	5,46	4,58	5,29	5,30	3,38	5,40	4,70	6,36	3,30	5,71	11,19	7,76	5,83	6,22	6,87	22,56	6,11
Ho	1,13	0,95	0,81	0,94	0,92	0,59	0,97	0,85	1,13	0,57	1,00	2,02	1,36	1,05	1,13	1,22	4,16	1,10
Er	2,83	2,48	2,00	2,40	2,43	1,50	2,50	2,21	2,97	1,52	2,52	5,17	3,38	2,65	2,89	3,14	10,96	2,84
Tm	0,34	0,29	0,27	0,32	0,32	0,18	0,33	0,29	0,38	0,19	0,32	0,67	0,43	0,34	0,37	0,39	1,48	0,36
Yb	1,91	1,81	1,54	1,85	1,88	1,13	1,94	1,73	2,28	1,15	1,89	4,06	2,46	2,05	2,20	2,41	9,42	2,14
Lu	0,24	0,23	0,20	0,25	0,25	0,15	0,27	0,24	0,31	0,15	0,24	0,56	0,32	0,28	0,30	0,31	1,40	0,30
Hf	8,74	6,53	4,83	6,48	4,62	3,39	5,13	4,20	7,13	3,17	5,41	11,15	9,17	8,80	6,25	7,74	7,68	6,78
Ta	7,42	4,50	2,42	4,14	2,18	1,57	3,24	2,05	4,97	1,57	2,65	10,10	5,05	7,64	3,74	5,25	6,46	4,12
W	0,69	0,71	0,35	0,57	0,40	0,21	0,48	0,18	0,77	0,15	0,32	2,19	0,42	0,83	0,47	0,86	2,09	0,29
Pt	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Pb	2,76	2,15	1,43	2,26	1,49	0,90	1,94	1,38	2,77	1,09	1,30	4,58	2,50	4,52	2,67	2,65	3,47	2,16
Th	7,32	3,51	2,91	4,80	2,62	1,96	3,86	2,54	6,69	2,19	3,39	8,59	6,21	5,77	4,86	5,82	22,94	5,61
U	2,11	1,31	0,56	1,06	0,48	0,40	0,80	0,31	1,46	0,45	0,68	1,74	1,34	1,97	1,07	1,50	1,51	1,06

Éléments (ppm)	BA-29	LA-01	LA-02	LA-03	LA-05	LA-06	LA-08	LA-09	LA-10	LA-11	LA-13	GO-01	GO-02	GO-03	GO-04	GO-05	GO-07
Li	8,30	3,66	6,93	5,68	8,20	8,10	5,49	8,78	7,25	7,53	8,75	7,55	7,39	6,58	7,95	6,23	12,06
Sc	4,86	14,45	35,19	54,06	36,88	33,09	60,02	21,12	25,00	16,45	24,34	33,63	30,85	25,30	21,98	38,27	18,73
Ga	28,02	17,11	24,89	26,25	23,96	24,61	23,41	26,36	25,36	16,94	26,78	25,16	24,78	20,27	25,60	26,33	28,13
Ge	1,37	1,30	2,16	2,45	2,04	1,96	1,98	2,21	2,10	1,27	2,09	2,12	2,07	1,66	2,14	2,12	1,89
Rb	23,20	6,05	30,45	34,89	27,89	30,26	28,82	41,20	45,83	12,10	51,22	20,00	54,88	57,54	46,19	35,03	101,40
Sr	947,20	460,43	1130,22	711,94	778,81	755,50	593,68	828,71	819,67	526,71	1007,30	919,91	992,11	874,01	950,26	807,85	1057,60
Y	28,67	20,31	28,68	27,40	28,68	31,82	27,80	30,53	30,21	34,46	32,51	29,45	33,46	29,12	32,83	28,88	36,85
Zr	375,59	176,34	260,97	239,45	271,72	268,75	234,14	283,14	253,74	293,24	324,57	262,64	264,65	231,56	315,34	265,40	377,64
Nb	151,63	47,02	65,20	58,01	66,61	77,67	51,94	85,33	73,02	57,50	89,65	70,81	80,97	65,32	78,96	64,37	111,18
Mo	4,98	1,64	2,05	2,71	2,84	1,95	1,84	2,88	3,04	2,43	3,17	1,90	1,82	1,41	2,68	2,80	2,72
Cd	0,13	0,07	0,07	0,06	0,08	0,08	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09	0,08	0,08	0,07	0,09	0,09	0,11
Sn	2,56	1,63	1,60	1,73	1,46	2,15	1,46	1,66	1,67	3,10	1,61	1,51	2,22	1,82	1,65	1,66	2,44
Sb	0,21	0,04	0,03	0,05	0,05	0,09	0,02	0,04	0,22	0,14	0,07	0,04	0,15	0,08	0,05	0,05	0,12
Cs	0,22	0,18	0,18	0,37	0,68	0,90	0,29	0,58	0,50	0,12	0,61	0,56	1,78	1,91	0,50	0,35	2,96
Ba	764,64	366,67	385,87	326,20	387,24	404,60	296,17	490,07	455,54	433,87	505,01	433,97	456,60	370,30	464,64	358,48	657,98
La	85,05	34,52	42,50	37,57	45,11	45,61	33,38	46,33	47,56	43,55	52,72	47,25	49,14	43,01	55,68	43,80	74,91
Ce	173,31	73,38	88,78	78,76	89,58	92,60	65,80	95,64	90,17	92,47	106,49	95,46	102,95	89,84	118,43	89,56	148,34
Pr	19,50	9,14	11,34	10,15	11,35	11,54	9,06	12,00	11,28	11,67	13,24	12,10	12,49	11,09	13,71	11,33	16,83
Nd	73,60	38,07	46,76	42,68	45,52	46,95	38,43	48,25	45,23	49,25	53,96	48,74	51,36	45,89	54,91	46,23	63,84
Sm	12,73	7,58	9,82	8,92	9,03	9,44	8,49	9,69	9,19	10,47	10,74	10,01	10,31	9,01	11,13	9,52	11,37
Eu	3,82	2,40	3,01	2,84	2,85	3,03	2,67	3,07	2,87	3,44	3,36	3,02	3,29	2,88	3,45	2,99	3,61
Tb	1,33	0,89	1,15	1,07	1,08	1,18	1,09	1,15	1,12	1,34	1,27	1,15	1,23	1,07	1,28	1,12	1,31
Gd	9,72	6,47	8,60	7,85	7,77	8,50	7,94	8,36	8,13	9,44	9,10	8,64	9,04	8,04	9,50	8,41	9,60
Dy	6,98	4,60	6,03	5,76	5,84	6,37	5,73	6,18	6,05	7,33	6,87	6,12	6,51	5,69	6,84	6,01	7,05
Ho	1,24	0,81	1,05	0,99	1,07	1,12	1,01	1,09	1,09	1,32	1,21	1,08	1,16	1,00	1,22	1,06	1,27
Er	3,25	2,00	2,61	2,49	2,73	2,89	2,57	2,84	2,74	3,36	3,09	2,70	2,98	2,56	3,21	2,72	3,36
Tm	0,43	0,25	0,32	0,30	0,36	0,38	0,32	0,36	0,36	0,42	0,40	0,34	0,37	0,34	0,39	0,35	0,45
Yb	2,54	1,51	1,90	1,80	2,08	2,24	1,87	2,13	2,09	2,50	2,36	2,01	2,25	1,96	2,34	2,05	2,71
Lu	0,34	0,19	0,26	0,25	0,29	0,31	0,25	0,29	0,29	0,34	0,32	0,27	0,31	0,26	0,33	0,27	0,38
Hf	9,48	5,38	5,89	5,69	6,05	5,96	6,35	6,03	5,58	8,17	7,04	5,78	5,86	5,12	7,12	6,14	7,77
Ta	8,76	2,88	3,68	3,21	3,79	5,23	3,03	4,64	4,08	3,36	5,13	3,99	5,47	4,49	4,55	3,73	7,70
W	1,68	0,42	0,30	0,53	0,62	1,17	0,39	0,43	0,73	0,69	0,62	0,43	1,63	0,98	0,54	0,61	1,52
Pt	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Pb	4,61	1,50	1,79	1,84	2,21	2,73	1,34	2,09	2,64	2,12	2,85	2,06	2,78	2,39	2,27	1,94	4,90
Th	8,19	3,06	4,14	3,51	5,01	4,75	2,96	4,72	5,08	4,17	5,75	4,82	4,94	4,36	6,03	4,51	7,56
U	2,94	0,82	0,73	0,77	1,05	0,97	0,62	0,77	1,07	0,99	1,19	0,95	1,03	0,79	1,27	1,00	1,49

Éléments (ppm)	GO-08	GO-09	GO-10	RF-01	RF-02	RF-04	RF-05	BC-01	BC-02	BC-03	BC-04	IZ-01	AY-02	AY-03	AY-04	GU-01
Li	8,22	8,24	7,71	11,36	5,65	9,23	4,24	8,72	4,30	6,93	10,22	17,31	8,02	8,01	5,76	8,69
Sc	28,85	26,88	26,51	12,14	39,79	36,26	16,27	27,54	12,35	34,15	33,99	13,76	36,19	29,53	14,22	24,24
Ga	25,12	27,37	26,19	30,02	20,36	23,30	23,06	28,22	19,83	24,56	23,73	33,02	23,52	25,97	15,56	22,94
Ge	1,91	2,23	2,15	2,10	2,04	2,23	1,63	2,20	1,50	2,10	2,02	2,02	2,06	2,02	1,18	1,89
Rb	70,80	50,33	50,56	70,75	29,58	39,41	8,55	76,98	13,57	77,11	73,66	169,79	37,66	51,93	12,71	37,99
Sr	781,17	1128,93	1258,83	1485,44	590,95	1012,12	650,97	1155,42	608,24	935,18	1224,16	1601,20	820,75	1071,27	685,11	883,26
Y	32,29	35,51	31,67	40,13	21,76	32,68	21,05	37,18	20,33	28,77	42,05	46,80	28,77	35,59	29,10	28,00
Zr	292,82	351,83	421,48	545,71	170,46	294,72	254,01	351,80	207,73	254,96	305,02	605,91	275,02	297,71	240,50	270,10
Nb	81,72	84,59	85,01	130,32	40,39	70,85	79,59	107,21	66,13	68,91	80,31	202,13	67,92	92,71	64,97	69,89
Mo	1,40	2,12	1,60	3,72	1,80	2,94	2,49	2,38	2,30	2,56	2,13	4,78	3,03	2,13	1,86	3,57
Cd	0,08	0,10	0,11	0,15	0,06	0,09	0,10	0,10	0,06	0,07	0,07	0,16	0,08	0,08	0,08	0,07
Sn	2,37	1,72	1,61	2,24	1,30	1,48	2,54	2,58	2,01	1,52	2,07	2,71	1,57	2,16	1,90	1,33
Sb	0,09	0,06	0,05	0,05	0,03	0,06	0,08	0,14	0,08	0,04	0,10	0,31	0,05	0,11	0,06	0,06
Cs	0,98	1,72	0,46	0,55	0,68	0,41	0,14	1,16	0,13	1,31	1,37	2,98	0,45	0,82	0,10	0,48
Ba	437,92	593,69	648,92	631,93	235,28	439,10	428,68	476,19	385,35	394,30	461,64	862,25	369,98	463,03	517,49	447,05
La	39,83	65,18	71,46	96,21	27,66	58,13	45,14	61,21	41,30	48,09	62,94	124,94	50,01	55,95	48,23	51,44
Ce	83,38	136,69	146,59	198,88	58,61	118,11	99,29	131,50	95,34	97,26	133,21	227,65	99,74	117,98	103,53	100,62
Pr	10,81	16,12	16,72	22,25	7,67	14,59	12,23	15,74	10,79	12,01	15,92	24,25	12,13	13,81	12,55	12,10
Nd	45,11	64,27	64,78	84,21	32,55	58,57	49,90	63,44	43,49	47,93	64,05	88,27	48,91	55,48	51,10	47,51
Sm	9,40	12,44	11,86	14,98	6,91	11,37	9,76	12,51	8,31	9,69	12,46	14,91	9,72	10,99	10,10	9,16
Eu	2,96	3,88	3,62	4,41	2,20	3,53	2,91	3,86	2,54	3,02	3,97	4,57	3,04	3,50	3,23	3,01
Tb	1,17	1,42	1,29	1,61	0,83	1,30	1,05	1,45	0,92	1,13	1,50	1,69	1,13	1,34	1,19	1,13
Gd	8,44	10,48	9,60	11,82	6,18	9,56	7,71	10,75	6,82	8,34	11,03	12,23	8,29	9,63	8,87	8,10
Dy	6,27	7,40	6,69	8,24	4,36	6,75	5,27	7,37	4,88	6,10	7,93	8,90	6,08	7,11	6,47	5,98
Ho	1,11	1,30	1,17	1,48	0,79	1,19	0,92	1,27	0,84	1,04	1,36	1,62	1,06	1,24	1,10	1,04
Er	2,83	3,31	3,00	3,81	2,00	2,97	2,24	3,23	2,11	2,73	3,58	4,22	2,74	3,21	2,68	2,70
Tm	0,37	0,42	0,37	0,51	0,25	0,36	0,29	0,41	0,27	0,34	0,46	0,57	0,35	0,40	0,34	0,34
Yb	2,18	2,38	2,20	3,03	1,43	2,16	1,58	2,40	1,62	2,03	2,72	3,59	1,94	2,33	1,94	2,03
Lu	0,30	0,34	0,32	0,43	0,18	0,30	0,21	0,31	0,21	0,27	0,36	0,48	0,27	0,31	0,25	0,27
Hf	6,63	7,42	8,46	11,15	4,20	6,24	7,07	7,55	5,75	5,70	6,46	11,80	6,21	6,34	6,58	5,68
Ta	5,73	4,71	4,95	7,68	2,27	3,85	4,63	7,22	3,91	3,90	5,26	13,08	3,90	5,91	3,67	3,89
W	0,92	0,39	0,46	0,62	0,33	0,44	0,56	1,72	0,62	0,49	1,72	4,63	0,47	1,86	0,45	0,82
Pt	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Pb	2,44	2,48	2,54	3,70	1,23	2,79	2,07	2,93	1,84	1,74	3,25	8,38	2,25	3,00	1,80	2,47
Th	4,05	5,71	6,40	9,23	2,66	5,21	3,50	6,44	3,17	4,74	6,04	16,20	5,61	5,25	3,88	5,48
U	0,81	1,19	1,43	2,43	0,58	1,07	1,25	1,33	1,16	1,06	1,11	3,24	1,13	1,19	0,92	1,17

Éléments (ppm)	AR-01	TH-01	TH-02	TH-03
Li	6,62	12,14	5,76	12,89
Sc	28,74	15,72	5,38	12,09
Ga	21,85	28,41	21,42	28,14
Ge	1,85	1,92	1,11	1,93
Rb	36,17	67,12	16,47	73,77
Sr	868,18	1080,79	670,71	1176,60
Y	25,19	36,13	24,49	36,39
Zr	243,57	380,23	290,65	412,97
Nb	62,57	103,44	103,09	112,80
Mo	2,21	6,16	4,40	6,80
Cd	0,07	0,10	0,09	0,13
Sn	1,28	1,59	2,10	1,81
Sb	0,04	0,13	0,19	0,14
Cs	0,44	0,84	0,20	0,96
Ba	404,69	709,26	624,66	707,01
La	42,05	73,30	60,19	78,66
Ce	86,53	149,08	125,11	157,80
Pr	10,71	16,49	14,35	17,21
Nd	43,15	62,65	56,31	64,82
Sm	8,77	12,06	10,44	12,10
Eu	2,81	3,78	3,19	3,75
Tb	1,03	1,39	1,12	1,39
Gd	7,70	10,16	8,33	10,20
Dy	5,44	7,19	5,80	7,54
Ho	0,93	1,30	1,01	1,31
Er	2,41	3,29	2,56	3,44
Tm	0,30	0,42	0,31	0,44
Yb	1,69	2,51	1,83	2,69
Lu	0,24	0,34	0,25	0,36
Hf	5,40	7,35	7,39	8,19
Ta	3,54	5,48	5,74	6,18
W	0,60	1,42	1,35	1,55
Pt	0,01	0,01	0,01	0,02
Pb	2,09	4,95	3,65	5,37
Th	4,15	8,89	5,63	10,08
U	0,86	1,90	1,97	2,16

Annexe B9 : Compositions isotopiques des échantillons de Güímar.

Ech.	Pb						Sr		Nd	
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
BA-01	19,8552	0,0009	15,6210	0,0009	39,7403	0,0028	0,703131	0,000014	0,512866	0,000023
BA-03	19,6359	0,0009	15,6025	0,0009	39,5487	0,0028	0,703159	0,000014	0,512854	0,000023
BA-07							0,703139	0,000014	0,512864	0,000023
BA-11	19,6452	0,0009	15,5979	0,0009	39,5547	0,0028	0,703095	0,000014	0,512872	0,000023
BA-14	19,6638	0,0009	15,6028	0,0009	39,5259	0,0028	0,703153	0,000014	0,512874	0,000023
BA-18	19,8187	0,0009	15,6165	0,0009	39,6976	0,0028	0,703087	0,000014	0,512872	0,000023
BA-23	19,7045	0,0009	15,6140	0,0009	39,5903	0,0028	0,703144	0,000014	0,512863	0,000023
BA-29	19,7632	0,0009	15,6205	0,0009	39,6034	0,0028	0,703113	0,000014	0,512891	0,000023
LA-02							0,703178	0,000014	0,512875	0,000023
LA-05	19,7141	0,0009	15,6320	0,0009	39,6175	0,0028	0,703229	0,000014	0,512857	0,000023
LA-08							0,703126	0,000014	0,512884	0,000023
LA-12	19,7868	0,0009	15,6115	0,0009	39,6889	0,0028	0,703145	0,000014	0,512867	0,000023
GO-01	19,7251	0,0009	15,6126	0,0009	39,5942	0,0028	0,703176	0,000014	0,512874	0,000023
GO-05							0,703103	0,000014	0,512876	0,000023
GO-09	19,7373	0,0009	15,6125	0,0009	39,6459	0,0028	0,703132	0,000014	0,512870	0,000023
RF-01	19,8033	0,0009	15,6139	0,0009	39,6561	0,0028	0,703114	0,000014	0,512867	0,000023
RF-02							0,703180	0,000014	0,512866	0,000023
RF-04							0,703108	0,000014	0,512870	0,000023
BC-01	19,8161	0,0009	15,6114	0,0009	39,6720	0,0028	0,703143	0,000014	0,512862	0,000023
BC-04	19,6540	0,0009	15,5989	0,0009	39,5440	0,0028	0,703075	0,000014	0,512892	0,000023
IZ-01	19,8610	0,0009	15,6250	0,0009	39,7206	0,0028	0,703103	0,000014	0,512878	0,000023
AY-03	19,7212	0,0009	15,6162	0,0009	39,5590	0,0028	0,703133	0,000014	0,512873	0,000023
GU-01	19,7450	0,0009	15,6120	0,0009	39,5515	0,0028	0,703098	0,000014	0,512882	0,000023
AR-01	19,7274	0,0009	15,6145	0,0009	39,5329	0,0028	0,703096	0,000014	0,512878	0,000023

Annexe B10 : Valeurs utilisées pour le modèle de mélange à Tenerife.

	ROC (1)	DMM (2)	Sédiment marin (3)
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512909	0,513135	<b>0,512131</b>
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	20,328	18,446	<b>18,949</b>
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,636	15,485	<b>15,701</b>
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	40,110	37,934	<b>39,183</b>
Calcul*		Moyenne de Ito <i>et al.</i> (1987) et Debaille <i>et al.</i> (2006)	DSDP 397-40 de Hoernle <i>et al.</i> (1998)
Nd (ppm)	22	0,703	18,772
Pb (ppm)	0,9	0,024	10,832
	Minumum des laves de Güímar	Moyenne E-DMM (Workman et Hart, 2005)	Moyenne des données de la littérature

\*Valeurs utilisées pour le calcul de ROC

$\mu_1$ (= $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}1$ )	8,1
$\mu_2$	22
$\kappa_1$ (= $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}1$ )	3,9
$\kappa_2$	3,5